

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО ЧЕЛЯБИНСКОЙ ОБЛАСТИ
ОАО «ЧЕЛЯБИНСКГЕОСЪЕМКА»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист N-41-II (Кунашак)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М200):528.94.065(470.021)

Пужаков Б. А., Кузнецов Н. С., Шох В. Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-II (Кунашак). **Объяснительная записка.** – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 181 с. (Минприроды России, Роснедра, Управление по недропользованию по Челябинской области, ОАО «Челябинскгеосъемка»).

Дается описание стратиграфии, интрузивных и метаморфических образований Восточного склона Урала (Восточно-Уральская мегазона). В строении площади принимают участие породы, сформированные в диапазоне от нижнего протерозоя до квартера в различных геодинамических обстановках (платформенных, рифтогенных, спрединговых, островодужных, коллизионных). Приведены сведения по тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке территории. Дано систематическое описание полезных ископаемых с указанием закономерностей их размещения.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией.

Табл. 4, илл. 13, список лит. 221 назв., прил. 13.

Составители

Пужаков Б. А., Кузнецов Н. С., Шох В. Д., Шулькина Н. Е., Орлов М. В., Шулькин Е. П., Тарелкина Е. А., Долгова О. Я. и др.

Научный редактор *Жданов А. В.*

Эксперты НРС *Водолазская В. П., Иогансон А. К., Скосырев С. В., Шкатова В. К.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра

© Роснедра, 2018
© ОАО «Челябинскгеосъемка», 2012
© Коллектив авторов, 2012
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-41-II расположена в восточной части Уральской складчатой системы, в пределах Восточно-Уральской структурно-формационной мегазоны. В административном отношении изученная площадь расположена в пределах Аргаяшского, Каслинского, Красноармейского, Кунашакского и Сосновского муниципальных районов, Озерского городского округа Челябинской области. Общая площадь работ составила 4 670,9 км². Глубина изучения 100–200 м.

Местность представляет собой лесостепную (на западе – полого-всхолмленную, на востоке – низинно-болотистую) равнину с постепенным понижением абсолютных отметок к востоку с 264,7–240 до 180–159 м. Характер рельефа обусловлен геологическим строением. Равнина западной части площади имеет эрозионное происхождение, восточной части – аккумулятивное. Здесь широко развиты морские и континентальные отложения мезозойского и кайнозойского возраста.

Леса смешанные (береза, осина, сосна), представлены небольшими массивами, рощами и колками. Речная сеть принадлежит бассейну р. Тобол. Центральную часть района пересекает р. Теча, северную – р. Караболка. У южной рамки площади протекает р. Миасс. Ширина рек 5–25 м, глубина 0,7–2 м, скорость течения 0,1–0,2 м/с. Дно илистое, берега большей частью пологие, заболоченные. Берега р. Миасс обрывистые, высотой 5–8 м. Реки слабо террасированы; вблизи восточной границы площади отмечается выраженный врез долин. Главной гидрографической особенностью района является обилие озер и болот. Наиболее крупными из них являются озера: Уелги, Айбыкуль, Тишки, Тугуняк, Калды, Чебакуль, Касарги. Средняя площадь озер 20–24 км²; глубина до 10 м. Берега чаще пологие, заболоченные. Для части озер характерно наличие береговых валов, свидетельствующих об изменении водного режима. Вода – пресная или слабосоленая. Озера заболачиваются, зарастают камышом и осокой; некоторые из них, имевшие 40 лет назад водное зеркало, ныне исчезли (оз. Зырянкуль), превратились в заросшие болота (оз. Скайлы). Болота широко распространены по всей территории и особенно обширны в северо-восточной части района, где они непроходимы.

Климат континентальный: с холодной зимой и теплым, временами жарким летом. Годовое количество осадков около 400 мм; максимум их выпадает в июне–августе. Зима (ноябрь–март) чаще малоснежная. Снежный покров устанавливается в начале ноября (высота в разные годы от 20 до 60 см) и сходит в середине–конце апреля. Весна и осень – прохладные, с преобладанием малооблачной погоды. Распутица длится в среднем 15–20 дней. Ветры преобладают юго-западные и западные.

Район является сельскохозяйственным. Сельскохозяйственное производство находится в угнетенном состоянии, велика безработица. Имеется несколько карьеров по добыче строительных материалов.

Население (башкиры, татары, русские) занято большей частью в сельском хозяйстве. Район населен относительно равномерно. Наиболее крупные населенные пункты – Кунашак, Ново-Бурино, Береговой, Большой Куяш, Муслумово, Долгодеревенское, Дружный. Основные населенные пункты соединены асфальтированными и щебеночными дорогами, села – грунтовыми, не проезжими в распутицу. Вся площадь с юга на север пересекает газопровод Бухара–Урал. Площадь также пересекается железнодорожной магистралью и автострадой Челябинск–Екатеринбург.

Площадь относится к территориям с напряженной экологической обстановкой – в северо-западной части ее и по реке Теча выделяется обширная область радиоактивного заражения.

Обнаженность района слабая. Выходы пород складчатого фундамента сосредоточены преимущественно в западной части площади. Здесь породы фундамента часто перекрыты мало-мощным плащом рыхлых осадков и могут быть вскрыты горными выработками. В восточной

части района коренных обнажений складчатого фундамента очень мало. Здесь развит мощный чехол мезозойско–кайнозойских морских и континентальных отложений, а породы фундамента могут быть вскрыты только глубоким бурением. Слабая обнаженность территории листа N-41-II затрудняет ее геологическое изучение.

Площадь обеспечена материалами геофизических исследований разного масштаба и качества. Составленные сводная карта аномального магнитного поля (Z_a и ΔT_a) и гравиметрическая карта масштаба 1 : 200 000 имеют высокую разрешающую способность на $\frac{2}{3}$ площади, на $\frac{1}{3}$ площади – позволяют интерпретировать основные структуры района. Дешифрируемость имеющихся аэрофотоматериалов и МАКС масштабов 1 : 12 000–1 : 200 000 низкая. Наиболее уверенно дешифрируются элементы геоморфологического строения площади и фрагменты разрывных нарушений.

Целью работ являлось создание и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200, второго поколения для решения различных народнохозяйственных задач: планирования геологоразведочных работ, освоения земель, проведения природоохранных мероприятий, оценки перспектив территории на цветные (свинец, цинк), редкие металлы (вольфрам, бериллий) и другие полезные ископаемые.

При составлении и подготовке к изданию геологических карт использованы данные, полученные при ГМК-200 листа N-41-II, а также материалы проведенных здесь ранее геологосъемочных, разведочных и большого количества поисковых и гидрогеологических работ, а также тематических и научных исследований. Весь керн тысяч картировочных, поисковых и структурных скважин колонкового бурения уничтожен, значительная часть первичных материалов утеряна.

На площади листа N-41-II в результате проведенных работ ГМК-200 (ОАО «Челябинскгеосъемка»), были собраны и проанализированы фондовые и опубликованные текстовые и графические материалы по геологическому строению территории, месторождениям и проявлениям полезных ископаемых, просмотрены коллекции шлифов, систематизированы результаты аналитических исследований. В полевой период проводились геологические маршруты, описание разрезов, опробование на различные виды анализов, буровые работы и геофизические исследования (ОАО «Уральская геофизическая экспедиция» под руководством А. Л. Микушина). Лабораторные исследования были выполнены в Комплексной лаборатории ОАО «Челябинскгеосъемка» (химический, спектральный и атомно-абсорбционный анализы). Литологические и минералогические исследования проводились В. И. Петровым (ОАО «Челябинскгеосъемка»). Подготовка проб для проведения изотопно-геохронологических исследований по цирконам были проведены А. А. Краснобаевым (ИГГ УрО РАН). Определения абсолютного возраста сделаны в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Исследование состава минералов выполнены в лаборатории Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Определение содержаний золота и металлов платиновой группы было проведено в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии В. В. Дистлером (г. Москва). Палеонтологические исследования проведены в лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УНЦ РАН О. В. Артюшковой (г. Уфа). Палеонтологические исследования в шлифах выполнялись в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Определение возраста фораминифер выполнено Р. М. Ивановой ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Определения возраста криноидей выполнены А. В. Куриленковой (г. Чита). Определения возраста флоры выполнены на кафедре палеонтологии Санкт-Петербургского Государственного университета С. М. Снегиревским. Палинологические исследования выполнены в Институте экологии растений и животных УрО РАН Е. Г. Лаптевой (г. Екатеринбург). Петрографические исследования проведены Б. А. Пужаковым, В. П. Савельевым, В. И. Петровым, Е. П. Щулькиным, Г. В. Кальсиным (ОАО «Челябинскгеосъемка»).

В полевых исследованиях и камеральной обработке материалов участвовали: Н. С. Кузнецов – начальник партии прогнозно-поисковых работ и геоинформатики; Б. А. Пужаков – главный геолог партии; А. В. Моисеев – главный геолог по геоинформатике; ведущие геологи В. П. Савельев, В. Д. Шох, Н. Е. Щулькина, В. И. Петров, Е. П. Щулькин, А. Г. Иванушкин, Г. В. Кальсин; геологи Т. А. Попова, И. А. Полубоярских, О. Я. Долгова, С. В. Маликова, М. В. Орлов, Е. А. Тарелкина; геофизики Л. П. Кузнецова, Р. Г. Санникова. Геофизические работы выполнены Геофизической партией ОАО «Челябинскгеосъемка». В работах участвовали: С. Ю. Татарников – начальник партии и геофизики Е. А. Гончаров, В. Ф. Наумов. В полевых исследованиях и анализе полученных полевых материалов участвовали В. И. Сначев, Д. В. Савельев, Е. А. Бажин, А. В. Сначев (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа). Визуальные поиски фауны (конодонты) проведены сотрудниками ИГ УНЦ РАН под руководством О. В. Артюшковой (г. Уфа).

В результате этих работ были получены новейшие высококачественные (оценка НРС Роснедра) геологические материалы, отвечающие современным требованиям, что дало основание для рекомендации подготовки к изданию листа N-41-II (Кунашак).

Геологические границы и возраста подразделений, картируемых в его пределах полностью увязаны с соседними, принятыми к изданию, листами ГК-200/2 – O-41-XXXII (северная рамка), N-41-I (западная рамка), N-41-VIII (южная рамка). С соседним, восточным листом (N-41-III) геологические границы и возраста подразделений увязаны не полностью, т. к. лист к изданию не подготовлен.

В обработке материалов, составлению и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 (второе издание) листа N-41-II (Кунашак) принимали участие: Б. А. Пужаков, Н. С. Кузнецов, В. Д. Шох, Н. Е. Шулькина, М. В. Орлов, Е. А. Тарелкина, Е. П. Шулькин, О. Я. Долгова, Т. А. Попова, Р. Г. Санникова, А. В. Иванов.

Основную методическую помощь при производстве работ оказывали главный геолог ОАО «Челябинскгеосъемка» С. А. Беляков, главный геофизик В. В. Кузьмичев. Коллектив партии выражает им искреннюю благодарность.

Текст записки и комплект геологических карт отпечатаны в ОАО «Челябинскгеосъемка».

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологическая изученность. Первые систематические исследования района начались во второй половине XIX века, после обнаружения И. И. Редикорцевым в 1832 году бурых углей на р. Миасс, и связаны с именами выдающихся ученых А. П. Карпинского, Ф. Н. Чернышова, А. И. Антипова, Г. Д. Романовского, М. В. Грум-Гржимайло и других. В целом работы этого периода принесли много открытий. В общих чертах была установлена стратиграфия триасовых и палеогеновых отложений, изучалось строение Челябинского массива, изучены и описаны все, тогда известные, месторождения полезных ископаемых, проведены первые исследования геоморфологии района. Первая геологическая карта района была составлена А. П. Карпинским в 1884 году в масштабе пять верст в дюйме.

Рост промышленности после Гражданской войны явился мощным толчком для развития геологического изучения района, но в пределах территории листа N-41-II интенсивные исследования проводились преимущественно в пределах Челябинского бурогоугольного бассейна, проводились поиски строительных материалов и дефицитных металлических полезных ископаемых, преимущественно на небольших участках.

Систематическое геологическое изучение территории листа N-41-II началось только после Великой Отечественной войны.

В 1949–1951 гг. Н. Ф. Мамаевым [117, 118] проведена геологическая съемка масштаба 1 : 100 000 площади листов N-41-3, 4, 15, 16 (рис. 1), в результате которой, по довольно редким обнажениям коренных пород, изучен разрез палеозойских образований территории. Открыто Теченское скарново-магнетитовое месторождение. Рекомендованы поиски меди северо-восточнее пос. Муслимово, где позднее было открыто Султановское медно-колчеданное месторождение. Помимо этих объектов авторами установлено более десяти пунктов минерализации меди, железа, вольфрама. Н. Ф. Мамаевым разработана стратиграфическая схема, в основу которой положено представление о зависимости возраста горных пород от степени их метаморфических преобразований.

Основание разреза по автору представлено различными сланцами, кварцитопесчаниками, уралитизированными эффузивами и их туфами, датированными силуром. К этому же времени были отнесены и мраморы у пос. Бол. Баландино. Далее разрез наращивается нижнедевонскими конгломератами, песчаниками и сланцами, обнажающимися восточнее пос. Бол. Баландино. Значительная часть пирокластических пород и эффузивов, откартированных на значительной части площади (в частности у пос. Дербишева, оз. Кумкуль, Теренкуль и др.), отнесены к верхнему девону. На верхнедевонских образованиях несогласно залегают отложения нижнего карбона, представленные агломератовыми вишнево-красными туфами с покровами спилитов, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, а также известняками с фауной среднего–верхнего визе. Отложения карбона по данным автора развиты в районе д. Дербишева, на северном берегу оз. Кум-Куль и д. Мал. Абдырово.

Положение толщ в стратиграфическом разрезе обосновывается исключительно по сопоставлению с другими районами. Все последующие стратиграфические построения долгое время базировались на представлениях Н. Ф. Мамаева. Отложения мезо-кайнозоя расчленены авторами на большое количество толщ.

В 1951–1952 гг. при геологической съемке листа N-41-VIII Н. Ф. Мамаевым пересмотрен возраст терригенных пород, обнажающихся в долине р. Миасс, – он датировал их карбоном, а возраст базальтов «привязал» к лудловским известнякам Первомайского (Шеинского) карьера, где наблюдал залегание этих известняков на эффузивах. В последующем этот вывод стал определяющим для стратификации образований, датируемых силуром.

Интрузивные породы, по Н. Ф. Мамаеву, формировались в течение среднепалеозойского и верхнепалеозойского циклов. К среднепалеозойскому циклу автор относит интрузии перидоти-

тов (оз. Касарги), тела габбро среди серпентинитов и небольшие массивы плагиогранитов и кварцевых диоритов. В отчете слабо освещены вопросы тектоники.

| | | | |
|--|--|--|--|
| Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1950,ГС-100 Бабкин В.В., 1965,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1950,ГС-100 Андреева З.А., 1962,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Андреева З.А., 1962,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 |
| 3 | | 4 | |
| Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Бабкин В.В., 1965,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1950,ГС-100 Бабкин В.В., 1965,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1950,ГС-100 Андреева З.А., 1962,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Андреева З.А., 1962,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 |
| Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Белгородский Е.А., 1965,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-50 Афанасьев Ю.Н., 1967,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Бердюгин Ю.П., 1961,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 |
| 15 | | 16 | |
| Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Белгородский Е.А., 1965,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Белгородский Е.А., 1965,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Бердюгин Ю.П., 1961,ГС-50 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 | Мамаев Н.Ф., 1951,ГС-100 Кузнецов Н.С., 2002,ГС,ГДП-200 |

Рис. 1. Схема геологической изученности (масштаб 1 : 500 000).

В 1951 году при разведке Сосновского месторождения бокситов [157] установлено, что западный контакт визейских известняков погружается на северо-запад под базальты силурийского возраста. Фактически была выявлена одна из пластин Есаульского надвига.

С 1948 по 1956 гг. Л. А. Умовой проводилось литолого-стратиграфическое изучение морских мезо-кайнозойских отложений. Автором дана минералогическая характеристика осадков каждой свиты и установлены коррелятивные минералы, давшие возможность производить палеогеографические построения.

С 1953 года началось геологическое картирование масштаба 1 : 500 000 восточного склона Урала под руководством А. П. Сигова. Многолетние исследования [165, 166, 16] дали богатейший материал, позволивший расчленить покровные отложения на толщи и свиты от нижнего мела до квартала. Выработана фундаментальная стратиграфическая схема, вошедшая впоследствии во все унифицированные стратиграфические схемы Урала.

В 1957 году опубликована монография Г. А. Смирнова «Материалы к палеогеографии Урала (визейский ярус)». Автором сероцветные отложения, обнажающиеся на р. Миасс, считаются фациальными аналогами красноцветных. Наличие крупногалечниковых конгломератов в красноцветной толще, полимиктовый состав галек, нахождение в них обломков пород самой толщи, косая слоистость отложений свидетельствуют по автору о расчлененности рельефа к востоку от Челябинского массива, откуда и происходил снос продуктов. Сероцветная толща, представленная преимущественно арковыми песчаниками, с гальками кварцевых порфиров, гранитоидов, углито-кремнистых сланцев, с расположением грубообломочных фаций в западной части разреза, формировалась по автору при сносе материала с запада, из области эрозии с равнинным рельефом. Автором обоснован визейский возраст терригенно-карбонатных осадков ниже пос. Бол. Баландино находками микро- и макрофауны, а по смене терригенных осадков средне-

го вize карбонатными породами в верхнем вize он сделал вывод об установлении в это время морского режима.

В конце 1950-х годов и в 1960-е годы вновь образованной Челябинской геологосъемочной экспедицией в районе выполнены планомерные геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000, сопровождавшиеся большим объемом горных, буровых, геофизических и опробовательских работ. ГС-50 охватили большую часть площади листа N-41-II, за исключением листов N-41-3-A, N-41-16-B и Г. В результате существенно уточнены геологическое строение и тектоника района, обоснованы стратиграфические схемы, выделены комплексы интрузивных пород.

В 1960 году завершена съемка листов N-41-16-A и В [39]. Наиболее древние (O?) зеленые филлитовые и углисто-кремнистые сланцы выделены в южной части площади. На них с незначительным угловым несогласием ложится большебаландинская свита основных эффузивов. Залегающая стратиграфически выше тугунякская свита представлена андезибазальтами и их туфами – по авторам она является рудовмещающей для месторождений Теченского типа. Возраст свиты определен как S_2-D_1 по находке коралла рода *Pholidophyllum*. Эти кораллы, по заключению М. В. Шурыгиной, проходящие с лудлова до жедина, изредка поднимаются до эйфеля. Находка этого коралла в последующем являлась источником обоснования возраста теченской толщи, как сторонниками среднедевонского, так и сторонниками силуро–девонского времени ее формирования. Выше по разрезу выделена султановская свита (D_2ZV), расчлененная авторами на нижнюю вулканогенно-осадочную и верхнюю вулканогенную подсвиты. В нижней подсвите найдены остатки фауны кораллов и фораминифер, а в верхней – в прослое осадочных пород – микрофауна *Stelliolina* sp., которая Т. В. Прониной предположительно определена как среднедевонская. На образованиях султановской свиты залегают карбонатно-терригенные отложения миасской свиты, расчлененной авторами на три подсвиты: терригенную (красноцветную), терригенно-карбонатную (сероцветную) и карбонатную. Венчается разрез карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями среднего карбона с богатыми остатками микрофауны. Гипсоносные отложения авторами отнесены к самым верхам московского яруса. Позднее Е. Н. Силиной из цемента конгломератов был выделен споро-пыльцевой комплекс C_3 . Эта стратиграфическая схема была принята как рабочая основа последующими исследователями.

В 1958–1960 гг. Андреевой З. А. проводится ГС-50 листов N-41-4-A, Б, В, Г. Принимая, в целом, стратиграфическую схему Ю. П. Бердюгина [39], авторы опускают нижнюю границу султановской свиты до эйфеля. Авторами [28] охарактеризованы многочисленные интрузивные массивы. Все интрузии района относятся к среднепалеозойскому циклу (от конца ордовика до нижнего карбона включительно). «Кислые» интрузии по авторам приурочены к сводовым частям антиклинальных поднятий, ультрабазиты – к синклиналям и крыльям антиклиналей. Геохронометрические исследования с целью определения возраста интрузивных комплексов не проводились и практически не изучены их петрохимические характеристики, поэтому классификация их условна. Разрывные дислокации в работе практически не освещены, описаны, в основном, пликвативные структуры. Карта фундамента составлена в масштабе 1 : 100 000.

В 1956–1959 гг. обобщены результаты многолетних исследований буроугольного бассейна, составлена геологическая карта масштаба 1 : 200 000 на большую его часть. Были систематизированы данные по тектонике, составлена стратиграфическая схема раннемезозойских образований. В 1963–1965 гг. эта схема доработана В. Д. Бояковой [47] и к настоящему времени осталась практически без изменений.

В 1960–1965 гг. ГС-50 проводится на площади листов N-41-15-A, В, Г. Авторами [37] впервые в районе выделены есаульская толща алевролитов, аргиллитов условного среднего–верхнего ордовика и долгодеревенская толща пестроцветных туфов кварцевых порфиров, туффитов и конгломератов верхнего ордовика. Фаунистических остатков в этих толщах не найдено. В песчаниках нижнего горизонта султановской свиты найдены остатки фауны среднего девона, а в туфах асановской толщи, содержащих обломки известняков, обнаружены фораминиферы верхнего девона. В основании разреза нижнекаменноугольных отложений выделена дербишевская толща позднеурнейско–ранневизейского возраста, сложенная агломератовыми, лапиллиевыми и гравийными туфами основного и смешанного состава с подчиненными прослоями лав базальтов и андезидацитов. Вышележащая миасская толща, в отличие от ранее принятой схемы, разделена на две подтолщи – преимущественно, терригенную с прослоями известняков и верхнюю – карбонатную. В отчете детально рассмотрен гранитоидный магматизм. Авторами установлено, что все рудопроявления исследованного района расположены на трех литолого-стратиграфических уровнях. Они увязаны с контактами разнородных пород. Авторами даны рекомендации для проведения поисковых работ на медные руды. Тектоника в отчете освещена подробно – и пликвативная, и дизъюнктивная. Выделение авторами долгодеревенской толщи по сей день вызывает споры.

В 1965 году Лидером В. А. и др. закончено составление карты четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000.

В 1963–1965 гг. ГС-50 проведена на площади листов N-41-3-Б, В, Г. Впервые для данного района авторами [32] в основании палеозойского разреза выделена биктимировская толща, отнесенная к силуру (венлок–лудлов). Сложена она эффузивами основного состава и их туфами с прослоями мраморизованных известняков и мраморов, содержащих остатки фауны. Выше в разрезе залегает теченская толща, по составу аналогичная тугунякской толще Ю. П. Бердюгина [39], перекрытая трансгрессивно султановской толщей среднего девона. Выделенная выше в разрезе асановская толща эффузивов основного состава и пепловых туфов палеонтологически не охарактеризована и в возрастном отношении сопоставляется с более южными районами. Среди каменноугольных образований в низах разреза выделяется дербишевская вулканогенно-осадочная толща позднегурнейско–ранневизейского возраста. Завершается разрез миасской толщей позднего визе–серпухова. Менее детально, чем вопросы стратиграфии, и иногда совершенно недостаточно, авторами изучены магматизм, метаморфизм и тектоника ввиду слабой обнаженности палеозойского фундамента в этой части района.

С 1961 года в восточной части площади листов N-41-3-В и N-41-15-А проводятся специальные гидрогеологические работы по изучению геологического строения и гидрогеологических условий Аргаяшской [38] и Теча-Бродской [61] структур. В результате этих работ была выделена крупная дизъюнктивная структура – Аргаяшский надвиг. По данным глубокого бурения (1 500 м и более) и геофизических исследований была составлена структурно-геологическая карта масштаба 1 : 100 000. На основании изучения остатков микрофауны полуторакилометровая толща карбонатных отложений была расчленена на горизонты. Установлено широкое развитие в составе карбонатных отложений доломитизированных известняков и доломитов. По данным спектрального анализа в отдельных пробах были отмечены повышенные содержания никеля, кобальта, марганца, меди, цинка, свинца, мышьяка, но опробованы были лишь отдельные небольшие интервалы. Было выявлено два проявления бурых железняков, но вскрытые скважинами руды не были опробованы.

В 1965–1967 гг. ГС-50 в пределах листа N-41-15-Б выполнена под руководством Ю. Н. Афанасьева [31]. Результаты работ основывались на анализе материалов большого объема глубокого колонкового бурения. Детально изучена рудовмещающая толща Теченского месторождения. В основании разреза выделена вулканогенная толща позднесилурийско–раннедевонского возраста, ранее другими исследователями называемая теченской. Выше в разрезе выделена осадочно-вулканогенная толща, расчлененная авторами на три подтолщи, с общим возрастным интервалом поздний эйфель–живет, отвечающим возрастному интервалу султановской толщи, на что указывают авторы. Завершают разрез палеозоя туфогенные отложения верхнего турне–нижнего визе и терригенная толща верхнего визе. В отчете детально изучены гранитоиды и их роль в формировании Теченского месторождения и ряда проявлений скарново-магнетитового оруденения. Подробно описаны различные аспекты тектонического строения площади, но, при этом, мало внимания уделено сочетанию пликативных и дизъюнктивных структур, которые зачастую выглядят как блоково-надвиговые. Этими исследованиями практически завершились геологосъемочные работы на территории листа N-41-П.

В результате ГС-50 был составлен комплект карт, включающий и карты четвертичных отложений. Общим недостатком всех работ является слабое палеонтологическое обоснование стратиграфических схем для докаменноугольных образований, недостаточно полная петро- и геохимическая характеристика геологических образований, совершенно недостаточная геохронометрическая изученность интрузивных комплексов. Мало внимания уделено также дизъюнктивной тектонике. Большинство недостатков обусловлены объективными причинами: производство работ в начальный период становления многих аналитических методов исследования вещества горных пород, отсутствие нормальной геофизической основы – материалы магнитных съемок представляли собой лоскутное одеяло, не покрывающее значительные участки площади, а гравиметрические материалы масштаба 1 : 200 000 не отвечали масштабу ГС-50.

В 1966 году под руководством И. Д. Соболева были составлены карты Урала масштаба 1 : 200 000 дочетвертичных отложений и палеозойских образований, долгие годы служившие основой для геологоразведочных работ.

В 1968–1970 гг. под руководством И. З. Шуба на большей части листа N-41-П было проведено геоморфологическое изучение территории в масштабе 1 : 100 000. Авторами уточнены стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений, представлен большой фактический материал по палеогеографии и металлоносности рыхлых отложений.

В 1972 году в северо-западной части площади листа N-41-П проведено специализированное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 [120]. В результате выделены лейкогранитные

тела позднепермского возраста, специализированные на редкометалльное и урановое оруденение; изучены метасоматически измененные породы. Составленная геологическая карта не отвечает требованиям к ним при ГС-50, но значительно уточняет литологическую изученность этой части площади.

В 1974–1977 гг. в пределах южной части Алапаевско-Теченской металлогенической зоны тематические работы проводили В. В. Рябков и Е. В. Стыгинская с целью изучения литолого-фациального и стратиграфического контроля магнетитового оруденения. Авторами выделено два уровня оруденения – силурийский и среднедевонский, рекомендована доразведка глубоких горизонтов Теченского месторождения.

Е. А. Белгородским [35] в процессе составления структурно-формационной карты масштаба 1 : 200 000 из среднедевонских образований вычленен самостоятельный позднедевонский субщелочной комплекс.

Проведенное в 1977–1980 гг. Ю. П. Бердугиным структурно-формационное районирование эвгеосинклинального прогиба Южного Урала базировалось, в основном, на принятых при геологосъемочных работах схемах стратиграфии и магматизма.

В 1981 году М. С. Рапопортом и др. закончен фундаментальный труд по составлению карт гранитоидных формаций масштаба 1 : 200 000. Были изучены эталонные гранитоидные массивы; обобщен материал по гранитоидам восточного склона Урала; дана характеристика выделенных магматических формаций, комплексов, описаны их отличительные особенности; установлена связь магматизма с глубинным строением и тектонической эволюцией района. К сожалению, для гранитоидов, развитых на площади листа N-41-II, новых аналитических данных (за исключением Челябинского массива) не приведено.

В 1983 году на площади выполнено геоиндикационное дешифрирование масштаба 1 : 200 000. По заключению авторов (Левит Н. В. и др., 1983) литологические комплексы пород на МАКС дешифрируются слабо.

В 1984 году С. В. Автонеевым закончены тематические исследования вулканогенных образований восточного склона Среднего и Южного Урала на основе формационного анализа. Вулканогенные породы большебаландинской свиты выделены им как характерные для раннегеосинклинального вулканизма, условно позднеордовикско–раннесилурийского возраста. Но он считает эту формацию недифференцированной. Выше недифференцированной формации, по автору, располагается контрастно-дифференцированная, возраст которой, по остаткам кораллов (все тот же коралл из образований теченской толщи – см. выше) определен как S_1 .

В 1988 году Р. Н. Шагиной камеральным путем был подготовлен комплект Госгеолкарты-200 листа N-41-II к изданию. Карты прошли апробацию на НРС ВСЕГЕИ, но не были изданы и в настоящее время существуют в единственном экземпляре (и карты, и объяснительная записка). Самыми древними породами в районе выделялись парагнейсы и сланцы, картируемые к востоку от Челябинского грабена, гнейсы и сланцы обрамления Тюбукского гранитоидного массива, датированные рифеем. В целом карты оставляют хорошее впечатление детальностью проработки. На карте складчатого фундамента впервые совершенно верно отмечено широчайшее развитие на площади покровно-надвиговых дислокаций (это не значит, что все они достоверно установлены). Но есть ряд существенных недостатков: совершенно упущен парагенезис разрывных дислокаций северо-северо-западного и северо-восточного простираний, играющий важнейшую роль в структурообразовании; на ряде участков, в восточной части листа, показанные литоконтакты не соответствуют имеющемуся фактическому материалу; часть магматических тел изображены на карте значительно больших размеров, так как рисовка их контактов выполнена по картам магнитного поля (по изолиниям Z_a), в стратиграфии не были учтены, установленные в 1958 году восточнее Челябинского массива серицит-хлоритовые и хлорит-серицитовые филлитовидные сланцы, датированные (условно) ордовиком [39].

В 1992–1993 гг. при проведении тематических работ по территории деятельности ПО «Маяк» был составлен «макет геологической карты (досреднеюрские образования)» масштаба 1 : 50 000 [217]. Для района обосновано складчато-блоковое строение. Вулканы восточной части площади (Калдинская структура) оставлены на ранее принятом стратиграфическом уровне, но пересмотрено стратиграфическое положение наиболее древних в палеозойском разрезе вулканогенных толщ основного состава. По аналогии с более южными районами, они датированы автором ранним–средним ордовиком.

В 1999 году были завершены ГС и ГДП-200 листа N-41-VIII (Челябинская площадь). Авторами [100] выделены нижнепротерозойские и нижне-верхнерифейские образования, представленные гнейсами, сланцами, метабазальтами и метаосадочными породами. Базальт-риолитовая толща, долгое время служившая прототипом большебаландинской толщи, была датирована по

находкам конодонтов ранним–средним ордовиком. Тектоника и магматизм рассмотрены в рамках концепции развития территории в условиях континентального рифтогенеза.

В 2000 году завершены работы по подготовке к изданию листа О-41-XXXII [95]. Авторами уточнено литологическое, формационное и возрастное расчленение стратифицированных и магматических образований района с выделением ряда новых подразделений. Возраст значительной части выделенных стратонов обоснован палеофаунистически, за исключением ряда подразделений ордовикского, силурийского и, частично, девонского возрастов. Выделены островодужные, коллизионные и платформенные образования. Комплект карт составлен в легенде Среднеуральской серии.

В 2002 г. информационным отчетом завершена тематическая работа по совершенствованию Южно-Уральской серийной легенды (Щулкин, Яркова, 2002). Проведенные исследования способствовали уточнению состава и возраста разновозрастных образований и позволили разработать предложения по уточнению серийной легенды.

При проведении ГДП-200 листа N-41-II в 1999–2002 гг. были аккумулированы все данные предшественников. На основе комплексного анализа геолого-геофизических материалов и вновь полученных данных геологическое строение площади было существенно уточнено – составлена новая стратиграфическая схема, детально изучено тектоническое строение территории, определены перспективы площади на ряд полезных ископаемых. Работы были прерваны и завершены информационным отчетом [101]. Недостатком этих работ (учитывая их незавершенность) следует считать практически полное отсутствие палеонтологического обоснования докаменноугольных образований и новых геохронологических данных для магматических образований, недоизученность рудно-метасоматических систем.

В целом геологическая изученность территории высокая и проведенные исследования, несомненно, обладают рядом высоких качеств, но, к сожалению, аналитическая основа большинства ранее выполненных геологических работ в значительной мере не отвечает требованиям настоящего времени.

Поисковая изученность. Систематические поисковые работы на описываемой территории начали проводиться с 30-х годов прошлого столетия, когда бурный рост промышленности потребовал новых источников минерального сырья. В истории поисковой изученности условно можно выделить пять направлений.

Поиски горючих ископаемых. Наиболее значимым горючим ископаемым в описываемом районе является бурый уголь, поиски которого здесь начались в 1932 г. Поисковый участок охватывал обширную площадь в междуречье р. Миасс и р. Теча. Работы заключались в маршрутном обследовании площади с привлечением небольшого объема горных работ. В результате проведенных исследований, южнее площади листа были вскрыты угленосные отложения, содержащие пласты угля. Предполагалось, что Челябинский грабен продолжается и севернее р. Миасс, занимая на исследованном участке площадь 300 км², с ориентировочными запасами 300 млн т угля.

В это же время (1932–1936 гг.) на площади листа проводилась разведка торфяных месторождений, приуроченных к многочисленным озерам и болотам [215, 216, 62, 84, 108, 129]. Торф месторождений мог применяться в качестве топлива и минеральных удобрений. В 1944 г. данные о торфяных месторождениях области были обобщены в работе: «Торфяной фонд Челябинской области», где приведены данные о 32 торфяных месторождениях, расположенных на площади листа N-41-II. Разведка торфяных месторождений продолжалась и в первые послевоенные годы [109, 114, 171, 188, 193–196]. Обнаруженные запасы торфа рекомендовалось включить в топливный баланс области.

В послевоенные годы продолжались поиски и разведка угольных месторождений на площади северного окончания Челябинского грабена, которые особенно интенсивно проводились в 1950–1958 гг. [69–72, 105, 179–184]. В результате этих работ в пределах Сугоякского угленосного района был выявлен и разведан ряд участков с промышленной угленосностью, из которых было выделено 4 шахтных поля с общими балансовыми запасами 46 686 тыс. т угля [105] и несколько перспективных участков.

При разведке угольных месторождений во многих скважинах (в том числе и на описываемой площади) были получены многочисленные признаки газо- и нефтеносности в виде твердых и жидких битумов, капель и примазок жидкой нефти и выделений газа. Эти данные послужили основанием для постановки на площади грабена поисковых работ на нефть. В 1951 году трест «Тюменьнефтегеология» начал бурение глубоких (1 000–2 500 м) роторных скважин, из которых на площади Сугоякского угленосного района была пробурена одна скважина, которая нефтеносных горизонтов не вскрыла. Отрицательный результат был получен и на других площадях, южнее описываемой территории, что и послужило основанием для прекращения в 1955

году поисковых работ. Многие исследователи [190, 131] считали, что работы проводились с методическими ошибками и были прекращены преждевременно и называли в числе наиболее перспективных расположенные на описываемой территории Баландинскую антиклинальную структуру и участок у пос. Слава.

После 1958 года работы в пределах Сугоякского угленосного района проводились в незначительных объемах. В это время выполнялись доразведка глубоких горизонтов отдельных участков [46, 73] и пересчет запасов угля по новым кондициям. Позже, из-за сложности геологического строения, запасы угля по Сугоякскому угленосному району были переведены в забалансовые [97].

Геологоразведочные работы по разведке торфяных месторождений были возобновлены в 1965 году [169, 198, 48, 49, 138, 51, 59, 60], но в отличие от предыдущих работ торф месторождений оценивался не как топливо, а как агрономическое сырье.

Поиски металлических ископаемых. Началом планомерных поисков металлических полезных ископаемых в описываемом районе можно считать 1929 год, когда Каслинской ГРП, проводившей геологоразведочные работы на обширной территории, включающей и западную половину листа N-41-II, была дана краткая характеристика старых железных рудников (Зырянкульского, Кульмяковского и Новоказакбаевского). Отмечалась бесперспективность первых двух объектов из-за незначительных масштабов оруденения, а о Новоказакбаевском месторождении высказывалось мнение, что его «рудные ресурсы не исчерпаны». Некоторые из этих рудников обследовались позже партией треста «Цветметразведка» [221].

В 1938–1939 гг. на площади Челябинского плутона проводились поиски олова, в процессе которых на описываемой территории в нескольких шлиховых пробах, отобранных из русловых отложений р. Миасс у пос. Бол. Баландино и Прохорово, было установлено повышенное содержание касситерита и осмистого иридия [110, 111]. В это же время на обширной территории, включающей и всю площадь листа N-41-II, проводились работы по составлению шлиховой карты Урала (Сигов, 1939).

Поиски вольфрамового оруденения в северной части описываемой площади проводились в 1944 г. Пьянковской ГРП [128]. В результате была выявлена лишь тонкая (до 0,2 м) кварцевая жила с редкой вкрапленностью шеелита и несколько кварцевых жил без видимой минерализации.

Поиски бокситов проводились в 1947 году и в 1949–1951 гг. в восточной и южной частях площади листа. В восточной части был разбурен один профиль скважин, которыми была выявлена депрессия в палеозойском фундаменте, заполненная нижнемеловыми осадками. Были вскрыты бокситовидные глины, но кондиционных бокситов обнаружить не удалось (Денисов, 1947). В южной части площади было выявлено малое месторождение бокситов (Сосновское), представляющее собой ряд разбощенных залежей в отдельных карстовых воронках [157].

В это же время при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 100 000 под руководством Н. Ф. Мамаева было выявлено вольфрамовое оруденение Биктимировского проявления; выполнено геологическое описание ранее разрабатывавшихся Зырянкульского, Кульмяковского и Новоказакбаевского рудников [117]. Позже были открыты Теченское железорудное и Султановское медное месторождения; отмечены проявления бурого железняка и золотоносных кварцевых жил [119]. Тогда же были выполнены ревизионно-обследовательские работы на Зырянкульском и Биктимировском проявлениях [118]. С помощью горных выработок и единичных скважин было установлено, что магнетитовое оруденение Зырянкульского проявления приурочено к скарновой зоне и имеет незначительные масштабы, а медная минерализация является наложенной и также не представляет промышленного интереса. На Биктимировском проявлении было вскрыто несколько маломощных кварцевых жил с вольфрамитом, шеелитом, висмутином, флюоритом и др.

Затем начались разведочные работы на выявленных месторождениях Теченском и Султановском, результаты которых освещались в нескольких промежуточных отчетах и были обобщены в сводных отчетах [142, 164]. Запасы железа, меди и цинка, выявленные на этих месторождениях, оказались небольшими, что и послужило причиной ослабления интереса к этим объектам. Одновременно с разведкой этих месторождений проводились поисковые работы на площадях, примыкающих к ним [141, 63], и минералого-петрографическое изучение руд и рудовмещающих образований Теченского [7] и Султановского (Сошина, 1956) месторождений. В результате поисковых работ было выявлено Тахталымское проявление медно-порфировых руд; ресурсы его были оценены в 800 тыс. т. Позднее, в 2003–2006 гг. на проявлении проведены поисковые работы, которые не дали положительного результата [33].

При проверке серии интенсивных магнитных аномалий было выявлено несколько проявлений железа [141], не представляющих промышленного интереса, и ряд проявлений титаномагнетитовых руд в массивах габбро и пироксенитов [141, 130, 63].

В северо-западной части листа в это время проводились интенсивные поиски редкометалльного и медного оруденения [136, 146, 160, 161, 29, 30, 204]. В результате этих работ было выявлено лишь несколько проявлений и пунктов минерализации меди и геохимических ореолов.

В 1954–1957 гг. описываемая территория была охвачена геологической съемкой масштаба 1 : 500 000 и поисками титановых россыпей [52, 165, 166]. Промышленных россыпей на площади листа обнаружить не удалось; были выявлены лишь точки с повышенными содержаниями циркона и минералов титана, а также несколько проявлений огнеупорных глин.

Изучение германиеносности бурых углей Челябинского бассейна проводилось в 1956–1957 гг. На описываемой территории в углях Сугоякского угленосного района были отмечены лишь единичные пробы с повышенными содержаниями германия [191].

При ГС-50 на картах полезных ископаемых было показано достаточно большое количество рудопроявлений и месторождений нерудных полезных ископаемых. Выделение многих из них было не обоснованным. Вызывает сомнение правомерность выделения медных проявлений с содержаниями меди в единичных пробах в 0,01–0,02 % или проявлений железа и хрома с тонкой рассеянной вкрапленностью магнетита и хромита. По рекомендациям, изложенным в некоторых из этих отчетов, были проведены поиски медного, редкометалльного и никелевого оруденения, которые не принесли положительных результатов [74, 96, 201, 150]. Было выявлено лишь несколько проявлений силикатных никелевых руд с низким (до 1,0 %) содержанием никеля.

В 1965 г. в связи с недостаточной обеспеченностью сырьем металлургических заводов области, были возобновлены геологоразведочные работы в районе Теченского месторождения. Они проводились с целью доразведки флангов и глубоких горизонтов месторождения, а также поисков оруденения на примыкающих площадях [42, 43]. В результате выполненных работ была выявлена Ново-Таскинская залежь Таскинского месторождения, а прирост запасов по Теченскому месторождению составил менее 10 млн т. Одновременно проводились работы по изучению возможности использования пород вскрыши в качестве строительного камня [91]. Была установлена пригодность их для применения в строительстве и подсчитаны запасы категории С₂.

Неудачными оказались поиски магнетитовых руд на площадях перспективных магнитных аномалий, выделенных севернее [92, 93], восточнее и северо-восточнее [140] Теченского месторождения. Было выявлено лишь несколько проявлений скарново-магнетитового оруденения, имеющих незначительные масштабы.

В 1967 году был составлен «Генеральный проект поисковых работ на медь по южному окончанию Каменской металлогенической зоны» [185], в котором были систематизированы сведения о всех медно- и железорудных объектах, выявленных в пределах зоны. Были установлены закономерности распределения медного оруденения, выделены поисковые критерии, определены перспективные поисковые площади и подсчитаны их прогнозные ресурсы.

В 1969 году начались поиски медных руд в юго-западной и северо-восточной частях площади листа N-41-II. Они проводились на Касаргинском, Тептяргинском, Тахталымском и Кара-Кумлякском участках, расположенных в Каменской металлогенической зоне [175–178, 35, 94]. Итогом этих работ явилось открытие небольшого Касаргинского месторождения и нескольких проявлений меди, в том числе Тептяргинского-1 – перспективного, но недоизученного, как и вся Тептяргинская площадь.

Тематические работы. По мере накопления данных, полученных в результате проведенных геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, возникала необходимость в их систематизации, выяснении условий локализации полезных ископаемых, установлении поисковых критериев и определении дальнейшего направления геологоразведочных работ. Одним из первых примеров таких работ явились работы Н. В. Куклина (1952, 1956 гг.) по ревизии и обобщению материалов по месторождениям цветных и редких металлов Урала. Были также обобщены материалы по всем известным тогда месторождениям и проявлениям железа Урала [25].

Особенно интенсивными по составлению металлогенических карт масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000 по различным видам полезных ископаемых были 1960-е годы, когда были составлены металлогенические и прогнозные карты Урала по железу (Алешин, 1963), титану (Нечаев, 1962), редким металлам [103], по золоту [24] и др. Выполнялось большое количество работ по обобщению материалов по месторождениям неметаллических полезных ископаемых (Рыжков, 1960, 1962, 1964, 1967). Недостатком почти всех работ является их перегруженность месторождениями и проявлениями. Этим, вероятно, и объясняется крайне скудная характеристика от-

дельных объектов в этих работах. Составляются также геолого-экономические обзоры и справочники по нерудным полезным ископаемым Челябинской области (Веселова, 1971; Серов, 1958, 1960, 1967, 1968). К сожалению, прилагаемые карты (масштаба 1 : 600 000) не помогают в определении местоположения объектов. Исключением в этом отношении являются работы И. А. Болмосова [41] и Ж. И. Добашинной [65], в которых месторождения вынесены на административные карты районов масштаба 1 : 100 000, а описание месторождений сопровождается схемами масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 и схемами подсчета запасов.

Необходимо отметить работы И. Б. Федоровой [197], посвященные новому для Урала типу медного оруденения – медно-порфировому. В этих работах были рассмотрены закономерности размещения медно-порфировых месторождений, петрографо-минералогические особенности их руд и вмещающих пород; обобщены имеющиеся материалы по известным в то время медно-порфировым проявлениям и дана их прогнозная оценка.

Составлялись также прогнозные карты масштаба 1 : 200 000 Челябинской области по железу (Петров, 1975), меди [36] и золоту [133]. В этих работах систематизировались данные по отдельным объектам и типам оруденения, устанавливались факторы, обусловившие локализацию оруденения, намечались наиболее перспективные участки и давалась их прогнозная оценка, иногда чрезмерно оптимистическая. Необходимо отметить, что в работе 1983 года, как и в предыдущей (1977 г.), часть меднорудных объектов Е. А. Белгородский, вслед за И. Б. Федоровой, отнес к медно-порфировой формации, иногда без достаточных на то оснований.

Перспективам хромитоносности ультраосновных массивов Челябинской области была посвящена работа И. В. Жилина и Н. А. Плохих [68], в которой рассматривался расположенный в пределах листа N-41-II Муслюмовский массив. Была приведена краткая характеристика массива и подсчитаны его прогнозные ресурсы, по нашему мнению, преувеличенные.

Состояние минерально-сырьевой базы Челябинской области оценивалось в работах В. И. Савинкова [158] и Т. Т. Шитовой [210]. Для многих известных на описываемой территории месторождений и проявлений твердых полезных ископаемых в этих работах приведены их краткие характеристики, сведения о запасах и прогнозные оценки, иногда превышающие авторские в несколько раз.

В завершение остановимся на работе В. Ф. Котова [97], в которой дан обзор угольных бассейнов области, проведена оценка запасов и прогнозных ресурсов ископаемых углей области. Для Сугоякского угленосного района, почти целиком находящегося на описываемой территории, подсчитаны прогнозные ресурсы до глубин 1 200 и 1 500 м.

Поиски неметаллических ископаемых. Бурный рост промышленного и гражданского строительства в 1930-е годы потребовал резкого расширения поисков месторождений неметаллических полезных ископаемых и в первую очередь строительных материалов. В эти годы вблизи г. Челябинска производилась разведка Прохорово-Баландинского месторождения мрамора [167], (Черноусов, 1937), поиски и разведка месторождений стекольных и строительных песков (Зотов, 1930; Саранин, 1933; Кривцов, 1937) и строительных камней (Морайко-Моралевич, 1935).

Не прекращались поисковые работы и в годы Великой Отечественной войны. Производились поиски и разведка формовочных (Архангельский, 1942) и стекольных [56] песков и огнеупорных глин [27].

В послевоенные годы поиски и разведка нерудных полезных ископаемых на описываемой территории велись почти ежегодно. За это время выявлены, разведаны, а иногда и доразведаны месторождения строительных [19, 162, 86, 87, 90, 208] и облицовочных [168, 44, 153, 207, 186, 187] камней, карбонатных пород [172, 34], кирпичных глин [156], 134, 23, 79, 148], строительных [155, 76, 149, 115, 116, 211, 66, 67], формовочных [170] и стекольных [56, 137] песков.

С 1990 года на территории области по заявке управления сельского хозяйства начались интенсивные поиски и разведка озерных месторождений сапропеля. За короткое время были опосредованы и обследованы большинство озер, расположенных на площади листа N-41-II [124, 125, 126, 98, 122, 123, 135].

В 1995–2000 гг. в северной части площади листа N-41-II проводились поиски каолиновых глин с применением колонкового бурения [80]. Кондиционные каолины были вскрыты лишь в одной скважине, данные по которой позволили выделить перспективный участок и оценить его прогнозные ресурсы (P_1). Необходимо отметить, что эта скважина была пройдена вблизи проявления огнеупорных глин, выявленного А. П. Сиговым [165].

Специализированные систематические *поиски месторождений урана* в описываемом районе начались в 1944 году на площади развития гранитоидов Шилово-Конёвской интрузии. На территории листа N-41-II обследовались площадь Биктимировского вольфрамового проявления и

участок, расположенный южнее него. В это же время проводились эманационные и пешеходные гамма-поиски на площади развития гранитоидов (рис. 2) Челябинского и Султаевского массивов [64, 55]. В результате этих работ было выявлено два пункта урановой минерализации и несколько радиоактивных аномалий, которые получили отрицательную оценку. Несколько позже проводятся буровые радиометрические поиски в северо-восточной части площади листа [54] и гамма-шпуровые поиски на площади Султаевского гранитного массива и его экзоконтактов [58]. В северо-восточной части листа было выявлено два пункта минерализации, приуроченные к фосфоритосодержащим кварц-глауконитовым песчаникам верхнего мела.

С пятидесятых годов прошлого столетия поиски месторождений урана приобретают действительно массовый характер. Они производились попутно с геологосъемочными, поисковыми и разведочными работами и включали в себя пешеходную и автогамма-съемку, гамма-каротаж скважин, радиометрическое изучение керн и горных выработок. Материалы по массовым поискам систематизировались и обобщались в ежегодных отчетах сотрудников Спецпартии УТГУ и партии по массовым поискам Зеленогорской экспедиции. При проведении попутных поисков было выявлено несколько пунктов урановой минерализации (Сосновский, Султаевский, Баландинский, Сарыкаевский и др.) и ряд радиоактивных аномалий, которые были признаны неперспективными [157, 164, 74].

В 1970 году Озерной партией № 71 Зеленогорской экспедиции в северо-западной части листа была проведена аэрогамма-спектрометрическая съемка, в результате которой была выделена перспективная Урукульская площадь (Марков, 1971). В дальнейшем на этой площади были проведены поиски масштаба 1 : 50 000 [120] с последующей детализацией (1 : 25 000) перспективных участков. В итоге участок Урукульский был признан бесперспективным, а в пределах Южного участка был выявлен один пункт урановой минерализации.

В 1978 году Зеленогорской экспедицией были проведены поисковые работы в восточной части листа и в пределах Челябинского бурогоугольного бассейна [121]. В 1992–1993 гг. в западной половине листа Зеленогорской экспедицией была выполнена аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000. Аномалий, представляющих практический интерес, обнаружить не удалось.

Геохимическая изученность. Площадные геохимические исследования на территории листа в начальный период проводились на уже известных месторождениях и проявлениях железных руд, цветных и редких металлов в поисковых целях. Работы имели опытный характер, ограничивались узким перечнем элементопределений, а результаты сводились к графическому изображению моноэлементных аномалий.

Площадные геохимические работы (рис. 3, табл. 1) были проведены при поисках и разведке медных руд Султановской ГРП [164]. В результате литогеохимической съемки по первичным ореолам в масштабе 1 : 10 000 были составлены карты ореолов рассеяния меди и цинка. Пробы проанализированы на Cu, Zn, Co и Cd; последний ни в одной пробе не обнаружен. Одновременно с разведкой месторождения на участках, примыкающих с севера, юга и востока к площади месторождения, проводились поиски новых рудоносных зон [63]. Работы сопровождалась отбором литогеохимических проб из кор выветривания и пород фундамента. Во всех пробах определялось содержание Cu, Zn, Co и Cd.

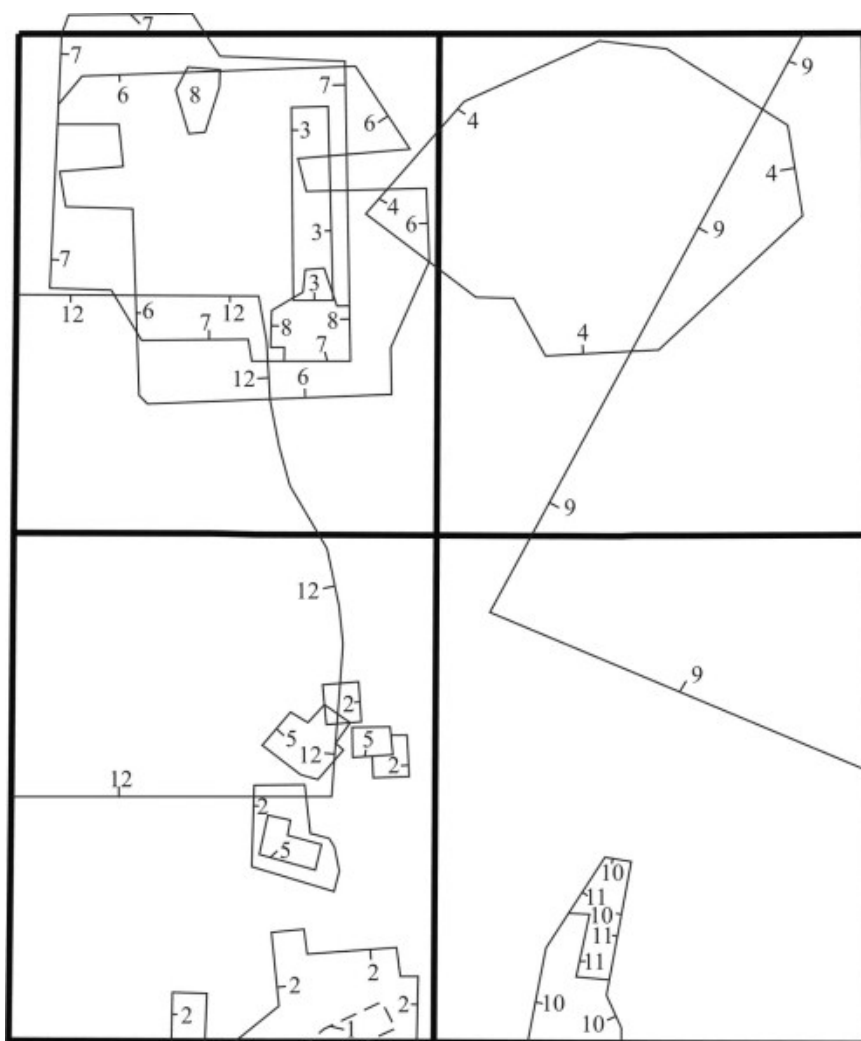
Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам по сети 1 500×100 м на площади 200 км² в это же время была проведена в районе Теченского железорудного месторождения [142]. Геохимических аномалий не выявлено.

При проверке магнитных аномалий, выделенных в северо-западной части площади листа N-41-II, был выполнен небольшой объем литохимического опробования керн скважин [130]. Выделенные по данным спектрального анализа небольшие аномалии были признаны бесперспективными. По количеству проанализированных элементов и метрологическим характеристикам проведенных работ их результаты не соответствуют современным требованиям.

Одновременно с поисково-разведочными работами на редкие металлы была проведена съемка по вторичным ореолам в районе Биктимировского проявления вольфрамовых руд [136, 146]. Были выявлены две аномалии размером 350×350 м с содержанием W от 0,01 до 0,1 % и Be от 0,01 до 0,03 %. На Бол. Баландинском участке Муслимовской партией была проведена съемка по вторичным ореолам масштаба 1 : 25 000 (Коробейников, 1960). В результате выделена комплексная аномалия площадью 500×250 м; представлена: Pb – 0,01 %; Mo – 0,0003 %; Ag – 0,003 %. Позднее на этом же участке было проведено литогеохимическое опробование по керну скважин [74]. Аномалий по первичным ореолам выявлено не было.

В процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 в 1957–1967 гг. было выполнено площадное опробование по вторичным ореолам на небольших поисковых участках, а также точечное опробование обнажений, горных выработок и скважин. Площадная литогео-

химическая съёмка по вторичным ореолам была выполнена Султановской ПСП [39] на площади Муслюмовского массива и Аргаяшским ГСО на трех участках [37]. В пределах Муслюмовского массива было выделено 12 аномалий никеля и кобальта.



| № контура | Автор отчета | Год | Виды работ | Масштаб |
|-----------|----------------|------|--|----------|
| 1 | Дикушин Г.А. | 1952 | Эманационные гамма-поиски | 1:10000 |
| 2 | Вершинин А.С. | 1954 | Пешеходные гамма-поиски | 1:50000 |
| 3 | Шемелин В.М. | 1954 | Пешеходные гамма-поиски | 1:10000 |
| 4 | Верховцев В.А. | 1958 | Буровые радиометрические поиски | 1:50000 |
| 5 | Глебов Р.И. | 1964 | Шпуровые гамма-поиски | 1:10000 |
| 6 | Марков С.Н. | 1971 | Аэрогамма-спектрометрическая съёмка | 1:25000 |
| 7 | Марков С.Н. | 1972 | Буровые радиометрические поиски | 1:50000 |
| 8 | Марков С.Н. | 1974 | Буровые радиометрические поиски | 1:25000 |
| 9 | Шмелёв Ю.С. | 1978 | Буровые радиометрические поиски | 1:50000 |
| 10 | Марков С.Н. | 1980 | Буровые радиометрические поиски | 1:100000 |
| 11 | Марков С.Н. | 1980 | Буровые радиометрические поиски | 1:25000 |
| 12 | Тараканов Ф.Ф. | 1993 | Буровые радиометрические поиски Аэрогамма-спектрометрическая съёмка | 1:25000 |

Рис. 2. Схема радиометрической изученности (масштаб 1 : 500 000).



Условные обозначения

Масштаб геохимических работ

- 1:10000
- 1:25000
- 1:50000
- - - - - 1:200000

Виды геохимических работ

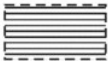



-  литохимическая съёмка по вторичным ореолам
-  литохимическая съёмка по первичным ореолам
-  литохимическая съёмка по вторичным ореолам и опробование коренных пород
-  внemasштабное опробование коренных пород

Рис. 3. Схема геохимической изученности (масштаб 1 : 500 000).

Каталог к схеме геохимической изученности

| № п/п | Автор, год; вид геохимических работ | Масштаб. Площадь (км ²) | Количество проб. Проанализированные элементы | Наличие итоговых геохимических карт. Выявленные аномалии |
|-------|---|-------------------------------------|--|--|
| 1 | Сивов В. С., 1955; литохим. опроб. по керну скв. | 1 : 50 000 4 | 220 Cu, Zn, Co, Cd | На Cu, Zn по PZ и MZ-KZ; Cu – 0,1, Zn – 0,01–0,1 |
| 2 | Дегтярева Н. А., 1959; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 50 000 | Cu, Zn, Co, Cd | |
| 3 | Олерская Р. С., 1956; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 10 000 2 | 1 701 Be, W, Cu, Pb, Zn, Zr, Co, Ag | Карта фактов. W – 0,01–0,1 (0,1 км ²), Be – 0,01–0,03 (0,1 км ²) |
| 4 | Плотников С. Н., 1956; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 25 000 200 | 968 Cu, Zn, Co, Pb, Ni, Sn, Mo, Ag | - - |
| 5 | Наумов Г. В., 1957; литохим. опроб. по керну скв. | - 2 | 131 Cu, Zn, Co, Pb, Ba, Mn, Ti, V, Mo | - - |
| 6 | Попов Б. А., 1958; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 50 000 30 | 3 500 Cu, Zn, Be, Mo, W, Zr, Bi | - Be – 0,001–0,003 |
| 7 | Коробейников К. К., 1960; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 10 000 49 | 6 300 Cu, Zn, Co, Pb, Ni, Ti, Cr | Карта аномалий. Pb – 0,01, Mo – 0,003, Ag – 0,003 (0,13 км ²) |
| 8 | Сивов В. С., 1960; литохим. опроб. по керну скв. | 1 : 10 000 25 | 162; (3 328 – хим. ан.) Cu, Zn, Co, Cd (Cu, Zn, S) | На Cu, Zn по PZ и MZ-KZ; 11 проб с Cu – 0,1 |
| 9 | Бердгогин Ю. П., 1960; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 50 000 65 | 5 827 Ag, Mo, U, Th, Co, Cu, Ni, Zn, Mn, V, Pb, Ti, Cr | Карта литхим. съемки. 12 ореолов с Ni – 0,1–1 %, Co – 0,01–0,06 % |
| 10 | Зобин Б. А., 1962; литохим. съемка по первичн. ореолам | 1 : 50 000 62,5 | 2 728 Ag, Co, Cu, Au, Zn, Mo, Pb, Bi | - - |
| 11 | Анциферов Е. С., 1962; опробование скв. | 1 : 25 000 50 | 3 690 Cu, Zn, Pb, Mo, Be, W, Bi, Ni, Sn, Nb, Ta, Y, Sc, Li | - - |
| 12 | Андреева З. А., 1963; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 25 000 75 | 12 733 Cu, Zn, Pb, Mo, Ag, As, Cd, Sb, W, Ga, Ge, Be, U | Карта фактов и аномалий. Ag – 0,0003–0,1 (0,4–0,5 км ²) |
| 13 | Чистяков Н. Е., 1964; литохим. съемка по вторичн. ореолам. Опробование скв. | 1 : 50 000 70 | 8 470 Pb, Mo, Be, W, Bi, Sn, Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Bi, Zr, Th, Y, Ce | Карты опробования. Be – 0,0001–0,001, Mo – 0,0008–0,003 |
| 14 | Бабкин В. В., 1965; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 50 000 65 | 5 440 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Bi, Ni, Co, Ag, As, Sn, Nb, Ta, Zr, La | Карты литохим. съемки. Ni – 0,08, Co – 0,06, Cu – 0,03 |
| 15 | Белгородский Е. А., 1965; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 50 000 52,1 | 6 530 Cu, Zn, Mo, W, Ni, Co, U | - Небольшие аномалии с Cu, Pb, Ba (0,03–0,3 км ²) |
| 16 | Чернов Ю. П., 1965; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 50 000 120 | 357 (хим. ан.) Ni, Co, Fe, Al, SiO ₂ | - Ni>0,1 (фон 0,06), Co |
| 17 | Свешников В. А., 1965; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 25 000 84 | 13 866 Cu, Zn, Pb, Mo, Be, W, Bi, Ag, As, Sn, Nb, Ta | Карты опробов. Cu, Nb, Pb. Nb – 0,01–0,03 |
| 18 | Андреева З. А., 1966; литохим. опроб. по первичн. ореолам | шаг 100 м 650 пог. км | Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Bi, Ni, Co, Ag, As, Sn, Ga, Li, V, Mn, Cr, Ti, Ge, Yb, Sr, Y | - Т. с аном. содерж. Cu, Ni, Be, Ag, Ga, Y, Yb |
| 19 | Афанасьев Ю. Н., 1967; литохим. съемка по вторичн. и первичн. ореолам | 1 : 50 000 14,8 | 1 580 (6 568) Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Ni, Co, Ag, As, Sn, Li, V, Cr, Ti, Ge, Yb, Sr, Y, Au, Nb, La, Zr | - Cu, Mo, Ni, Cr, Nb, La, Sn |
| 20 | Черныш Г. Ю., 1967; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 25 000 62 | Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, Co, Ag, As, Sb, Ba | Планы изоконцентрат. Т. с аном. содерж. Cu, Zn |
| 21 | Черныш Г. Ю., 1968; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 25 000 32,4 | Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, Co, Ag, Ba, As, Sb | Планы изоконцентрат Cu, Zn – 0,02 |
| 22 | Котов В. Ф., 1968; литохим. опроб. горных выработок | 1 : 25 000 55 | 386 Ta, Nb, Be, Zr, Y, Yb, La, Li, Sc, Sn | - Аном. содерж. Nb, Ta |

| № п/п | Автор, год; вид геохимических работ | Масштаб. Площадь (км ²) | Количество проб. Проанализированные элементы | Наличие итоговых геохимических карт. Выявленные аномалии |
|-------|---|---------------------------------------|--|--|
| 23 | Свешников В. А., 1968; литохим. съемка по вторичн. ореолам (опроб. скв.) | 1 : 25 000 120 | 26 000 Cu, Zn, Pb, Mo, Be, W, Ag, As, Sn, Cr, Nb, La, Bi, Ta | Карты опроб. Be, Nb, Cu. Be – 0,0003–0,001, Nb – 0,01, Cu – 0,01–0,03 |
| 24 | Прямыков К. М., 1971; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 25 000 75 | 15 370 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Ag, Sn, As, Sb, Nb, Ta, Sr | - Cu>0,005, Zn>0,006 |
| 25 | Черныш Г. Ю., 1971; литохим. съемка по вторичн. ореолам | 1 : 25 000 36,2 | 1 810 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Ni, Co, Ag, As, V, Cr, Sb | Планы изоконцентрат. Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, Ni, Co, Mo, Be, Sb |
| 26 | Титов А. Г., 1971; литохим. съемка по первичн. ореолам | 1 : 25 000 95 | 5 860 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Co, Ag, Ge, Hg, Te, In, Ga, Ta, Cd, Bi, Sb | - - |
| 27 | Юшков Ю. Н., 1973; литохим. съемка по первичн. и вторичн. ореолам | 1 : 25 000 1 : 10 000 150 17 | 10 060 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Ni, Co, Ag, As, V, Mn, Cr, Ti, Ge, Sr, Cd, Sb | Карты ореолов Cu, Zn, Pb |
| 28 | Марков С. Н., 1972; литохим. опроб. по первичн. ореолам | 1 : 50 000 110 | 827 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Ni, Co, Ag, As, V, Cr, Yb, Y, Zr, La, Nb, Sb, P | Карты ореолов Mo, Be, Cu, Zn, Pb, K ₂ O, Na ₂ O. Аном. Mo, Pb, W, As |
| 29 | Коновалов Н. А., 1973; литохим. опроб. по первичн. ореолам | 1 : 25 000 27 | 1 963 Cu, Zn, Pb, Mo, Be, Ni, Co, Sn, V, Mn, Cr, Ti, Ge, Yb, Sr, Zr, Y, Sc, Nb | - Аном. содерж. Cu, Zn, Mn, Cr, C |
| 30 | Коновалов Н. А., 1974; литохим. опроб. по первичн. ореолам | 1 : 25 000 232 | 2 783 Cu, Zn, Pb, Mo, Be, Ni, Co, As, Sn, V, Mn, Cr, Ti, Ge, Yb, Sr, Zr, Y, Sc, Nb | Карта аномалий. Повыш. содерж. Cu, Zn, Pb, As |
| 31 | Юшков Ю. Н., 1976; литохим. съемка по первичн. и вторичн. ореолам | 1 : 25 000 275 | 29 625 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Ni, Co, Ag, As, V, Mn, Cr, Ti, Ge, Sr, Cd, Sb, Sn, Bi | Карта аномалий Cu |
| 32 | Титов А. Г., 1978; литохим. съемка по первичн. ореолам | 1 : 10 000 42 | 4 120 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Be, W, Ni, Co, Ag, As, V, Mn, Cr, Ti, Ge, Sr, Cd, Sb, Sn, Bi | - Cu |
| 33 | Коновалов Н. А., 1980; литохим. съемка по первичн. ореолам | 1 : 25 000 94 | 1 502 Cu, Zn, Pb, Mo, Be, Co, As, Sn, V, Ni, Cr, Ge, Sr, Zr, Y, Cd, Sb, Cd, W, Ag, Hg, Bi, Li, Ba | Карта аномалий Cu, Mo. Cu до 0,1 и Mo до 0,01 |
| 34 | Титов А. Г., 1981; литохим. опроб. по первичн. ореолам | 1 : 25 000 94 | 11 071 Cu, Zn, Pb, Mo, Be, Co, As, Sn, V, Ni, Cr, Ge, Sr, Zr, Y, Cd, W, Ag, Hg, Bi, Li, Ba | Карта фактов. Cu до 0,1 и Mo до 0,01 |
| 35 | Автонеев С. В., 1984; литохим. опробование по первичн. ореолам | 1 : 200 000 360 | 507 Cu, Zn, Pb, Ba, Mo, Bi, Ni, Co, Ga, V, Cr, Ti, Ge, Yb, Sr, Y, Sc, Zr | Планы перспективности медного оруденения |
| 36 | Борисов В. Б., 2001; литохим. опробование по вторичным ореолам | 1 : 200 000 4 067 | 27 элементов | Первичные материалы |
| 37 | Кузнецов Н. С., 2002; литохим. опробование по первичным и вторичным ореолам | 1 : 200 000 4 067 | 27 элементов | Первичные материалы |
| 38 | Баль В. И., 2006; литохим. опробование по вторичным и первичным ореолам | 1 : 10 000 21,5 | 560 Ni, Co, Cr, Mn, V, Ti, Cu, Zn, Pb, Ag, As, Cd, Bi, Mo, Ba, Sr, W, Sn, Be, Zr, Ga, Ge, Sb, Hg | Карты ореолов |

Такие работы были выполнены в 1964–1965 гг. на площади Муслимовского, Айбыкульского и Урефтинского участков. Было выделено несколько аномалий никеля и кобальта, но промышленных скоплений никелевых руд обнаружить не удалось [201].

Работами Тахталымской ГСП [28] на участке Карабольском были выявлены вторичные ореолы Ag и Zn размером 0,4–0,5 км² на площади около 100 км² с концентрациями, соответственно, от 0,0003 до 0,1 % и от 0,01 до 0,03 %. Природа их не установлена по сей день.

В процессе литогеохимической съемки [32] на Куяшском участке отмечены повышенные концентрации Mo, Pb, Ba, Be, La, Zn в пробах из эндоконтактной зоны Тюбукского массива.

Геохимические исследования, проведенные Теченским ГСО [31], выявили специализацию на Nb и Be Султаевского массива. На Чишминском участке установлены вторичные ореолы незначительно повышенных концентраций Mo, Be, Sn, La, Nb, Zr, Y. Впервые на площади была изучена геохимическая характеристика толщ и интрузивных массивов.

В южной части Шилово-Конёвской гранитной интрузии разными партиями в процессе поисковых работ на редкие металлы [29, 160, 161, 204] было применено геохимическое опробование рыхлых отложений и коренных пород. На Карабольском, Куяшском и Забировском участках установлено широкое развитие вторичных ореолов рассеяния Be и Nb с концентрацией до 0,01 %. Установлены высокие содержания Nb до 0,033 % в дайке аплитовидных гранитов в районе д. Тат. Карболка.

Литохимическое опробование по первичным ореолам проводилось по редким поисковым профилям с отбором, как правило, в различной степени измененных пород. По этой причине результаты спектральных анализов по коренным породам нельзя использовать для оценки геохимической специализации палеозойских образований.

При геологической документации траншеи газопровода Бухара–Урал проводилось литохимическое опробование с интервалом 400 м (Андреева, 1966). Была получена геохимическая информация по литологическим комплексам пород на наиболее полное количество элементов.

В этот период, Касаргинской геофизической партией параллельно с геофизическими работами на Тептяргинском и Касаргинском участках проводились литогеохимические съемки по вторичным ореолам масштаба 1 : 25 000 [202, 203]. Кроме отдельных точечных аномалий Cu и Zn аномальных ореолов не выявлено. Работы проведены на достаточно высоком методическом уровне, но отсутствие первичных материалов не позволяет использовать их в полном объеме.

При поисково-ревизионных работах на редкие металлы [96] проводилось опробование обнажений и горных выработок. В результате выявлены небольшие аномалии Nb и Ta в эндоконтактной части Султаевского массива. Спектральные анализы проводились только на редкометалльные и редкоземельные элементы.

Одновременно с доразведкой Теченского месторождения (1967–1970 гг.) проводилось изучение геохимических ореолов скарново-магнетитового оруденения (Павлов, 1970). Были установлены состав и морфология геохимических ореолов рудных зон и метасоматически измененных пород, особенности распределения элементов в разрезе, ряды зональности распределения элементов-индикаторов рудных залежей.

В 1971 году Уфалейской КГРП на Касаргинском участке была завершена съемка по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 25 000 с целью поисков медного оруденения [150]. Геохимическими поисками установлено наличие вторичного ореола рассеяния Cu размером 1 000×500 м с концентрацией <0,01 %.

Большие объемы литохимического опробования были выполнены в процессе проведения поисков медных руд на Тептяргинском, Кара-Кумлякском и Касаргинском участках [175–178]. В результате этих работ было выделено несколько первичных ореолов меди, цинка, молибдена, серебра и свинца. В результате их проверки были выявлены мелкое медно-колчеданное Касаргинское месторождение и ряд проявлений меди, большинство из которых признано бесперспективными, но оценку их нельзя признать окончательной, так как комплексный анализ всей информации практически не проведен.

Специализированные геохимические исследования на медные руды были проведены на Султановском и Касаргинском участках под руководством Ю. Н. Юшкова [219, 220]. В результате работ на Касаргинской площади выявлены перспективные комплексные (Cu, Pb, Zn, As, Au, Co) первичные аномалии. В пределах Султановского рудного поля кроме ореола месторождения были выделены 12 комплексных геохимических аномалий, фиксирующих, предположительно, рудоносные зоны или рудоподводящие тектонические нарушения. Прогнозные ресурсы наиболее перспективного восточного фланга месторождения оценивались в 150 тыс. т меди. В это же время [40] по результатам изучения структуры рудного поля и геохимических ореолов был сделан вывод, что «в связи с ограниченными размерами рудоносного грабен-блока и полным размывом пород продуктивной толщи за его пределами Султановское месторождение не имеет перспектив резкого увеличения запасов на прилегающих к нему территориях».

В 1969–1980 гг. были проведены поисковые работы на железные и медные руды в Кунашакском районе [92–94] с литогеохимическим опробованием керн скважин. На Кульмяковском

участке в отдельных пробах установлены повышенные содержания Cu, Zn, Mn, Cr и Co. Работы проведены на высоком методическом уровне, а результаты спектральных анализов могут использоваться в полном объеме для характеристики специализации рудовмещающих толщ.

В процессе специализированного геологического картирования [120] на Карабольской площади проводилось опробование скважин, обнажений, горных выработок. В результате геохимических работ выделены ореолы аномальных концентраций Cu, Mo, Pb, Be, Zn и точки значимых содержаний W и As. По причине низких пределов обнаружения ряда элементов (Cu, Zn, Co, Pb и др. в 50 % проб не определены) данные анализов не соответствуют современным требованиям.

Большую помощь при поисках редкометалльного оруденения может оказать отчет Уральской опытно-методической геохимической партии о результатах геохимических поисков сульфидных и редкометалльных месторождений (Юшков, 1987). На примере Юго-Конёвского месторождения в работе выделен типоморфный ряд элементов-индикаторов, образующих первичные и вторичные ореолы, фиксирующие редкометалльное оруденение. Предложен мультипликативный нормированный коэффициент, контрастно выделяющий участки развития рудоносных кварцевых жил, а также зоны гидротермально измененных пород с наложенной сульфидной минерализацией.

В 1999 году была завершена работа по теме «Систематизация и обобщение геохимической информации по Восточно-Уральскому прогибу и Зауральскому поднятию в пределах Челябинской области» [147]. Приведены сведения о металлогенической характеристике района по листам масштаба 1 : 200 000 и в частности по листу N-41-II. Выполнен анализ геохимической изученности и проведено ландшафтно-геохимическое районирование по условиям ведения геохимических работ. Выделены аномальные геохимические поля, проведена классификация геохимических аномалий по их специализации и степени перспективности. Недостатками работы являются неполнота сведений в каталоге геохимической изученности по листу N-41-II о наличии и месте хранения результатов анализов и метрологических характеристиках аналитических данных (нижним пределом обнаружения элементов и т. д.). На карте изученности отсутствуют некоторые геохимические работы [120, 92, 204], отдельные контуры работ выделены неправильно. В каталоге и на карте геохимических полей и аномалий отсутствуют сведения по заслуживающим внимание аномалиям [120], (Павлов, 1970), некоторые контуры ареалов аномальных содержаний элементов проведены неверно. В единичных случаях сделана необоснованная интерпретация генезиса и предположительной перспективности аномалий. Авторы в разделе отчета «Рекомендации по направлению дальнейших поисков» рекомендуют участки с достаточно хорошей поисковой изученностью, тогда как следовало обратить особое внимание на не изученные в поисковом отношении площади, но с перспективными аномалиями. В целом работа проведена методически правильно.

В 2001 году гидрогеологической партией ФГУГП «Челябинскгеосъемка» закончены работы по инженерно-геологической съемке листов N-41-II и VIII [45]. Было проведено геохимическое опробование горизонта «А» почв со средней плотностью расположения пунктов пробоотбора 1 точка на 4 км². По количеству определяемых элементов, качеству и метрологическим характеристикам геохимические исследования отвечают современным требованиям. Данные спектральных анализов были обработаны Г. А. Вострокнутовым с использованием комплекта программ.

Анализ поисково-разведочных, съемочных, геофизических, тематических и специализированных геохимических работ, проведенных по территории листа N-41-II, позволил установить следующее:

- Относительно высокую геохимическую изученность (65 % площади покрыто площадными работами и точечным опробованием).
- Низкое качество аналитических работ, как по количеству определяемых элементов, так и по нижним пределам обнаружения.
- Отсутствие единого подхода в отборе, обработке и представлении геохимической информации.
- Слабую сохранность первичных материалов (карт, ведомостей спектральных анализов) и полное отсутствие дубликатов проб, керн, рабочих коллекций образцов.

Учитывая, что основной объем геохимических работ проведен в этап зарождения и становления основных принципов этого вида исследования, очевидно, что более 90 % всех работ до 1965 г. и ряд более поздних по качеству не удовлетворяет современным требованиям.

Геофизическая изученность. Первые геофизические исследования района были направлены на поиски бокситов и бурых железняков методами магниторазведки и электроразведки (ВЭЗ, СГ) (Розе Н. В., 1930; Яковлева Д. Я., 1931; Миков Д. С., 1932 и др.). В конце 1930-х и в

1940-е годы методами гравиразведки и электроразведки успешно решались задачи по оконтуриванию угленосных площадей в Челябинском грабене (Меньшиков П. Н., Сержант А. А., Итэс В. В., Дорофеев Б. В. и др., 1937–1996). В настоящее время эти работы имеют чисто исторический интерес и поэтому не показаны на схемах геофизической изученности.

В 1948 году вся площадь покрывается аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 100 000 с целью поиска крупных месторождений железа (Кукин П. А., 1948). Была выделена серия магнитных аномалий над ультраосновными породами, а также – над Султаевским массивом. Аномалия от Теченского месторождения не была зафиксирована. Следом выполняются наземные магнитные съемки (рис. 4, табл. 2) масштаба 1 : 100 000 (Бельтенева Е. Б., Сухачев В. П.).

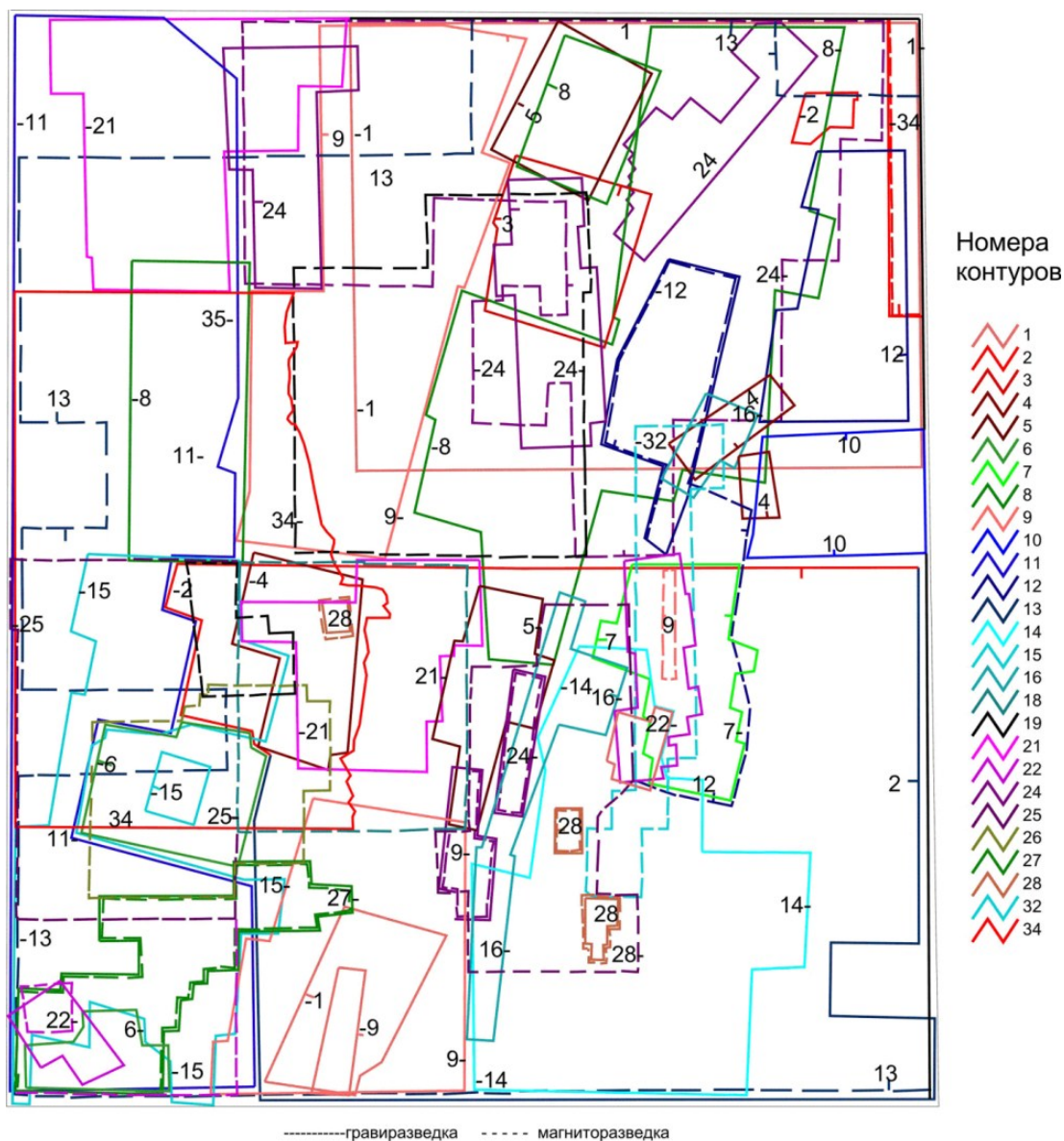


Рис. 4. Схема геофизической изученности (гравиразведка, магниторазведка) (масштаб 1 : 500 000).

Затем на площади непрерывно проводятся магнитные съемки разного масштаба, от 1 : 100 000 до 1 : 5 000, иногда в комплексе с методами электроразведки (рис. 5, табл. 2). С 1948 г. по 1957 год геофизические исследования проводились с целью поисков железа, бокситов и меди, но в целом имели региональную направленность. При этом выявленные локальные аномалии детализировались крупномасштабными съемками. Часть их были рекомендованы для проверки бурением, как перспективные на обнаружение бокситов или магнетитового оруденения. Точность съемок была довольно низкая: $\pm 10\text{--}50$ нТл.

В 1957 году на площади были проведены первые гравиметрические съемки масштаба 1 : 200 000 (Целовальников, 1958; Мышкин и др., 1958). Точность определения аномалии силы тяжести 0,4–0,5 мГал. По результатам мелкомасштабных магнитных и гравиметрических съемок были установлены положение, конфигурация в плане и средний состав крупных интрузив-

ных массивов, определены площади развития вулканогенных и осадочных образований, выделены крупные тектонические нарушения.

Таблица 2

Каталог к схемам геофизической изученности

| № | Авторы отчета | Год вып. раб. | Титул | Метод | М-б съемки | Сеть, шаг(в м) | Аппаратура | Точность |
|----|---------------------|---------------|---------------------|-------------------|--|---|---------------------------------|-----------------------------|
| 1 | Бельтенева Е. Б. | 1949 | бокситы | МР | 1 : 100 000 1 : 10 000 1 : 2 000 | 1 000×200, 200×50, 100×40, 40×20 | Весы Шмидта | ±30 нТл |
| 2 | Бельтенева Е. Б. | 1950 | бокситы, железо | МР | 1 : 100 000 1 : 10 000 1 : 2 000 | 200×60–40, 100×40, 20×20 | Весы Шмидта | ±50 нТл |
| 3 | Бельтенева Е. Б. | 1951 | железо | МР | 1 : 100 000 1 : 10 000 1 : 2 000 | 2 000×40, 1 000×40, 200×60, 100×40 | Весы Шмидта | ±56–100 нТл |
| 4 | Бельтенева Е. Б. | 1952 | бокситы | МР | 1 : 25 000 | 250×50, 200×40 | М-2 | ±56,5 нТл |
| 5 | Логиновский В. М. | 1952 | железо | МР | 1 : 100 000 1 : 5 000 | 1 000×20, 500×100–60 | М-2 | ±20 нТл |
| 6 | Медведев А. Г. | 1954 | железо | МР | 1 : 25 000 | 200×40, 100×20 | М-2 | ±12,4 нТл |
| 7 | Стоппнер Н. Н. | 1955 | медь | МР, ЭР, МИ, МК | 1 : 10 000 | АВ до 500 м, шаг 20 м | М-2 | ±10 нТл |
| 8 | Медведева Т. Н. | 1955 | железо | МР | 1 : 25 000 | 200×40 | М-2 | ±16 нТл |
| 9 | Медведев А. Г. | 1956 | железо | МР | 1 : 25 000 | 200×40, 50×20 | М-2 | ±20 нТл |
| 10 | Рыбалка В. М. | 1956 | медь | МР, ЭР | 1 : 25 000 1 : 10 000 | 200×40 | М-2 | ±8,5 нТл |
| 11 | Бельтенева Е. Б. | 1957 | железо | МР | 1 : 100 000 | 1 000×200 | М-2 | |
| 12 | Мышкин А. К. | 1957 | медь | МР, ЭР, ГР | 1 : 25 000, пр 1 000×200 | 200×40 АВ=200 | М-2, СН-3 | ±8,5 нТл, ±0,43 мГал |
| 13 | Целовальников М. Н. | 1957 | геокартир. | ГР | 1 : 200 000 | 3 000×1 000 | ГАК-3М | ±0,57 мГал |
| 14 | Коробейников К. К. | 1958 | медь, никель | МР, ЭР | 1 : 25 000 1 : 10 000 | 30×50, 200×40 | М-2, ЭП-1 | ±10 нТл, ±6 % |
| 15 | Поплавский Н. П. | 1961 | геокартир. | МР, ЭР | 1 : 25 000 | 250×50, 200×50, АВ=360 | М-2 | ±8,6 нТл |
| 16 | Чернов Ю. П. | 1965 | никель | МР, ЭР | 1 : 25 000 | 250×25, АВ=250 | М-2 | ±10 нТл |
| 17 | Бабкин В. В. | 1965 | геокартир. | ЭР, ГР | ПР | Шаг=25–50 м | ГАК-3м | Утеряны |
| 18 | Поплавская Н. Л. | 1965 | железо | МР, ГР | 1 : 25 000 1 : 10 000 | 100×40, 500×200 | М-2, ГАК-ПТ | ±10,9 нТл, ±0,19 мГал |
| 19 | Поплавский Н. П. | 1966 | никель | ЭР | 1 : 10 000 | 100×40 | | ±3,9 % |
| 20 | Черныш Г. Ю. | 1967 | медь | ЭР | ПР | Шаг 200 м | ЭСК-1 | ±4 % |
| 21 | Шабанова Н. Н. | 1968 | железо | МР, ГР | 1 : 10 000 1 : 25 000 | 100×40, 500×200 | М-2, М-23, ГАК-ПТ, ГА- 7Т | ±15 нТл, ±0,19 мГал |
| 22 | Черныш Г. Ю. | 1969 | медь | МР, ЭР, ГР | ПР, 1 : 25 000 | Шаг 50 м, 100×200, 500×200 | М-23, ГАК-7Т | ±10 нТл, ±0,13 мГал |
| 23 | Черныш Г. Ю. | 1971 | медь | ЭР | ПР | Шаг 100– 200 м | ЭСК-1 | ±5,7 % |
| 24 | Авдеев А. А. | 1972 | железо | МР, ЭР, ГР | 1 : 10 000 1 : 25 000 | Шаг 100–25 м, 500×200 | М-23, ГАК-7Т | ±11 нТл, ±0,11 мГал |
| 25 | Титов А. Г. | 1972 | медь | МР, ЭР, ГР | ПР, 1 : 50 000 | Шаг 500–200 м, 500×200 | М-23, ГАК-7Т | ±8 нТл, ±0,12 мГал |
| 26 | Мишунин В. С. | 1974 | Гидрогео- съемка | МР, ЭР | ПР | | М-23, ЭСК-1 | |

| № | Авторы отчета | Год вып. раб. | Титул | Метод | М-б съемки | Сеть, шаг(в м) | Аппаратура | Точность |
|----|--------------------|---------------|-------|--------------|--|-------------------------|----------------------|---------------------|
| 27 | Шитов В. Н. | 1975 | медь | МР, ЭР, ГР | 1 : 10 000 | 100×25, 100×50 | М-27, ГР-к2, ГАК-ПТМ | ±10 нТл, ±0,08 мГал |
| 28 | Поплавская Н. Л. | 1975 | | МР, ЭР, ГР | 1 : 10 000, пр 1 : 25 000 1 : 10 000 | 100×25, 500×200, 100×50 | М-27, ГР-к2, ГАК-ПТМ | ±7 нТл, ±0,08 мГал |
| 29 | Белгородский Е. А. | 1977 | медь | ЭР | | | | ±3,5 % |
| 30 | Козырев Е. И. | 1978 | | СР-МОВ | | | | |
| 31 | Аверкин Ю. Г. | 1978 | | СР-МОВ | | | | |
| 32 | Поплавская Н. Л. | 1979 | медь | ГР | 1 : 25 000 | 200–100 | ГР-к2, ГАК-ПТМ | ±0,07 мГал |
| 33 | Изварин В. А. | 1984 | вода | МР, ЭР | ПР | 1 000×25, 1 000×50 | М-27, АЭ-72, ЭСК-1 | ±20 нТл, ±4,7 % |
| 34 | Тараканов Ф. Ф. | 1993 | | АЭМР | 1 : 10 000 | | СКАТ-77 | ±14 нТл |
| 35 | Проценко А. П. | 1993 | | ГР | 1 : 50 000 | | ГНУ-КС | ±0,1 мГал |
| 36 | Коньчев В. П. | 1963 | | СР-МОВ, КМПВ | | | | |
| 37 | Поплавская Н. Л. | 1978 | медь | ГР | 1 : 10 000 | 100×50 | ГРК-2, ГНУ-К2 | ±0,07 мГал |

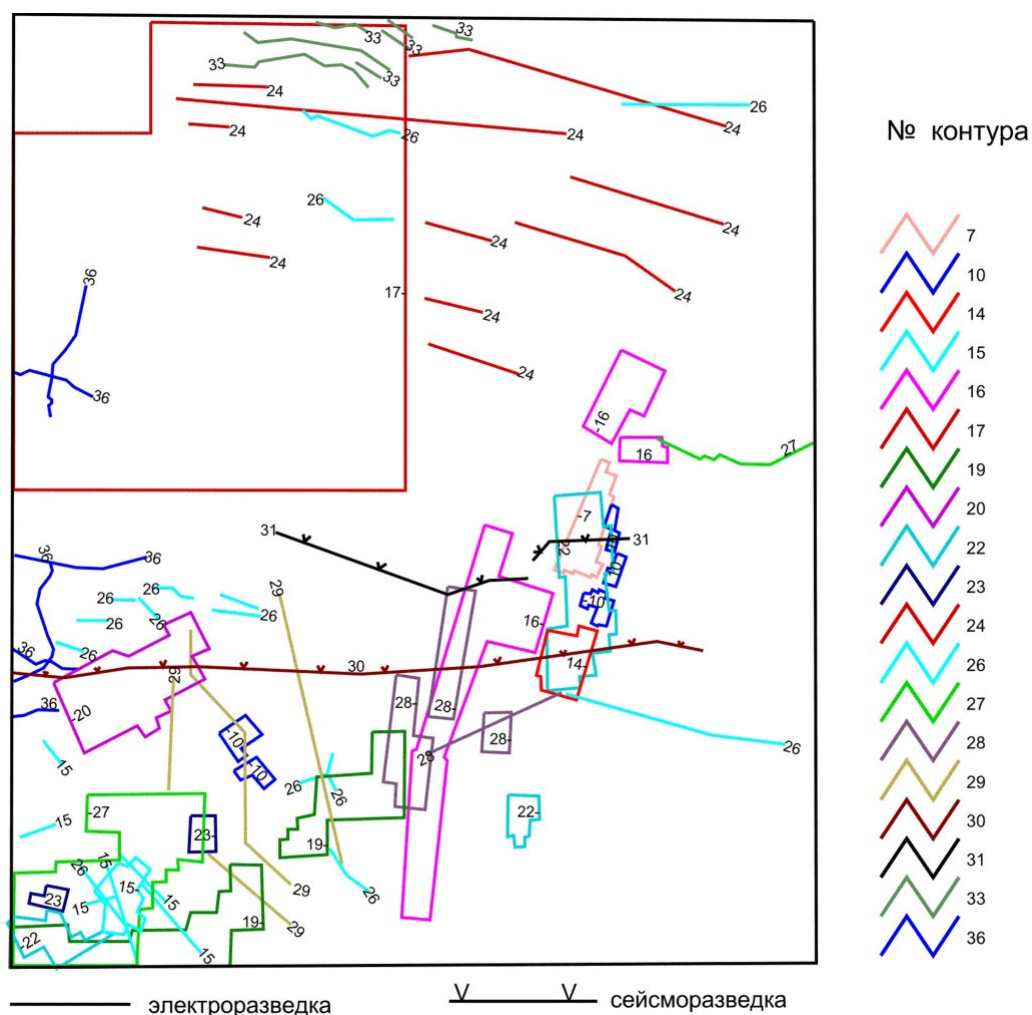


Рис. 5. Схема геофизической изученности (электроразведка, сейсморазведка) (масштаб 1 : 500 000).

Результаты геофизических исследований, обобщенные и проанализированные Е. М. Ананьевой (1960 г.), послужили геофизическим обоснованием металлогенических карт масштаба 1 : 500 000. Геофизических работ, целенаправленно проведенных в помощь геологическому картированию, было мало. Поэтому геофизическое обеспечение ГС-50 было совер-

шенно недостаточным. Тем не менее, магнитные съемки, в той или иной мере, использованы при составлении геологических карт.

В комплексе с гидрогеологическими исследованиями Теча-Бродской структуры в 1962 году были проведены сейсмические исследования (МПВ, МОВ). По результатам работ были построены геолого-сейсмические разрезы, на которых выделены условные границы, приуроченные к подошве карбонатных отложений (Конычев, 1963).

С 1964 по 1979 гг. на площади выполнено большое количество комплексных геофизических исследований, ориентированных на поиски месторождений никеля, железа и меди. Детализировано большое количество магнитных аномалий. В разряд перспективных отнесено более 30 аномалий. Рудная природа части их подтверждена. Съемки этого периода в целом отличаются хорошим качеством, но не всегда увязывались по уровню между собой. По материалам магнитных съемок периодически составлялись сводные магнитные карты разных масштабов: 1 : 200 000 и 1 : 50 000 [20, 26]. При составлении сводных карт практически не использовались результаты съемок масштаба 1 : 10 000–1 : 5 000, что привело к потере информации о внутреннем строении геологических структур и, в последствии, к искажению геологической интерпретации части аномального магнитного поля. В 1975–1976 гг. с целью разбраковки магнитных аномалий были проведены работы методом искусственного подмагничивания на 21 аномалии, выделяемых в разряд перспективных на обнаружение магнетитового оруденения. До глубин 200–400 м все аномалии по результатам МИП были оценены неперспективными [205], в том числе и те, в пределах которых имелись рудные подсечения.

Изучение глубинных структурно-тектонических особенностей района сейсмическими исследованиями начинается с 1975 года. В 1975–1976 гг. начаты работы методом отраженных волн по Теченскому профилю [85], которые были продолжены в 1977–1978 гг. [21], а затем проведены на Султановском профиле [22]. В результате этих работ выяснены структурно-тектонические особенности строения района до глубины 10–12 км, определены зоны сочленения структур и литологических комплексов. В частности, выделяются два структурных этажа, существенно отличающихся по строению. Высказано предположение, что Муслюмовский массив сложен на глубине неизменными породами базит-гипербазитового состава [85] и приурочен к участку наибольшего подъема толщ нижнего структурно-тектонического этажа. Мощность серпентинитов не превышает 500–700 м, редко увеличиваясь до 1 000 м. По мнению авторов, серпентиниты, картируемые к востоку от Муслюмовского массива и, в значительной мере, в пределах массива, образуют «постель аллохтона», сложенного различными по составу и возрасту горными породами. В пределах Челябинского грабена под комплексами горных пород со средней плотностью 2,75 г/см³, по сейсмическим данным фиксируется горизонт мощностью около 1–3 км с плотностью 2,6 г/см³, который может быть ассоциирован с отложениями триаса. Мощность Султаевского гранитного массива, по данным сейсморазведки, оценивается в 3–3,5 км – на этой глубине наблюдаются интенсивные отражения упругих волн на протяженных субгоризонтальных площадках. В западной части площади установлены две тектонические зоны западного падения, которые ограничивают депрессию, позднее выделенную, как Метлинская [57]. Восточнее этих, надвигового типа разломов, характерно преобладающее падение отражающих площадок на восток под углами 20–30°; исключение составляет центральная часть Муслюмовского массива, где наблюдается концентрация крутопадающих площадок западного падения. Мощность вулканогенно-осадочного разреза в районе Султановского медно-колчеданного месторождения определена в 1 500–1 800 м.

В 1992 году аэромагнитная съемка в комплексе с аэрогамма-спектрометрией проведена на площади планшетов N-41-3-B, Г и N-41-15-A, Б [173]. Составлены карты масштабов 1 : 25 000 и 1 : 50 000, отличающиеся высоким качеством и детальностью изображения магнитного поля.

Работы проводились с целью установления площадей загрязнения радионуклидами и не рассматривались с позиции возможного их использования для целей геологического картирования. В эти же годы (1992–1993 гг.) северная часть планшета N-41-3-B была покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 50 000. Съемка отвечает всем требованиям, но, из-за ограниченности площади ее проведения, дает возможность диагностировать только фрагменты структур. При опережающих геофизических работах в 1999–2000 гг. были закрыты «окна» и составлена обновленная гравиметрическая карта листа N-41-II [132]. При ГДП-200 была составлена сводная карта аномального магнитного поля с учетом съемок масштаба 1 : 100 000 [101].

К настоящему времени, с учетом опережающих геофизических работ, гравиметрические материалы масштаба 1 : 50 000 и крупнее имеются на 68 % территории, а материалы магнитных съемок масштабов 1 : 25 000–1 : 50 000 – на 90 % территории.

Наименее обеспечена соответствующими материалами самая восточная часть листа N-41-II и, частично, северо-западная. Электроразведочные работы выполнены, в основном, в пределах

рудных полей месторождений и их материалы не могут оказать существенную помощь при геологическом картировании.

В процессе всех геологоразведочных и геофизических работ отбиралось большое количество образцов на определение физических свойств горных пород. Определялись массово магнитная восприимчивость и плотность горных пород. В значительно меньших объемах изучались пористость и поляризуемость: первая – при поисках месторождений, вторая – для угленосных отложений триаса–юры. Значительная часть определений физических свойств выполнена по образцам сильно выветрелых горных пород.

С начала 1940-х годов для изучения геологических разрезов скважин применялись каротажные методы исследований. В большинстве скважин, пройденных при ГС-50, проведен гаммакаротаж, а в пройденных скважинах с поисковой целью проведены геофизические исследования комплексом методов. К сожалению, на имеющихся копиях каротажных материалов нередко искажены при копировании диаграммы, а на части диаграмм отсутствуют масштабы интенсивности. Такие диаграммы можно использовать только для качественного анализа. Но в целом данные геофизических исследований скважин содержат большую информацию о физических характеристиках горных пород.

Гидрогеологическая изученность. Гидрогеологические изыскательские работы наиболее интенсивно начали проводиться в 1930-е годы с целью хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения населенных пунктов, угледобывающих предприятий и промышленных объектов Челябинской области (рис. 6). Первая гидрогеологическая карта Челябинской области в масштабе 1 : 1 000 000 была составлена В. И. Антипиным в 1940 г. На ней впервые были отражены гидрогеологические условия сложного по геолого-структурным условиям региона и намечены зоны, благоприятные для поисков подземных вод.

В 1949 г. в тематической работе А. И. Наумкиной были обобщены материалы по водоснабжению отдельных районов области. В 1956–1957 гг. Н. Д. Будановым в опубликованных работах дана схема гидрогеологического районирования Челябинской области, освещены основные закономерности локализации подземных вод, оценена роль новейшей тектоники в гидрогеологии Урала.

В 1956–1960 гг. А. С. Веретенниковой проводилось изучение условий обводненности Теченского железорудного и Султановского медно-колчеданного месторождений. В процессе этих работ собран и систематизирован материал по обследованию водоисточников всей территории листа N-41-II. Проведенными исследованиями было установлено, что основными каналами циркуляции воды в скальных породах являются разломы и зоны эндогенной и экзогенной трещиноватости. По результатам работ была составлена гидрогеологическая карта масштаба 1 : 200 000 площади листа, принятая как некондиционная.

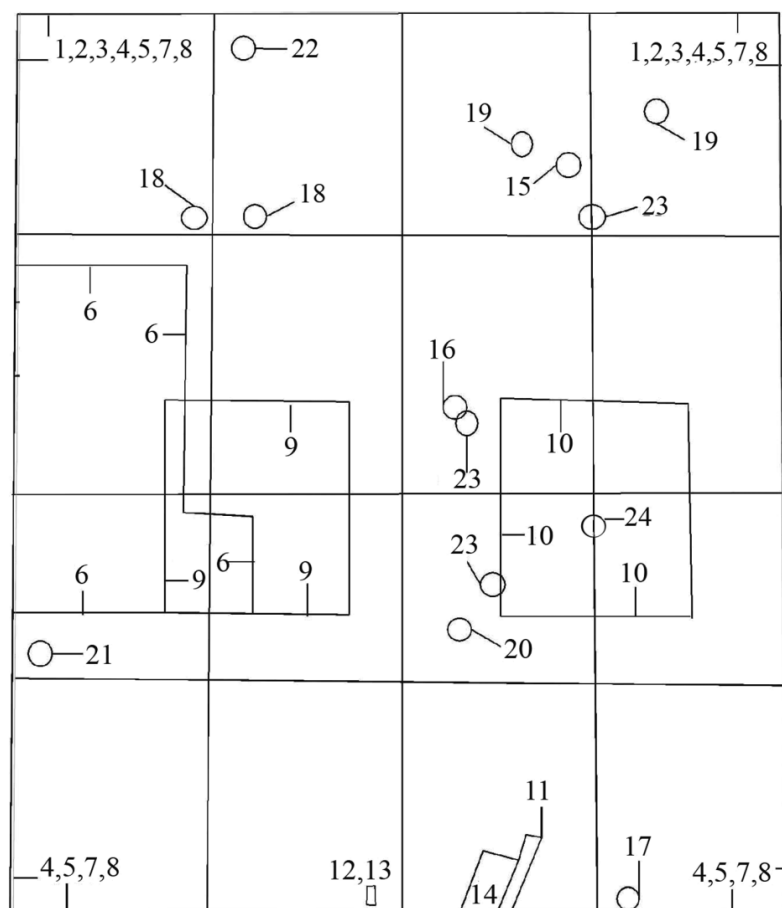
В 1957 году И. С. Токарев в опубликованной работе особое внимание уделяет гидрогеологическому районированию территории листа N-41-II, где выделяет области развития сильно дислоцированных кристаллических, метаморфических и эффузивных пород палеозоя и области развития осадочных пород мезозоя и кайнозоя.

В 1953–1959 гг. территория листа N-41-A была покрыта комплексной геолого-гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 500 000 (Е. А. Волкова, А. Г. Сигов). Основное внимание в этой работе было уделено гидрогеологической стратификации и изучению водоносности покровных мезо-кайнозойских отложений, дополненных данными опробования, откачками колодцев и скважин. В 1961 г. материалы этих работ были систематизированы при проведении гидрогеологической съемки масштаба 1 : 500 000 В. Г. Брок и М. В. Будановым.

В 1964 году Р. Г. Рябининым и П. Б. Тараскиным составлена гидрогеологическая карта Челябинской области, на которой подземные воды классифицируются по величине минерализации, ионному составу и величине жесткости.

В 1962–1964 гг. на Сугоякском месторождении подземных вод проведены значительные по объему разведочные работы с последующим утверждением запасов подземных вод, приуроченных к нижнекаменноугольным известнякам.

В 1974 году на площади листа N-41-II выполнена гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000, составлена Государственная гидрогеологическая карта [127]. Были изучены условия формирования и закономерности распространения подземных вод. Установлено преобладание трещинных и трещинно-карстовых подземных вод палеозойских пород и пластово-поровых вод покровных мезо-кайнозойских отложений. Водообильность пород в целом оценена как невысокая, за исключением карбонатных пород и локальных зон повышенной трещиноватости, которые могут иметь существенное значение в вопросах водоснабжения района. В дальнейшем гидрогеология района и отдельных его частей уточнялась в процессе геологических съемок, поисковых и разведочных работ.



- 4,5 Гидрогеологическая съемка и работы обзорного характера
- 14 Работы по изучению гидрогеологических условий месторождений
- 21-○ Поисковые и разведочные работы на воду

Рис. 6. Схема гидрогеологической изученности (масштаб 1 : 500 000).

Каталог к схемам геофизической изученности: Гидрогеологические съемки и работы обзорного характера: 1 – Е. А. Волоскова, А. П. Сигов, 1959; 2 – Т. В. Брок, М. И. Бунин, 1961; 3 – А. И. Наумкина, 1961; 4 – О. Г. Рябинкин, Б. Н. Тараскин, 1964; 5 – В. К. Мишунин, 1974; 6 – А. И. Глаголев, 1993; 7 – С. Г. Воронов, 2000; 8 – В. Б. Борисов, 2001.

Работы по изучению гидрогеологических условий месторождений: 9 – А. С. Веретенникова, 1956; 10 – А. С. Веретенникова, 1960; 11 – В. И. Бричко, В. П. Сирман, 1960; 12 – Ю. А. Аввакумов, 1954; 13 – М. В. Денисова, 1961; 14 – В. И. Аношина, 1964.

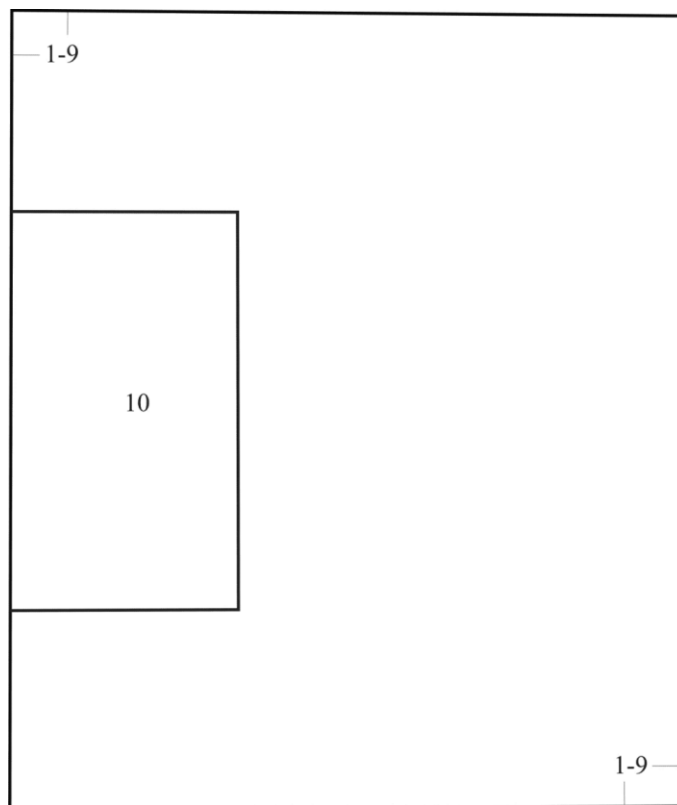
Поисково-разведочные и разведочные работы на воду: 15 – Д. В. Рыжков, 1941; 16 – А. В. Мищенко, 1958; 17 – В. И. Бричко, 1959; 18 – Н. Н. Реформаторский, 1959; 19 – Г. Н. Черняева, 1959; 20 – Е. Н. Воронова, 1973; 21 – В. К. Мишунин, 1982; 22 – В. А. Изварин, 1985; 23 – С. Г. Воронов, 1985; 24 – В. А. Чередниченко, 2009.

В 2001 году В. Б. Борисовым [45] проведены работы по инженерно-геологическому и гидрогеологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 площади листа N-41-II, в которых обобщены и использованы при составлении комплекта карт все имеющиеся по региону гидрогеологические материалы. Дана характеристика всех выделенных гидрогеологических подразделений, оценены перспективы хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения региона.

Поисковые, поисково-разведочные работы для водоснабжения отдельных населенных пунктов и сельскохозяйственных предприятий проводились довольно интенсивно в последние десятилетия. Были разведаны участки для хозяйственно-питьевого водоснабжения Кунашакского сельскохозяйственного района. В 2009 году завершены поисково-разведочные работы с подсчетом запасов на Султановском месторождении подземных вод (В. А. Чередниченко).

На территории Челябинской области в последнее десятилетие проводятся оперативные государственные наблюдения состояния подземных вод на опорных постах природных объектов, работы по государственному учету подземных вод и обследованию водозаборных скважин, которые включены в Программу государственного мониторинга подземных вод на территории Челябинской области.

Эколого-геологическая изученность. Специализированные эколого-геологические исследования на площади начали проводиться с начала 1990-х годов (рис. 7).



Работы масштаба 1:500000

Работы масштаба 1:200000

1. Илларионов В.Д. 1993г.
2. Левит А.И. 1994г.
3. Тамплон Е.Ф. 1994г.
4. Уланова Н.И. 2000г.
5. Ширяева А.В. 2001г.
6. Цепелевич Т.Ю. 2009г.

7. Попова Т.А. 1999г.
8. Борисов В.Б. 2001г.
9. Кузнецов Н.С. 2002г.

Работы масштаба 1:25000

10. Тараканов Ф.Ф. 1993г.

Рис. 7. Схема эколого-геологической изученности (масштаб 1 : 500 000).

Экологическая обстановка описываемой территории находится под воздействием Челябинского промышленного узла (южная половина) и Восточно-Уральского радиоактивного следа – ВУРСа (северная часть), наложившегося на естественную радиоактивность пород.

В 1991–1993 годах были составлены карты потенциальной радоноопасности пород Челябинской области масштаба 1 : 500 000, с выделением ореолов загрязнения естественными радионуклидами литосферы, почвенного воздуха и гидросферы [74]. Северо-западная часть листа входит в состав Юго-Конёвской эколого-радиохимической зоны с максимально высоким радоновым потенциалом. Местами содержание урана в коренных породах достигает 5–10 г/т и более, а концентрация радона в почвенном воздухе – до 370 кБк/м³. Эта территория была подвергнута воздействию ВУРСа, находится в зоне действия ПО «Маяк». Специалисты последнего осуществляют мониторинг загрязненности радионуклидами природной среды и продуктов сельскохозяйственной деятельности.

В 1992–1993 годах Таракановым Ф. Ф. проведена комплексная аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 района санитарно-промышленной зоны ПО «Маяк». Аномальные гамма-поля техногенной природы зафиксированы в пойме реки Теча, юго-западнее оз. Куяш и северо-западнее пос. Ст. Соболева [173].

В 1992–1994 годах проведены исследования по устойчивости природной среды к антропогенным нагрузкам и остроте экологической ситуации в Челябинской области [107]. Составлены комплекты карт состояния природной среды (неизмененные и нарушенные ландшафты, антропогенное воздействие), водной среды (подземные и поверхностные воды) и естественных элементов литосферы (техногенных источников загрязнения и деградации природной среды) масштаба 1 : 500 000. Опубликована «Карта экологического состояния территориальных комплексов Челябинской области» в масштабе 1 : 600 000 (Тамплон Е. Ф. и др., 1994).

С 1998 года ОАО «Челябинскгеосъемка» проводит мониторинг опасных экзогенных и эндогенных процессов и загрязнения окружающей среды Челябинской области [192, 209]. По программе «Государственного мониторинга подземных вод на территории Челябинской области» осуществляется контроль за охраной подземных вод от истощения и загрязнения [199].

В 1998–1999 годах проведен анализ геохимической информации листа N-41, в масштабе 1 : 200 000 составлены карты геохимических полей и аномалий, в том числе и для Кунашакской площади [147].

В 2001 году в работе «Инженерно-геологическая, с гидрогеологическим доизучением, съемка масштаба 1 : 200 000. Листы N-41-II, III» проведено экологическое опробование почв, описаны природные экзогенные геологические процессы, степень их опасности и техногенной активизации, составлены ландшафтно-индикационная карта, схема современного состояния подземных вод, эколого-геологическая карта [44].

Экологические работы проводят Гидрометцентр, Бассейновая инспекция, Областная и городские СЭС, заказники и другие научные организации. С 1999 года информация о состоянии окружающей среды систематизируется Челябинским областным комитетом по экологии и природопользованию и публикуется в ежегодных «Комплексных докладах о состоянии окружающей природной среды Челябинской области» [9].



СТРАТИГРАФИЯ

Геологическое строение района работ достаточно сложное. В пределах листа N-41-II прослеживается ряд структурно-фациальных и структурно-формационных зон, в которых развиты метаморфические, осадочные, интрузивные и вулканогенные образования, сформированные в разных геодинамических обстановках. Их возрастной диапазон – от нижнего протерозоя до квартера включительно. Незначительную часть площади листа N-41-II занимают допалеозойские метаморфиты, развитые в Сосьвинско-Синарской, Пластовско-Суундукской и Таборско-Тапской СФЗ. Схема корреляции этих образований приведена на рисунке 8. Образования ордовика–карбона откартированы в 2 структурно-формационных зонах – Алапаевско-Адамовской (Сосьвинско-Теченская, Челябинско-Суундукская и Копейско-Ушкотинская подзоны) и Красногвардейско-Светлинской (Ильиновско-Марииновская подзона); причем в последней они представлены лишь каменноугольными терригенно-карбонатными породами. Схема корреляции стратиграфических подразделений этого возраста приведена на рисунке 9. Стратифицированные вулканогенные и осадочные образования триаса развиты в Среднеисетско-Варненской СФЗ, слагая опущенные блоки Челябинского грабена. Континентальные и морские отложения юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем имеют широкое распространение на всей территории, с максимальной их мощностью в восточной части района. Интрузивные образования занимают до 30–35 % площади листа N-41-II. Время их образования – от среднего ордовика до среднего триаса. Интрузивные комплексы сложены породами от ультраосновного до кислого состава. Они сформировались в разных геодинамических обстановках и имеют различную геохимическую специализацию.

Геологическое строение площади осложнено многочисленными тектоническими нарушениями разного порядка, морфологии, генезиса и возраста. Одной из главнейших особенностей листа N-41-II является широкое развитие здесь надвиговых и покровно-надвиговых дислокаций, что привело к формированию многочисленных аллохтонных структур и Султановской олистостромы.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ) ЭНОТЕМА

Аллакинская толща (P_{r1}d₁) развита в пределах Сосьвинско-Синарской зоны в северо-западной части площади работ, в северном обрамлении Тюбукского гранитоидного массива. Выделена при проведении ГДП-200 [101]. Сложена мезо-меланократовыми амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и лейкократовыми биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами, кварцитами, реже мигматитами.

Породы толщи изучены в единичных обнажениях, где они имеют пологие углы падения пологостотности (25–30°) на запад, а также вскрыты единичными скважинами КГК-100 [101]. Нижняя и верхняя границы толщи не установлены. Мощность метаморфитов оценивается более чем в 1 000 м.

Структуры плагиогнейсов гранобластовые и нематогранобластовые, текстуры гнейсовидные. В лейкократовых разностях кварц и полевой шпат составляют 60–70 %, в меланократовых – 30–50 %. Темноцветные, представленные амфиболом (бурая и сине-зеленая роговая обманка) и, реже, тонкочешуйчатым буро-коричневым биотитом, содержатся, соответственно, в количествах 3–15 и 3–10 % в лейкократовых гнейсах, 30–70 и 0–20 % – в меланократовых разностях пород. Кроме того, в лейкократовых гнейсах присутствует мусковит (до 10 %). Местами в породах наблюдается хлорит и эпидот. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудные – магнетитом, реже пиритом и ильменитом.

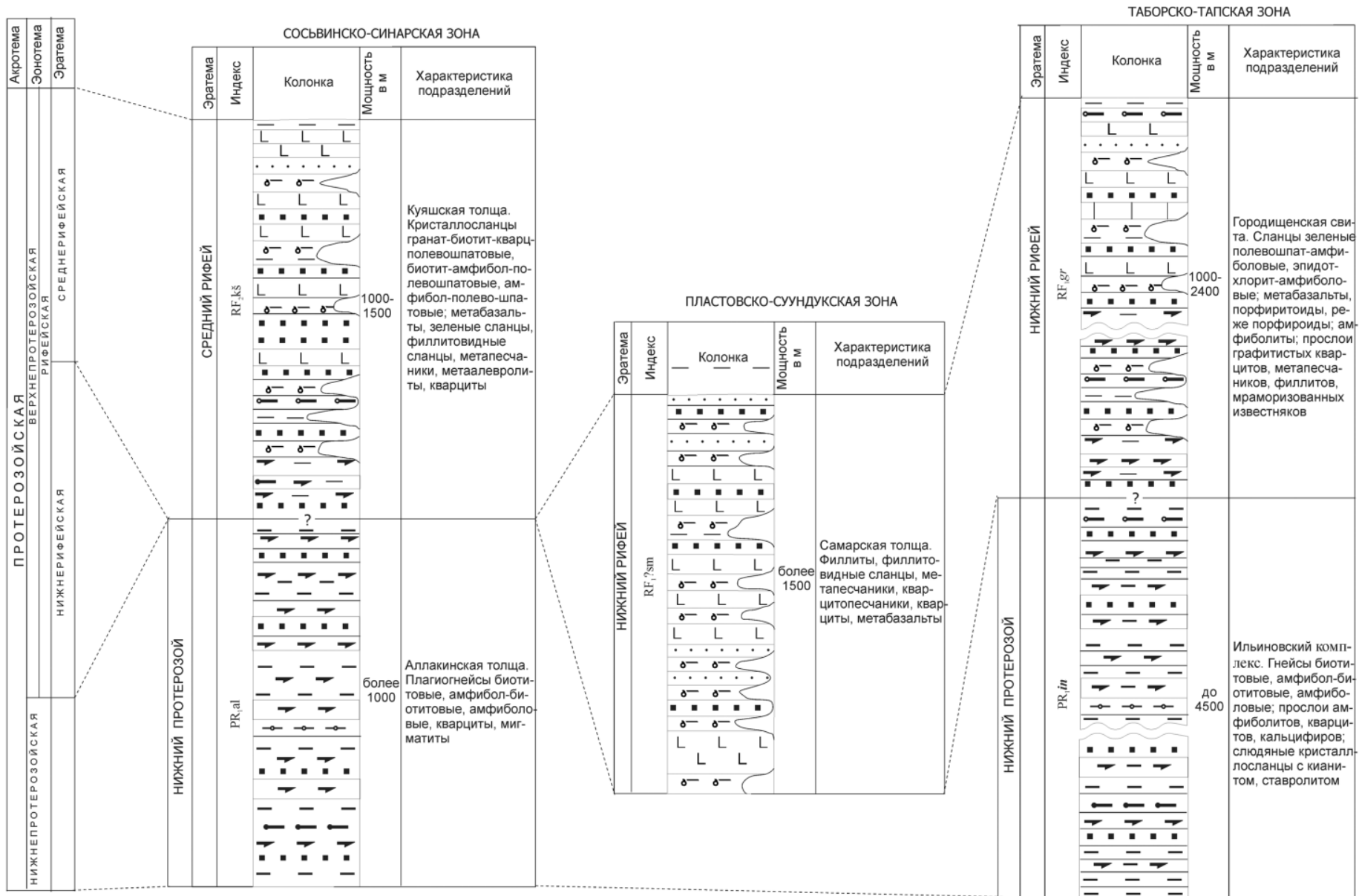


Рис. 8. Схема корреляции докембрийских образований (масштаб 1 : 500 000).

Гнейсы практически не магнитны ($20-30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Радиоактивность пород $15-16$ мкР/ч. Петрохимически биотитовые плагиогнейсы выделяются повышенными содержаниями K_2O и P_2O_5 и сопоставимы с таковыми ильиновского комплекса и, частично, куяшской толщи [82]. Амфиболовые плагиогнейсы в отличие от слюдяных характеризуются повышенным содержанием титана и железа.

Образования аллакинской толщи изменены на уровне амфиболитовой фации метаморфизма.

По цирконам из амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов были получены два значения возраста U-Pb методом (SHRIMP-II) [82]: $1\,745 \pm 15$ млн лет (% Discordant-11) и конкордантное значение 361 ± 4 млн лет (MSWD=0,43). Датировка $1\,745 \pm 15$ млн лет оценивается как возможный возраст гнейсов, возраст 362 ± 4 млн лет – как возраст гранитизации. Ранее изотопно-геохронологические исследования цирконов этой же пробы классическим методом были проведены А. А. Краснобаевым (материалы не опубликованы). По заключению автора сообщество цирконов разной сохранности характеризуется вероятным возрастом $1\,525 \pm 155$ млн лет, а возраст гранитизации 373 ± 5 млн лет. Учитывая изложенные данные, возраст аллакинской толщи принимается нижнепротерозойским.

Ильиновский комплекс (PR₁in) распространен в пределах Таборско-Тапской СФЗ, в восточной части площади, где широкой полосой (4–7 км) прослеживается с юга на север. Выделен при проведении ГДП-200 (Н. С. Кузнецов, В. П. Савельев, Б. А. Пужаков и др.) в 1998 году. Стратотипический разрез комплекса расположен по правому берегу р. Миасс, восточнее пос. Ильиновка на территории листа N-41-VIII [100]. Образования комплекса представлены биотитовыми парагнейсами и диафторитами по ним с прослоями кварцитов, амфиболитов и кальцифиров. Они обнажаются в береговом уступе р. Теча, а также в единичных выработках. Более детально изучены на соседнем к югу листе N-41-VIII [100]. Нижняя граница метаморфитов комплекса не установлена, верхняя – либо тектоническая, либо несогласная.

Диафторированные гнейсы и парагнейсы серого и темно-серого цвета, имеют идентичный вещественный состав и отличаются содержаниями кварца и текстурой пород. Переход от массивных текстур диафторитов к гнейсовидным (для парагнейсов) – постепенный. Редкие прослои амфиболитов имеют мощность 5–10 м. Светло-серые кварциты присутствуют в виде линзовидных прослоев длиной не более 3 м при мощности 0,5–8 см. Очень редки прослои кальцифиров мощностью до 1,4 м.

Опорный разрез комплекса представлен на соседнем с юга листе, в долине р. Миасс от с. Ильино до с. Миасского. В целом породы имеют моноклиналиное залегание (азимут падения $210-260^\circ$, угол $20-50^\circ$), осложненное изоклиналиной складчатостью высоких порядков. Наиболее интенсивно пликвативная тектоника проявлена в западной части разреза. В низах опорного разреза (0–220 м) преобладают биотитовые парагнейсы и в меньшей степени – диафториты по ним (30–35 %). В средней части разреза (220–550 м) эти породы представлены в равных объемах и здесь появляются линзы кварцитов. В верхней части разреза (550–800 м) преобладают диафторированные парагнейсы с прослоями кварцитов и амфиболитов. Мощность образований ильиновского комплекса до 4 500 м.

Парагнейсы и диафториты сложены ксеноморфным кварцем, плагиоклазом (альбит, олигоклаз, андезин) и мелко-среднечешуйчатым оранжевым железистым биотитом (10–45 %). Биотит часто образует ориентированные слойки мощностью 2–3 мм. Акцессорные минералы – гранат, сфен, карбонат, апатит, циркон; рудные – пирит, сфалерит, галенит, молибденит, редко магнетит; вторичные – мусковит, хлорит.

В составе биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов установлено 2 типа биотитов и 2 типа гранатов. Первый биотит – метаморфический имеет красновато-бурую окраску, ассоциирует с гранатом 1, отличающимся более светлой красноватой окраской, хорошо ограненный (правильные ромбододекаэдры). Второй биотит, сростающийся обычно с мусковитом, имеет темную черную окраску, дисковидную форму со следами механической обработки, кластогенный. Второй гранат также обработан. Судя по химическому составу [82], разница биотитов 1 и 2 и гранатов 1 и 2 вполне очевидна. Первые характеризуют сравнительно невысокий уровень метаморфизма, отвечающий эпидот – амфиболитовой фации (спессартиновый гранат, малотитанистый биотит и т. д.). Составы кластогенных биотита и граната отвечают более высокому уровню метаморфизма. Можно с большой вероятностью считать, что ильиновские парагнейсы образовались в результате размыва кристаллического фундамента и являются чехольными, перекрывающими его. Кроме того, в породах диагностированы на микрозонде окатанные зерна ильменита, апатита, гетита. Визуально установлены корунд, турмалин, эпидот, пирит, рубин (1 знак), магнетит и магнитные шарики и мелкий хорошо окатанный, желтый циркон (49,1 % тяжелой немагнитной фракции).

Структуры пород гранобластовые, реже – лепидогранобластовые. Амфиболиты имеют гранонематобластовую структуру. Амфибол (50–70 %) представлен зеленой роговой обманкой. Лейкосома сложена мелко-тонкозернистым кварц-полевошпатовым материалом. В кальцификах структура гранобластовая. Карбонат (50–60 %) представлен кальцитом, анкеритом. До 30 % объема представлено пироксеном.

Средняя плотность образований комплекса $2,73 \text{ г/см}^3$, породы немагнитны. Ни в поле силы тяжести, ни в магнитном поле образования комплекса не картируются.

По петрохимическим параметрам гнейсы ильиновского комплекса выделяются несколько повышенными содержаниями глинозема и высокими – щелочей, сопоставимы с гнейсами аллакинской толщи [82]. По распределению РЗЭ относительно хондрита – сопоставимы с гранат-биотит-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами куяшской толщи в части тяжелых лантаноидов [82].

Породы изменены на уровне амфиболитовой фации метаморфизма. К югу от Кунашакской площади на отдельных участках в образованиях комплекса проявлены процессы мусковитизации и биотитизации с развитием минерализации пирита, халькопирита, борнита. В этих зонах отмечаются повышенные содержания золота, вольфрама, бериллия.

Возраст образований ильиновского комплекса определен уран-свинцовым методом (SHRIMP-II) по цирконам и составляет $2\,059 \pm 25$ млн лет [82]. На этом основании комплекс датирован ранним протерозоем.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Образования нижнего рифея развиты в пределах Пластовско-Суундукской и Таборско-Тапской СФЗ основания Уральской складчатой системы.

Самарская толща (RF₁?sm) распространена в пределах Пластовско-Суундукской зоны, в северном обрамлении Челябинского плутона. Выделена при проведении ГДП-50 (Кузнецов Н. С., 1995). Толща сложена филлитами и филлитовидными сланцами, метапесчаниками, кварцитопесчаниками, кварцитами и metabазальтами. Породы обнажены в долине р. Зюзелги и вскрыты скважинами. Контакты с нижележащими образованиями тектонические, а с вышележащими – несогласные. Разрез толщи детально изучен западнее листа N-41-VIII по скважинам (Кузнецов Н. С., 1995). Мощность самарской толщи оценивается более чем в 1 500 м.

Филлиты и филлитовидные сланцы состоят из хлорита и серицита (25–50 %) и тонкого глинисто-полевошпатового материала (25–65 %). Тонкая полосчатость пород обусловлена линзовидными слоями гематита и хлорита мощностью от долей миллиметра до 1–2 мм. Акцессорные минералы – турмалин, ставролит, циркон, сфен, апатит; рудные – лейкоксен и магнетит.

Метапесчаники имеют массивные и сланцеватые текстуры и мелко-тонкозернистые структуры. Зерна, представленные кварцем (25–35 %), плагиоклазом (30–45 %) и кремнистыми породами, плохо окатаны и плохо сортированы. В небольшом количестве присутствуют эпидот, карбонат и серицит. Акцессорные минералы представлены цирконом и турмалином, рудные – лейкоксеном, магнетитом и пиритом. Цемент метапесчаников регенерационный, иногда глинисто-кремнистый базально-порового типа. Объем цементирующей массы 10–40 %.

Метабазальты представлены афировыми, реже микропорфировыми разностями. Текстуры пород массивные, флюидальные, сланцеватые; структуры – субофитовые, интерсертальные, реже микропорфировые. Плагиоклаз (30–50 %), представленный олигоклазом и андезином, присутствует в виде узких лейст и таблитчатых микропорфировых выделений. Темноцветные представлены зеленой и буро-зеленой роговой обманкой (10–35 %), тонкозернистым эпидотом (15–30 %). В породах присутствуют рутил, магнетит, ильменит и хромит.

Практически все породы толщи обладают повышенной плотностью ($\delta_{\text{ср}}=2,76 \text{ г/см}^3$), и поэтому площади их развития отмечаются повышением поля силы тяжести. Метабазальты, имея повышенную намагниченность (до $8\,800 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), выделяются локальными положительными магнитными аномалиями. Характерной особенностью метаосадочных пород является их высокая радиоактивность – 14–17 мкР/ч.

Все разновидности пород толщи характеризуются высокими содержаниями оксидов титана, марганца и железа и повышенными – фосфора [82]. Метабазальты по петрохимическим параметрам сопоставимы с базальтами континентальных рифтов, траппами Сибири и Декана. Они относятся к низко- и умереннокалиевым базальтам, феробазальтам натриевой петрохимической и толеитовой генетической серий. На диаграммах идентификации палеообстановок метабазальты толщи отвечают внутриплитным континентальным базальтам и базальтам срединно-

океанических хребтов. По распределению РЗЭ относительно хондрита базальты толщи идентичны траппам бичурской свиты (с более низким содержанием РЗЭ) и сопоставимы с траппами Декана [82].

Образования самарской толщи изменены на уровне эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, о чем свидетельствует минеральный состав базальтоидов. В результате диафтореза в отдельных участках образованы минеральные парагенезисы, соответствующие эпидот-хлоритовой и актинолит-эпидот-хлоритовой субфациям зеленосланцевой фации метаморфизма.

Ранее, юго-западнее площади работ (лист N-41-VII) по цирконам (А. А. Краснобаев) уран-свинцовым методом было получено три абсолютных датировки метапесчаников толщи: $2\,069 \pm 63$ млн лет; $1\,485$ млн лет и 531 ± 43 млн лет (Кузнецов Н. С., 1995). Последний возраст – время метаморфизма. Возраст $2\,069$ млн лет интерпретируется как возраст протолита, а возраст $1\,485$ млн лет отвечает времени образования метаморфических пород. Нами на Кунашакской площади была отобрана проба из долеритов (базальтов) смолинского комплекса, прорывающих образования самарской толщи. По «захваченным» цирконам U-Pb методом (SHRIMP-II) было получено значение возраста протолита $1\,795 \pm 13$ [82]. На основании совокупности имеющихся данных самарская толща датирована ранним рифеем.

Городищенская свита (RF_1gr) фрагментарно развита у восточной границы площади изучения, в пределах Таборско-Тапской СФЗ. Впервые выделена в Казахстане в середине 60-х годов прошлого столетия. Ранее, при проведении ГДП-200 листа N-41-VIII [100], ее образования относились к двум толщам – каясанской и леснинской. В пределах площади работ обнаженность свиты очень плохая. Повсеместно она перекрыта мезозойско-кайнозойскими образованиями, и вскрыта единичными скважинами. Породы свиты представлены зелеными сланцами полевошпат-амфиболовыми, эпидот-хлорит-амфиболовыми; metabазальтами, порфиритоидами, реже порфироидами, амфиболитами; прослоями графитистых кварцитов, филлитов, мраморизованных известняков, метапесчаников.

Нижний контакт свиты неизвестен. Перекрывается она со стратиграфическим несогласием нижнекаменноугольными образованиями. Общая мощность городищенской свиты $1\,000$ – $2\,400$ м.

Метабазальты имеют сланцеватые текстуры и реликтовые порфиroidные структуры. Плагиоклаз (10 – 12 %) – в виде мелких ($0,3$ – $0,7$ мм) порфиroidных выделений таблитчатой формы, часто корродирован. Темноцветные представлены зеленой роговой обманкой и эпидотом с вариациями содержаний от 25 до 55 %. В породах присутствуют карбонат, хлорит, биотит. Рудные минералы представлены магнетитом и пиритом. Зеленые сланцы имеют нематобластовые, гранонематобластовые и, редко, гранобластовые структуры.

Радиоактивность пород 2 – 5 мкР/ч. Образования свиты (за исключением метаосадочных пород) обладают высокой плотностью ($\delta_{cp} = 2,80$ – $3,04$ г/см³) и в поле силы тяжести выделяются локальными положительными аномалиями. Породы большей частью немагнитные ($\chi = 40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), хотя встречаются и сильномагнитные разности ($13\,800 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Образованиям свиты отвечает отрицательное магнитное поле.

Петрохимический состав metabазальтов близок таковому самарской толщи и сопоставим с составом базальтов континентальных рифтов. На идентификационных диаграммах палеообстановок metabазальты толщи отвечают толеитам срединно-океанических хребтов. По распределению РЗЭ относительно хондрита базальтоиды свиты схожи с хондритом и сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов [82].

Образования свиты изменены на уровне эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Возраст городищенской свиты принят раннерифейским на основании находок микрофитоцитов и нельканелл *Osagia tenuilamellata* Reith. и др. за пределами площади изучения, а также сопоставимости ее с самарской толщей, возраст которой определен радиологическими методами.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Образования среднего рифея в пределах листа N-41-II представлены куяшской толщей.

Куяшская толща ($RF_2kš$) расположена в пределах Сосьвинско-Синарской зоны, в северо-восточной части площади, в восточном обрамлении Тюбукского массива и, фрагментарно, в северном и западном обрамлении Калдинского гранитоидного массива. Впервые выделена при проведении ГДП-200 [101]. Породы толщи обнажены в единичных выработках и вскрыты скважинами. Куяшская толща сложена кристаллосланцами гранат-биотит-кварц-

полевошпатовыми, биотит-амфибол-полевошпатовыми, амфибол-полевошпатовыми; зелеными сланцами, метабазами, филлитовидными сланцами, метапесчаниками, метаалевролитами и кварцитами. Взаимоотношения с нижележащими образованиями не ясны. Породы толщи несогласно перекрыты палеозойскими образованиями. Рассланцовка пород толщи, осложненная мелкой изоклинальной складчатостью, в целом, ориентирована в западном, северо-западном направлениях с падением 70–75°. Опорный разрез образований куяшской толщи описан в мелком карьере (обн. К-505) у пос. Каинкуль. В стенке карьера с юго-востока на северо-запад вскрыты:

0,0–12,0 м – биотит-амфибол-полевошпатовые кристаллосланцы с простирием сланцеватости – 250° при субвертикальном падении;
12,0–13,0 м – сильно ожелезненные биотит-амфибол-полевошпатовые кристаллосланцы;
13,0–21,0 м – гранат-биотит-кварц-полевошпатовые кристаллосланцы;
21,0–50,0 м – биотит-амфибол-полевошпатовые кристаллосланцы, азимут падения сланцеватости – 325°, угол 63°.

Общая мощность куяшской толщи оценивается в 1 000–1 500 м.

Структуры кристаллосланцев гранобластовые и немагнитообластовые. Темноцветные представлены: гранатом с размерами кристаллов до 2 см и содержанием от 1–2 до 20 %, биотитом (до 10 %) и буро-зеленой роговой обманкой (от 3–5 до 40 %). Кварц-полевошпатовый агрегат мелко- и тонкозернистый; зерна неправильной формы. Акцессорные минералы в породах: циркон, апатит, сфен, рутил; рудные – магнетит и пирит. Метабазальты представлены афировыми, реже микропорфиловыми разностями. Текстуры пород флюидальные, сланцеватые; структуры – субофитовые, интерсертальные, реже микропорфиловые. Плагноклаз (30–50 %), представленный олигоклазом и андезином, присутствует в виде узких лейст и таблитчатых микропорфиловых выделений. Темноцветные представлены зеленой и буро-зеленой роговой обманкой (10–35 %), тонкозернистым эпидотом (15–30 %). В породах присутствуют рутил, магнетит, ильменит и хромит. В составе филлитов и филлитовидных сланцев присутствует серицит, часто в сростках с хлоритом (15–40 %) и глинисто-полевошпатовый материал (25–60 %), иногда с примесью углистого вещества. Акцессорные минералы – циркон, сфен, апатит; рудные – лейкоксен и магнетит. В кварцитах кроме кварца (97–100 %) иногда содержатся эпидот и тонкочешуйчатый мусковит, а из рудных – магнетит и гематит.

По магнитным свойствам породы толщи имеют большой разброс ($20\text{--}1\,330\cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Плотность кристаллосланцев $2,6\text{--}2,9$ г/см³, метабазальтов и зеленых сланцев $2,71\text{--}2,85$ г/см³, магнитная восприимчивость $25\text{--}350\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Плотность метапесчаников и метаалевролитов составляет $2,55\text{--}2,65$ г/см³, магнитная восприимчивость $12\text{--}20\cdot 10^{-5}$ ед. СИ, плотность кварцитов $2,57\text{--}2,62$ г/см³, а магнитная восприимчивость $11\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В физических полях толща не выделяется, так как расположена в градиентных зонах.

По петрохимическим параметрам [82] амфиболсодержащие кристаллосланцы характеризуются повышенным содержанием TiO₂, FeO*, CaO, и K₂O, и сопоставимы с траппами Сибири и Декана. По распределению P3Э относительно хондрита они близки гранат-биотит-кварц-полевошпатовым кристаллосланцам (с более низким содержанием P3Э). Метабазальты и зеленые сланцы характеризуются повышенными содержаниями TiO₂, FeO*, P₂O₅, K₂O и Al₂O₃. Метавулканы толщи относятся к K-Na петрохимической и, большей частью, толеитовой генетической сериям и соответствуют базальтам, тефритам и базанитам. На диаграммах идентификации палеообстановок метабазальты толщи отвечают щелочным базальтам океанических островов, срединно-океанических хребтов, континентальных рифтов и траппов. По петрохимическим параметрам метабазальтоидам близки и метаосадочные породы. По результатам спектрального анализа породы толщи выделяются повышенными содержаниями сидерофильных и халькофильных элементов.

Образования толщи изменены на уровне эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Возраст куяшской толщи определен U-Pb методом (SHRIMP-II) из биотит-амфиболовых кристаллосланцев [82]. Датировки протолита – источника сноса составляют $2\,683\pm 120$ млн лет и $2\,028\pm 34$ млн лет, а время формирования метаморфической толщи соответствует $1\,096\pm 53$ млн лет. На этом основании возраст куяшской толщи принят раннерифейским.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские стратифицированные образования широко развиты по всей территории в пределах площади изучения. Ордовикско–каменноугольные образования представлены геологическими комплексами двух структурно-формационных зон – Алапаевско-Адамовской (Сосьвинско-Теченская, Челябинско-Суондукская и Копейско-Ушкотинская подзоны) и Красногвардейско-Светлинской (Ильиновско-Марииновская подзона).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Саргазинская толща (O_{1-2sr}) фрагментарно распространена в восточной части площади, а также картируются в северном обрамлении Челябинского гранитоидного массива, в пределах Челябинско-Суондукской и Копейско-Ушкотинской подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. Впервые выделена и наиболее детально изучены в естественных разрезах, обнажениях и скважинах южнее площади работ – в пределах листа N-41-VIII [100]. Образования толщи представлены базальтами, андезибазальтами, риолитами, их туфами и ксенотуфами, кластолавами базальтов и риодацитов. Повсеместно отмечаются прослои кремнистых туффитов мощностью до 20 см. В пределах листа N-41-II нижняя граница образований саргазинской толщи не установлена. Южнее площади изучения вулканические толщи со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на метаморфитах среднего рифея (Кузнецов Н. С., 1995). Взаимоотношения с вышележащими девонскими и каменноугольными образованиями – несогласные.

Низы разреза толщи представлены лавами пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых порфировых базальтов (30–35 % объема толщи). Средняя часть разреза сложена в основном афировыми и порфировыми плаггиоклазовыми базальтами (35–40 %). Афировые разности составляют 25 % объема толщи. Риолиты и риодациты развиты в верхней части разреза и их объем не превышает 10–12 %. Туфы и ксенотуфы (15–20 %) отмечаются по всему разрезу в виде прослоев разной мощности, фиксируя начальные стадии извержений, а в плане – периферийные части щитовых вулканов. Наиболее детально разрез толщи описан по скважине 67 (Кузнецов Н. С., 1995), где сверху вниз вскрыты:

- 0,0–79,8 м – туфы и ксенотуфы базальтов и андезибазальтов;
- 79,8–223,5 м – базальты порфировые плаггиоклазовые;
- 223,5–294,9 м – базальты афировые;
- 294,9–318,4 м – туфы базальтов и андезибазальтов с прослоями кремнистых туффитов;
- 318,4–354,5 м – кластолавы базальтов с прослоями базальтовых туфов;
- 354,5–541,6 м – базальты порфировые пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые;
- 541,6–573,1 м – базальты афировые;
- 573,1–602,7 м – туфы базальтов;
- 602,7–685,6 м – базальты порфировые пироксен-плаггиоклазовые;
- 685,6–743,3 м – кластолавы порфировых базальтов;
- 743,3–864,9 м – туфы базальтов и андезибазальтов;
- 864,9–903,1 м – базальты афировые;
- 903,1–1 033,4 м – габбро-пироксениты;
- 1 033,4–1 194,6 м – туфы базальтов с прослоями порфировых базальтов и кремнистых туффитов.

Мощность вскрытого разреза – 1 194,6 м, общая мощность саргазинской толщи до 1 500 м.

Афировые и порфировые базальты имеют миндалекаменные, массивные и флюидалные текстуры. В риолитах структуры микрофельзитовые, сферолитовые и порфировые, текстуры их большей частью массивные. В составе риолитов и риодацитов присутствует кварц в округлых (до 1,5 мм) выделениях. Плаггиоклаз (альбит, олигоклаз и реже андезин) присутствует во всех породах. В порфировых выделениях он таблитчатый размером 0,5–2,5 мм, в основной массе (интерсертальной, гиалопилитовой, микролитовой) – лейстовидный, размером 0,5–0,6 мм. Пироксен, в порфировых выделениях шестоватой и таблитчатой формы (до 8 мм), а в основной массе – игольчатый (0,2–0,4 мм), замещен актинолитом. Повсеместно присутствуют хлорит и эпидот. Акцессорные – рутил, турмалин, гранат, ставролит, биотит, сфен, циркон; рудные – магнетит, ильменит, пирит, лейкоксен.

По плотности породы толщи образуют три группы: риодациты и риолиты ($2,72 \text{ г/см}^3$); афировые и плаггиоклазовые базальты, ксенотуфы ($2,76 \text{ г/см}^3$); пироксеновые базальты и их туфы ($2,84–2,95 \text{ г/см}^3$). Породы толщи большей частью слабомагнитны и немагнитны, но при этом среди всех разновидностей встречаются сильномагнитные разности. Значительными вариация-

ми физических свойств горных пород во многом объясняется сложный характер физических полей на площади развития саргазинской толщи: магнитное поле – от спокойного, положительного или отрицательного, до резко дифференцированного; гравитационное поле – в целом повышенное, с локальными положительными и отрицательными аномалиями.

Вулканиды толщи относятся к бимодальной серии контрастной риолит-базальтовой формации. В низах разреза установлены щелочные и высокотитанистые базальты, по характеристикам, отвечающие континентально-рифтогенным. Содержание в них (по 24 анализам): TiO_2 – 1,49–2,18 %, K_2O – 0,6–3,15 %, FeO^* – 10,0–21,18 %, P_2O_5 – 0,15–0,29 % [100]. Большая часть вулканидов соответствует низкокалийевым базальтам натриевой и натриевой-СОХ петрохимической серии, а также толеитовой и известково-щелочной генетическим сериям. Базальты характеризуются низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , La, Ce, Nd, Sm, Yb и пониженными содержаниями железа. Риолиты толщи также характеризуются низкими содержаниями оксидов калия, титана, железа и фосфора. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи отвечают базальтам островных дуг и иногда – срединно-океанических хребтов. Относительно основных оксидов (титан, калий, фосфор), тренды дифференциации полого направленные с незначительным уклоном в сторону кислых дифференциатов, что характерно для островодужных базальтов. Тренды дифференциации сопоставимы с таковыми рудянской толщи. Распределение средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту в базальтах толщи, дисконформно таковому всех геодинамических обстановок и лишь в части тяжелых лантаноидов сопоставимо с рудянской толщей, при более низких содержаниях РЗЭ [82]. Следует отметить, что для вулканидов разного состава в саргазинской толще, тренды распределения РЗЭ, нормированных относительно хондрита, одинаковы.

Породы изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма и представлены актинолит-эпидот-хлоритовой, эпидот-хлоритовой, карбонат-эпидот-хлоритовой субфациями.

Возраст образований саргазинской толщи обоснован при проведении ГДП-200 листа N-41-VIII [100] следующими данными: 1) вулканиды толщи переслаиваются с карбонатными породами вышележащей биксизакской толщи (O_3-S_1bk), где В. А. Наседкиной были определены остатки конодонтов (*Periodon ex gr. aculeatus* (Hadding), *Falodus* (?) sp.), на основании чего толща была датирована ранним–средним ордовиком; 2) А. И. Грабежеевым из нескольких интрузий кварцевых диоритов, прорывающих базальты саргазинской толщи, был определен абсолютный возраст К-Аг методом (438 ± 25 млн лет; 458 ± 15 млн лет; 469 ± 24 млн лет; 480 ± 15 млн лет). С учетом всего вышеизложенного возраст саргазинской толщи принимается нами как ранне-среднеордовикский.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Межевская толща ($S_1m\check{z}$) картируется в северной половине площади листа N-41-II в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская подзона), а также в отдельных аллохтонных блоках в составе Султановской олистостромы (Копейско-Ушкотинская подзона). Образования толщи представлены базальтами, дацитами, риодацитами, риолитами, их туфами и ксенотуфами, редко андезибазальтами, андезитами, дациандезитами, прослоями кремнистых туффитов, углеродисто-кремнистых сланцев, известняков. Породы толщи с несогласием залегают на нижележащих образованиях, и согласно (с постепенным переходом) перекрыты фаунистически охарактеризованными известняками раннего–среднего силура (истокская свита) [32]. Образования толщи изучены по обнажениям, горным выработкам и вскрыты многочисленными скважинами.

Среди вулканидов преобладают базальты, которые в общем объеме пород составляют до 80 %, тогда как на долю кислых дифференциатов приходится не более 15 %. Разрез толщи вскрыт в карьере юго-восточнее пос. Дружный (обн. 1004). С юго-запада на северо-восток в стенке карьера наблюдаются:

- 0,0–50,0 м – базальты порфиновые пироксен-плагиоклазовые уралитизированные;
- 50,0–98,0 м – базальты порфиновые плагиоклазовые;
- 98,0–186,0 м – риодациты порфировые кварц-роговообманковые;
- 186,0–257,0 м – базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые уралитизированные;
- 257,0–318,0 м – дациандезиты порфировые плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые;
- 318,0–833,0 м – кластолавы базальтов и андезибазальтов порфировых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых уралитизированных;

833,0–833,4 м – риолиты порфиновые кварцевые;
833,4–960,0 м – дациты порфиновые кварц-плагиоклаз-роговообманковые.

Общая мощность межевской толщи более 1 000 м.

Базальты представлены лавами, часто подушечными, изливавшимися в мелководных условиях, о чем свидетельствует их переслаивание (в верхней части разреза) с известняками. Структуры основных пород афировые, мелкопорфировые и порфировые, где вкрапленники представлены плагиоклазом (в основном андезин) и уралитизированным пироксеном (авгитом). Кислые разности вулканитов стекловатые с фельзитовыми, сферолитовыми и микролитовыми структурами, редко с микропорфировыми (плагиоклаз, кварц, роговая обманка).

Породы межевской толщи имеют плотность 2,71–2,87 г/см³, они большей частью слабомагнитны и немагнитны ($25\text{--}45 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), редко до $1\ 300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Отличительной особенностью вулканитов является их относительно высокая радиоактивность – 7–11 мкР/ч.

Вулканиты толщи относятся к неполнодифференцированной базальт-дацит-риолитовой формации. Основные породы соответствуют умереннокалиевым и высококалиевым базальтам в основном натриево-калиевой петрохимической серии и большей частью толеитовой генетической серии. Они характеризуются пониженными содержаниями TiO₂, FeO*, P₂O₅ и повышенными – щелочей [82]. Средние и кислые разности вулканитов толщи относятся к умереннокалиевым и высококалиевым. Кислые дифференциаты характеризуются пониженными содержаниями глинозема и относительно высокой железистостью. Петрохимические характеристики толщи [82] близки таковым рудянской, кургинской и дербишевской толщ. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи отвечают базальтам островных дуг и частично – срединно-океанических хребтов. Тренды дифференциации вулканитов представлены в виде ломаных линий с резкими нестабильными позициями на уровне дациандезитов. В какой-то мере они сопоставимы с таковыми дербишевской толщи. Распределение средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту, отвечает толеитам активных континентальных окраин. В части легких лантаноидов распределение РЗЭ схоже с таковым рудянской толщи, а в части тяжелых – занимает положение между рудянской и саргазинской толщами. Отличительной особенностью графика распределения РЗЭ в вулканитах толщи (в том числе и кислых дифференциатов) относительно хондрита, является наличие европиевого максимума [82]. Таким образом, по совокупности геологических и геохимических данных вулканиты толщи, по нашему мнению, являются продуктами тыловых зон юных островных дуг, либо активных континентальных окраин.

Породы изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма, также как и вулканиты саргазинской толщи. Они являются благоприятной средой для локализации скарново-магнетитового, медно-порфирового и вольфрам-молибденового оруденения.

Возраст образований межевской толщи обоснован находками (севернее площади изучения) фауны: *Palaeofavosites* aff. *balticus* (Rukhin), *P.* sp. ind., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *M.* cf. *jolvae* Yanet (in coll.), *Parastriatopora vetusta* Yanet, *Palaeophyllum* sp. ind., *Crotalocrinites* ex gr. *latibrosus* (Schew.), *Catenipora panga* Klaam., *Kodonophyllum* sp. ind. (cf. *truncatum* (Linne)), *Ramosocrinus* sp. ind., *Dentiferoocrinus* ex gr. *dentiferus* (Yelt.), *Fascicrinus* sp. и створки пеллеципод *Megalomus* павдинского горизонта. Согласно этим определениям, а также на основании геологических построений (залегание вулканитов под фаунистически охарактеризованными известняками раннего–позднего силура) возраст толщи принят как ранний силур.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Колюткинская свита (S₁₋₂kl) фрагментарно развита у северо-западной рамки площади в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Сосьвинско-Теченской подзоны. Выделена А. В. Коровко (2001 г.) при ГДП-200 по р. Исеть у пос. Колюткино. В состав свиты входят сланцы углеродисто-кремнистые, кремнистые, песчаники, алевролиты, кварциты, иногда графитистые, редко метабазальты. Залегание на нижележащей межевской толще несогласное, верхний контакт тектонический. Мощность – до 1 800 м.

К углеродсодержащим сланцам толщи севернее площади работ приурочено Колюткинское проявление марганцевых руд. Породы рудопоявления обогащены магнетитом, имеют высокие содержания марганца, повышенные – меди, германия, цинка, серебра. Возраст свиты принят условно на основании геологических построений.

Истокская свита (S₁₋₂is) ограничено распространена в северной части площади, в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Сосьвинско-Теченской подзоны, а также установлена в виде единичных олистолитов в составе Султановской олистостромы (Копейско-Ушкотинская подзона). Она была выделена А. В. Коровко (2001 г.) при ГДП-200 по р. Исток и р. Багаряк.

Породы свиты вскрыты скважинами севернее пос. Ямантаева [32]. Они представлены известняками органогенными массивными светло-серыми и серыми, мраморизованными известняками и мраморами. Карбонатные породы согласно с переслаиванием залегают на базальтах межеской толщи и с несогласием перекрываются образованиями девона и карбона. Кровля толщи вскрыта скважинами 276 и 285 [32]. В общем случае аналогичный тип карбонатного разреза установлен на соседнем, южном листе (Кузнецов Н. С., 1995). Мощность истокской свиты до 900 м.

Известняки полидетритовые, микро- и мелкокомочковые, связующая масса мелкозернистая, спаритовая и микритовая, базального и порового типа.

Породы свиты являются благоприятной средой для локализации свинцово-цинкового оруденения.

Известняки содержат многочисленные фаунистические остатки *Parastriatopora vetusta* Yanet, *Favosites desolatus* Klaam., *Trumerella* sp., *Conchidium largum* Sap., *C. vagranensis* Khod., *Dentiferocrinus* ex gr. *dauritschensis* Schew. елкинского горизонта нижнего силура и *Laceripora cribrosa* Eichw., *L. mala* Yanet, *Harpidium insignis* Kirk, *Brooksina turkestanica* Nikif., *Levigatella opertostriata* (Sap.) исовского горизонта верхнего силура. Возраст истокской свиты определен по фауне и соответствует венлоку–лудлову.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Теченская толща ($D_1t\check{c}$) широко распространена в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская подзона) в центральной части площади в виде широкой полосы мозаичных фрагментов, ориентированной в северо-восточном направлении, а также в составе Султановской олистостромы (Копейско-Ушкотинская подзона), где ее образования картируются в виде аллохтонных блоков, олистоплаков и олистолитов размером до 1,5×3 км. Выделена при ГДП-200 [101]. При ранее проведенных работах толща именовалась султановской (по аналогии с образованиями в районе Султановского месторождения) [32, 37]. В ее состав кроме вулканитов был введен довольно большой объем карбонатно-терригенных образований (карагайлинская толща). Карбонатно-терригенные «прослои» в вулканитах толщи были зафиксированы в западной части Теченского месторождения [142, 31], в которых была найдена фауна плохой сохранности с возрастом от среднего до позднего девона (чем и был обоснован возраст толщи). Те же «прослои» терригенных и карбонатных пород (без фауны), зафиксированные в отдельных скважинах, слагают тектонические пластины. Следует отметить, что все скважины, вскрывшие такие прослои, пробурены в зоне мощного надвига, где интенсивно счешуены как базальты теченской толщи, так и вышележащие карбонатно-терригенные породы (карагайлинская толща) и вулканиты среднего состава (кургинская толща). В тоже время в скважинах глубиной 1 221 м (скв. 865) и 1 472,5 м (скв. 884), пробуренных к юго-востоку (в 0,5 и 2,0 км) от Теченского месторождения [93], в вулканитах кислого и основного состава теченской толщи не встречено ни одного прослоя карбонатных пород. Разрезы толщи изучены по скважинам, а также в обнажениях и выработках. Состав толщи представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами (исландитами), дациандезитами, дацитами, риодацитами, риолитами, их кластолавами и туфами с редкими прослоями туфоалевролитов, кремнистых туффитов и туфопесчаников. Нижняя граница толщи не установлена. Вулканиты толщи с несогласием перекрыты фаунистически охарактеризованными терригенно-карбонатными породами карагайлинской толщи средне-позднедевонского возраста, а также вышележащими образованиями верхнего девона–нижнего карбона.

Базальты часто представлены подушечными лавами (подводные излияния) с размерами уплощенных подушек до 3 м. Объем базальтов и андезибазальтов в толще составляет приблизительно 40–45 %. На долю дацитов, риодацитов и риолитов приходится до 30–35 % всех пород, тогда как андезиты и андезидациты составляют 20–25 %. Фрагмент разреза теченской толщи представлен в скв. 864 [42] в районе Теченского месторождения. Здесь сверху вниз вскрыты:

- 0,0–5,8 м – кайнозойские образования;
- 5,8–42,5 м – базальты порфиновые плагиоклазовые;
- 42,5–54,8 м – базальты афировые (спилиты);
- 54,8–66,3 м – туфы базальтов;
- 66,3–81,0 м – базальты афировые (спилиты);
- 81,0–109,0 м – андезиты порфировые плагиоклазовые (исландиты);
- 109,0–181,1 м – базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые уралитизированные;

181,1–182,7 м – риолиты порфиновые кварц-плагиоклазовые;
182,7–190,2 м – базальты порфиновые пироксеновые уралитизированные;
190,2–192,7 м – туфоалевролиты;
192,7–202,8 м – базальты афировые;
202,8–209,2 м – туфы и ксенотуфы андезибазальтов;
209,2–226,7 м – базальты афировые;
226,7–234,4 м – дациандезиты порфиновые плагиоклазовые;
234,4–512,9 м – туфы базальтов и ксенотуфы с редкими прослоями туфоалевролитов и базальтов.

Восточнее пос. Ст. Соболево (обн. 808) с северо-востока на юго-запад в стенке небольшого карьера вскрыты:

0,0–23,0 м – риодациты редкопорфиновые кварц-плагиоклазовые;
23,0–24,7 м – туфоалевролиты с прослоями (10–15 см) туфопесчаников. В туфоалевролитах отпечатки флоры (*Hosinella hosinensis* Barrande in Stur., *Pleomorphyton asiatica* Stepanov) и органические остатки (криноидеи) – *Asperocrinus* aff. *echinatus* Yeltyschewa, *Peribolocrinus* sp.
24,7–36,8 м – риодациты редкопорфиновые кварц-плагиоклазовые;
36,8–37,5 м – туфоалевролиты;
37,5–42,0 м – риодациты редкопорфиновые кварц-плагиоклазовые.

Общая мощность теченской толщи оценивается до 2 000 м.

Базальты (афировые и порфиновые) имеют миндалекаменные, массивные и флюидальные текстуры. По периферии подушечной отдельности в базальтовых лавах часто наблюдается большое количество миндалин (до 45 %), что свидетельствует о газонасыщенности магмы и небольшой глубине излияний (приповерхностные условия).

В риолитах структуры фельзитовые, сферолитовые и порфиновые (иногда микролитовые), текстуры их в основном массивные и флюидальные. В составе риолитов и риодацитов присутствует кварц в округлых (до 1 мм) выделениях. Плагиоклаз в вулканитах представлен альбитом и олигоклазом, реже андезином. Он таблитчатый размером 0,5–1,5 мм в порфиновых выделениях, а в основной массе базальтов (гиалопилитовой, микролитовой, интерсертальной и субофитовой) – лейстовидный, размером до 0,5 мм. Пироксен, в порфиновых выделениях таблитчатой формы (до 2–3 мм, реже до 5 мм), большей частью замещен актинолитом. В основной массе присутствуют хлорит, эпидот, карбонат. Акцессорные – сфен, циркон, апатит, рутил, рудные – магнетит, ильменит, пирит, лейкоксен.

Базальты имеют повышенную плотность (2,80–2,95 г/см³). Магнитная восприимчивость их варьирует в широких пределах – $26 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Площади преимущественного развития вулканитов основного состава выделяются повышенным полем силы тяжести, иногда высокой интенсивности (район оз. Уелги). Магнитное поле чаще повышенное с положительными локальными аномалиями интенсивностью до $n \cdot 10^3$ нТл, иногда спокойное – положительное или отрицательное.

По своим петрохимическим характеристикам [82] образования теченской толщи резко отличаются от всех вулканитов, развитых в пределах площади работ. Они относятся к непрерывной дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Базальты соответствуют, большей частью, низко- и умереннокалиевым, и частично – и высококалиевым базальтам натриевой и калиево-натриевой петрохимических серий и толеитовой генетической серии. Подобно вулканитам Исландии (Фролова Т. И., Бурикова И. А., 1997), характерной чертой средних и кислых пород толщи является сохранение в них особенностей вещественного состава, свойственного связанным с ними базальтам. Средние и кислые дифференциаты толщи относятся к исландитам ($FeO^* > 8,5\%$) и ферродацитам ($FeO^* > 6,0\%$). Характерной особенностью базальтов теченской толщи также является наличие 2 трендов кристаллизационной дифференциации – анортозитового и железистого, о чем свидетельствуют две группы основных пород (ферробазальты и высокоглиноземистые базальты). «Анортозитовый тренд связан с фракционным разделением ранних фаз, возникающих в мантийных магмах, – оливина и плагиоклаза, и приводит к образованию лейкократовых высокоглиноземистых базальтов. Второй – железистый тренд характерен для толеитовых базальтовых магм с низким окислительным потенциалом, что, вследствие невозможности ранней кристаллизации Fe-Ti оксидных фаз, способствует сохранению железа в расплаве до поздних стадий эволюции...» (Фролова Т. И., Бурикова И. А., 1997). Такая особенность объясняется неоднородностью плавления мантии. Все вулканиты теченской толщи (от основных до кислых) характеризуются высокими и повышенными содержаниями оксидов титана, фосфора, а также марганца и железа и сопоставимы с петрохимическими параметрами вулканитов Исландии (Фролова Т. И., Бурикова И. А., 1997). На диаграммах идентификации палеообстановок [82] базальты толщи в основном отвечают базальтам оке-

анических островов и срединно-океанических хребтов. Вулканиды характеризуются ростом содержаний щелочей от основных дифференциатов к кислым, а на векторе базальт–исландит ростом содержаний оксидов титана и фосфора. Распределение средних составов РЗЭ в базальтах толщи, нормированных по хондриту, подобно хондритовому и сопоставимо с таковым для толеитов срединно-океанических хребтов с более высоким уровнем содержаний РЗЭ. Базальты толщи по сравнению со всеми остальными выделяются повышенными содержаниями Zr, Hf, Sm, Yb. На основании анализа геохимических данных и геологических построений вулканиды теченской толщи, вероятно, являются продуктами зон спрединга задугового бассейна.

Породы изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма, с преобладающими парагенезисами – актинолит-эпидот-хлорит и эпидот-хлорит, часто с карбонатом. Они являются благоприятной средой для локализации медно-цинково-колчеданного оруденения.

Возраст теченской толщи определен по находкам в единственном обнажении (восточнее пос. Ст. Соболево, обн. 808) [82] в прослоях туфоалевролитов органических остатков (криноидей) – *Asperocrinus* aff. *echinatus* Yeltyschewa, *Peribolocrinus* sp. и флоры *Hosinella hosinensis* Barrande in Stur., *Pleomorphyton asiatica* Stepanov, а также на основании геологических построений (ее залегание под фаунистически охарактеризованными известняками среднего–позднего девона).

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Терригенно-вулканогенная толща (D₁₋₂tv) установлена в виде небольшого единичного фрагмента у северной рамки площади изучения в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Сосьвинско-Теченской подзоны. В ее состав входят базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, туффиты, песчаники, алевролиты, сланцы кремнистые, углеродисто-кремнистые, конгломераты. Границы с нижележащими и перекрывающими образованиями не известны. Мощность терригенно-вулканогенной толщи 1 200–1 500 м.

По химическому составу и уровням содержаний литофильных, тугоплавких и редкоземельных элементов натриевые базальты и андезибазальты толщи близки к субокеаническим толеитовым базальтам задугового моря, трещинные излияния которых связаны с зонами локального спрединга [152].

Породы изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

В гематитизированных глинисто-кремнистых сланцах к северу от площади работ определены (В. Н. Пучков, К. С. Иванов) конодонты верхов эмса–эйфеля: *Polygnathus* cf. *costatus patulus* Klapp., *P.* cf. *pseudofoliatus* Witt., *Ozarkodina* cf. *excavata*, *Hindeodella* sp., *Paltodus* sp.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Рудянская толща (D₂rd) установлена в Алапаевско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ в виде полосы аллохтонных тектонических покровов северо-восточного простираения в южной и центральной частях площади и отдельными фрагментами у северной рамки листа N-41-II, а также в виде многочисленных аллохтонных блоков, олистолигов и олистоплаков в составе Султановской олистостромы (Копейско-Ушкотинская подзона). Ранее, образования рудянской толщи (как и теченской) были выделены в султановскую толщу [32, 37]. В ее состав, как упоминалось выше, кроме вулканидов был включен большой объем карбонатно-терригенных образований (по аналогии с Султановским месторождением, где в составе олистостромы аллохтонные блоки вулканидов рудянской толщи цементируются терригенными образованиями нижнего карбона). На Касаргинском участке терригенные образования сначала выделялись в нижнюю подсвету, а сама структура по мнению некоторых авторов (Минина, 1977; Белгородский, 1965) представляла собой узкий косоширотный трог, выполненный флишем, который на втором этапе был перекрыт продуктами кислого и основного вулканизма. Позднее [37], осадочный разрез был выделен в верхнюю подсвету (на основании находок фауны не древнее D₂ в обломках известняков из конгломератов), а сама структура была представлена как рифтогенная, где флишеидные осадки приурочены к бортам, а вулканиды к центральной части рифтовой постройки, наложенной на более древнее основание. По нашим представлениям, в составе рудянской толщи присутствуют, в основном, вулканиды контрастной формации, а нижнекаменноугольные осадочные породы в пределах касаргинской структуры залегают на них с несогласием (в обломках известняков из конгломератов определена фауна с возрастным диапазоном от эйфеля до раннего карбона [82]). Кроме того, в составе терригенных пород установле-

ны обломки базальтов, известняков, метасоматитов, кислых эффузивов, кремнистых пород, серпентинитов, гранитов, а также рудокласты колчеданных руд Касаргинского месторождения.

Породы рудянской толщи изучены по буровым скважинам, немногочисленным обнажениям и выработкам. Образования толщи представлены вулканогенными породами – афировыми и порфиоровыми базальтами, риолитами, реже андезибазальтами, исландитами, риодацитами, дацитами, их туфами с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов. Взаимоотношения с подстилающими и вышележащими образованиями либо несогласные, либо не ясны.

В обобщенном разрезе в нижней части преобладают базальты, андезибазальты и их туфы с прослоями исландитов, а в верхней – дациты, риодациты и риолиты с прослоями туфов кислого состава. Фрагмент разреза рудянской толщи вскрыт скв. 50 [176] в районе Касаргинского медно-колчеданного месторождения. Сверху вниз наблюдаются:

- 0,0–13,4 м – кайнозойские образования;
- 13,4–42,0 м – туфы базальтов порфиоровых пироксен-плагиоклазовых;
- 42,0–49,0 м – риолиты порфиоровые кварц-плагиоклазовые;
- 49,0–58,1 м – базальты порфиоровые пироксен-плагиоклазовые;
- 58,1–76,4 м – кластолавы риодацитов;
- 76,4–117,5 м – риолиты порфиоровые кварц-плагиоклазовые;
- 117,5–122,4 м – базальты порфиоровые плагиоклазовые;
- 122,4–131,7 м – риолиты порфиоровые кварцевые;
- 131,7–192,3 м – кластолавы базальтов афировых и порфиоровых плагиоклазовых;
- 192,3–246,1 м – туфы базальтов и андезибазальтов;
- 246,1–278,0 м – базальты афировые миндалекаменные;
- 278,0–287,7 м – туфы афировых базальтов;
- 287,7–293,1 м – туфы риодацитов;
- 293,1–542,3 м – туфы риолитов и риодацитов порфиоровых;
- 542,3–564,8 м – ксенотуфы;
- 564,8–582,4 м – туфы базальтов и андезибазальтов;
- 582,4–600,5 м – андезиты (исландиты) порфиоровые плагиоклазовые;
- 600,5–708,5 м – андезибазальты миндалекаменные порфиоровые плагиоклазовые;
- 708,5–714,6 м – туфы базальтов порфиоровых плагиоклазовых;
- 714,6–731,3 м – туфы дацитов и риодацитов;
- 731,3–802,5 м – туфы базальтов;
- 802,5–819,0 м – базальты миндалекаменные порфиоровые плагиоклазовые;
- 819,0–856,0 м – туфы андезитов;
- 856,0–890,7 м – кластолавы базальтов порфиоровых пироксен-плагиоклазовых.

В небольшом карьере, расположенном западнее-северо-западнее пос. Султанаево (обн. 2001) [82], в западной стенке с юга на север наблюдаются:

- 0,0–12,5 м – кристаллокластические псаммитовые туфы андезитов;
- 12,5–14,0 м – алевропсаммитовые туфы андезитов;
- 14,0–15,5 м – туфоалевролиты зеленовато-серого цвета с остатками и отпечатками флоры: *Aphylopteris kasnokamica* Tschirkova-Zalesskaya, *Psilophyton* cf. *goldschidtii*.
- 15,5–30,0 м – кристаллокластические псаммитовые туфы андезитов.

Общая мощность рудянской толщи – более 1 500 м.

Афировые и порфиоровые базальты имеют миндалекаменные, массивные и флюидальные текстуры, порфиоровые и микропорфиоровые структуры. Плагиоклаз (альбит, олигоклаз и реже андезин) в порфиоровых выделениях таблитчатый размером 0,5–2,5 мм, в основной массе (интерсертальной, гиалопилитовой, микролитовой) – лейстовидный, размером 0,5–0,6 мм. Пироксен, в порфиоровых выделениях шестоватой и таблитчатой формы (до 8 мм), а в основной массе – игольчатый (0,2–0,4 мм), замещен актинолитом. Повсеместно присутствуют хлорит и эпидот. Акцессорные: рутил, турмалин, гранат, ставролит, биотит, сфен, циркон, магнетит, ильменит, пирит, лейкоксен. В риолитах структуры микрофельзитовые, сферолитовые и порфиоровые, текстуры их большей частью массивные. В составе риолитов и риодацитов в порфиоровых выделениях присутствует кварц, обычно изометричной и округлой формы (до 1,5–2,0 мм), таблитчатый плагиоклаз до 1,5 мм и, реже шестоватая роговая обманка (до 2,5 мм).

По плотности породы толщи образуют три группы: риодациты и риолиты (2,72 г/см³); афировые и плагиоклазовые базальты, ксенотуфы (2,76 г/см³); пироксеновые базальты и их туфы (2,84–2,95 г/см³). Вулканыты большей частью слабомагнитны и немагнитны, но при этом среди всех разновидностей встречаются сильномагнитные разности. Значительными вариациями физических свойств горных пород во многом объясняется сложный характер физических полей на площади развития толщи: магнитное поле – от спокойного положительного или отрицательно-

го, до резко дифференцированного; гравитационное поле – в целом повышенное, с локальными положительными и отрицательными аномалиями.

Образования толщи относятся к бимодальной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации [82]. Базальтоиды соответствуют низкокалиевым базальтам натриевой петрохимической серии и большей частью известково-щелочной генетической серии. Эффузивы характеризуются пониженными и низкими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , и повышенными Na_2O . Содержание Fe^* в средних и кислых дифференциатах толщи довольно высокое, что позволяет относить их к исландитам и ферродацитам. Среди вулканитов выделяется часть образований бонинитовой серии с содержанием MgO 10,45–17,82 % и TiO_2 0,2–0,4 %. На диаграммах идентификации палеообстановок [82] базальты толщи, в основном, отвечают известково-щелочным базальтам островных дуг. Тренды дифференциации вулканитов толщи имеют пологие (островодужные) векторы относительно оксидов титана, калия и фосфора, а также относительно оксида алюминия на уровне базальт–исландит–дациандезит сопоставимы с таковыми саргазинской толщи. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, базальты толщи сопоставимы с таковыми межевской толщи и с толеитами активных континентальных окраин, отличаясь от них четко выраженным европиевым минимумом. Характер распределения РЗЭ также близок таковому саргазинской толщи в части тяжелых лантаноидов при более высоких содержаниях. В андезит-базальтах рудянской толщи распределение РЗЭ, нормированное по хондриту, схоже с таковым дербишевской толщи. По всем параметрам вулканиты толщи, большей частью, отвечают образованиям островных дуг.

Породы толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. С ними связано медно-цинковое колчеданное оруденение (Касаргинское и Султановское месторождения).

На соседней с севера территории (лист О-41) определена фауна тентакулитов: *Nowakia* cf. *barrandei* Vouc. et Prantl, *Viriatellina* sp., *Striatostiliolina* sp., *Stiliolina* cf. *nucleata* Karp., *Stiliolina* sp., *Eovolulina* sp.; водорослей: *Nodosinella* sp., *Litanaia* sp., *Lancicula* sp.; фораминифер: *Parathurammia* aff. *dagmarai* Sul., *P. graciosa* Pron., *P. cf. paulis* Byk., *Viecinespanaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Morevammina* sp., *Bisphaera irregularis* Bir., *Archaelagena* cf. *lorealis* Pron.; криноидей: *Pentagonocyclicus* cf. *tianschanica* Schew., *Anthinocrinus floreus* Yelt., *Hexacrinites* (?) *dentatus echinatus* Yelt. et Dubat., *Hexacrinites* sp. Кроме того в туфоалевролитах [82] найдена среднедевонская флора: *Aphylopteris kasnokamica* Tschirkova-Zalesskaya, *Psilophyton* cf. *goldschidtii*. На основании полученных данных возраст рудянской толщи принят как эйфельско-живетский.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Карагайлинская толща ($D_{2-3}kg$) развита в пределах Сосьвинско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ – в обрамлении Калдинского массива и фрагментарно в узком приграбенном блоке северо-восточной части площади, а также в виде обломков, глыб и олистолитов в составе Султановской олистостромы (Копейско-Ушкотинская подзона). Выделена при ГДП-200 [101]. Образования толщи вскрыты буровыми скважинами. Они представлены полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, известняками, иногда углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. Взаимоотношения с образованиями нижележащей рудянской толщи – тектонические, с остальными подстилающими и перекрывающими породами – стратиграфически несогласные.

Фрагмент разреза толщи представлен по скв. А-706 [28], где сверху вниз вскрыты:

- 0,0–45,7 м – мезозойско–кайнозойские образования;
- 45,7–55,9 м – сланцы глинисто-кремнистые (угол 90° к оси керна);
- 55,9–59,0 м – песчаники полимиктовые разнозернистые;
- 59,0–61,0 м – сланцы углисто-глинистые (угол 80° к оси керна);
- 61,0–73,0 м – песчаники полимиктовые разнозернистые;
- 73,0–79,95 м – сланцы углисто-глинистые (угол 80° к оси керна);
- 79,95–88,7 м – конгломераты полимиктовые.

Общая мощность толщи 700–1 000 м.

Полимиктовые песчаники и алевролиты состоят из хорошо окатанных и сортированных зерен кварца, плагиоклаза, эффузивов и кремнистых пород. Структуры – от тонкозернистых до среднезернистых. В них также присутствуют тонкочешуйчатый коричневый биотит, мусковит, эпидот, пирит, лейкоксен. Цементирующая масса хлорит-глинистая, глинисто-кремнистая и глинисто-карбонатная базального и базально-порового типа. В алевролитах и аргиллитах часто

присутствует тонкодисперсное углистое вещество. Известняки мелкокомочковые (типа вакстоун), полидетритовые, органогенно-детритовые на спаритовом базально-поровом цементе.

Плотность терригенных пород изменяется в пределах 2,65–2,82 г/см³, известняков – 2,66–2,74 г/см³. Породы практически немагнитны. В магнитном поле из-за ограниченной площади развития образования толщи ничем не выделяются от окружающих пород, также и в поле силы тяжести.

Химический состав терригенных пород карагайлинской толщи приведен в приложении 7 [82]. По всем своим параметрам ее образования идентичны таковым еманжелинской толщи, распространенной южнее (лист N-41-VIII) [100].

Породы изменены на уровне зеленосланцевой фации (в основном карбонат хлоритовой субфации) регионального метаморфизма. Они являются благоприятной средой для локализации скарново-магнетитового оруденения.

На основании фаунистических определений [82]: *Thamnopora* ex gr. *reticulata* Blainv., *Cladopora* cf. *crassa* Yanet, *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Favosites* cf. *placensus* Rominger, *Amphipora* sp. ind., *Scoliopora* aff. *denticulata* M.-Edw., *Alveolitella* sp., возраст толщи принят как средний девон, живетский век–поздний девон.

ДЕВОНСКАЯ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ–НИЖНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Кургинская толща (D₃–C₁kg) фрагментарно развита по всей площади в пределах Сосьвинско-Теченской и Копейско-Ушкотинской подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. Выделена при ГДП-200 [101]. Образования толщи изучены по скважинам, выработкам и многочисленным обнажениям. Породы представлена ксенотуфами; андезибазальтами, андезитами, дациандезитами, дацитами, их туфами и кластолавами, редко базальтами; прослоями кремнистых туффитов. Взаимоотношения ее с ниже- и вышележащими образованиями – несогласные.

Основной объем толщи слагают туфы и ксенотуфы андезитового, андезидацитового состава (65 %), от псаммито-гравийных до агломератовых. Мощность прослоев кремнистых туффитов не превышает первых метров. Фрагмент разреза представлен в карьере на западной окраине пос. Дербишева (обн. К-26) [101], где в западной стенке с юга на север наблюдаются:

0,0–35,0 м – ксенотуфы разнообломочные (обломки до 30–40 см) андезитового состава с редкими прослоями кремнистых туффитов мощностью до 5–6 см;

35,0–59,0 м – дациандезиты порфиновые роговообманково-плаггиоклазовые миндалекаменные;

59,0–72,0 м – ксенотуфы разнообломочные андезитового, андезибазальтового состава;

72,0–72,1 м – туффиты кремнистые зеленовато-серые;

72,1–140,0 м – ксенотуфы разнообломочные андезитового, андезибазальтового состава.

Общая мощность образований кургинской толщи >500 м.

Андезибазальты, андезиты, дациандезиты и дациты обычно порфировые. В порфировых выделениях: плаггиоклаз таблитчатой формы (0,5–3 мм), большей частью альбит и олигоклаз; кварц округлой формы (0,5–4 мм); часто наблюдается опацитизированная роговая обманка шестоватой формы (0,5–5 мм, редко >1 см). Основная масса гиалопилитовая, микролитовая, фельзитовидная. В ней присутствуют хлорит, эпидот, карбонат. По плаггиоклазу иногда развивается пренит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ставролитом, лейкоксеном, гематитом, пиритом и ильменитом. В туфах и ксенотуфах в составе обломков – эффузивы (от базальтового до дацитового состава), известняки, редко углисто-кремнистыми сланцы.

В физических полях кургинская толща не выделяется. Плотность андезибазальтов – 2,76 г/см³, андезитов и дациандезитов – 2,72–2,74 г/см³, дацитов – 2,68–2,72 г/см³. Породы большей частью немагнитны (10–25·10⁻⁵ ед. СИ).

Вулканогенные породы относятся к калиево-натриевой петрохимической и известково-щелочной генетической сериям андезит-дацитовой формации. Породы толщи характеризуются высокими и повышенными содержаниями глинозема, оксидов фосфора и калия, и относительно пониженными – TiO₂ и FeO* [82]. На диаграммах идентификации палеообстановок [82] базальтоиды толщи в основном отвечают известково-щелочным базальтам островных дуг и активных континентальных окраин. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, андезиты толщи сопоставимы с таковыми дербишевской толщи (при отсутствии европиевого минимума) и с андезитами островных дуг и активных континентальных окраин.

По литологическому и петрографическому составу, петрофизическим свойствам и геохимическим характеристикам образования кургинской толщи аналогичны породам березняковской толщи, распространенной на соседней к югу площади, отличаясь от последней наличием основных вулканитов. По многим параметрам кургинская толща также сопоставима с дербишевской.

Метаморфические изменения пород отвечают фации зеленых сланцев (эпидот-хлоритовая и карбонат-хлоритовая субфации) регионального метаморфизма. Породы толщи являются благоприятной средой для локализации медно-порфирового оруденения.

Возраст известняков, слагающих обломки ксенотуфов в скважине 1330 на Тептяргинском участке [175] соответствует среднему девону. На основании этих данных и геологических построений (расположена в разрезе между фаунистически охарактеризованными толщами среднего–верхнего девона и нижнего карбона), а также аналогии с березняковской толщей, возраст кургинской толщи принят как поздний девон–ранний карбон, турнейский век.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

В пределах площади работ каменноугольные образования распространены наиболее широко. Они представлены терригенными и карбонатными фациями, реже вулканитами различного состава и развиты в Алапаевско-Адамовской и Красногвардейско-Светлинской СФЗ.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Потаповская толща (C_{pt}) ограниченно развита в крайней восточной части северной половины листа N-41-II, в пределах Красногвардейско-Светлинской СФЗ (Ильиновско-Марииновская подзона) в виде узкой полосы субмеридионального простирания шириной до 2 км и длиной 15–16 км. Толща выделена при ГДП-200 [100].

Ее образования перекрыты мезозойско–кайнозойскими отложениями и вскрыты единичными скважинами. Карбонатно-терригенные породы представлены известняками, часто окремненными, сланцами глинистыми, углисто-глинистыми, известково-глинистыми, аргиллитами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками; прослоями углистых сланцев, глинистых известняков, известняковистых брекчий и конгломератов. Породы толщи со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на нижележащих метаморфитах ильиновского комплекса. Ее мощность оценивается до 1 000 м.

Известняки толщи часто мраморизованы. Терригенные породы имеют разномасштабные структуры, массивные и тонкослоистые текстуры. Состоят из плохо окатанных, плохо сортированных зерен размером от 0,1 до 2,0 мм кварца, плагиоклаза, кремнистых пород, вулканитов, гранитоидов, кварцитов. Цемент глинистый и карбонатный базального, иногда порового типа. В небольшом количестве в песчаниках присутствуют хлорит, эпидот, цоизит, мусковит, биотит. Рудные – лейкоксен, магнетит, пирит.

Образования толщи немагнитны. Радиоактивность их 6–11 мкР/ч, плотность – 2,66–2,70 г/см³. В магнитном поле они не картируются. В гравитационном поле отмечаются понижения силы тяжести.

Карбонатно-терригенные породы слабо метаморфизованы на уровне глубинного эпигенеза. Образования толщи являются благоприятной средой для локализации медно-порфирового оруденения.

Возраст толщи обоснован находками фораминифер: *Pseudoglomospira* sp., *Mediocris mediocris* (Viss.), *Earlandia moderata* и брахиопод *Productus sublevis* северо-восточнее площади изучения, и принимается как ранний карбон, турнейский век.

Дербишевская толща (C_{dr}) развита в юго-западной, северной и, фрагментарно, в центральной частях площади работ, в пределах Алапаевско-Адамовской (Сосьвинско-Теченская подзона) СФЗ. Толща выделена при ГДП-200 [100]. Ее образования изучены по скважинам, выработкам и обнажениям. Породы толщи представлены гематитизированными (красноцветными) ксенотуфами, туфами базальтов, андезибазальтов, андезитов, базальтами, андезититами, дацитами, риодацитами, риолитами, их туфами, трахибазальтами, трахиандезитами; туфопесчаниками, туфоалевролитами, прослоями кремнистых туффитов. Они с несогласием налегают на подстилающие образования и также несогласно перекрыты вышележащими породами.

Фрагмент разреза дербишевской толщи описан в карьере северо-западнее пос. Юлдашево (обн. К-60) [82]. Здесь, в восточной стенке с юга на север наблюдаются:

0,0–65,0 м – гематитизированные псаммито-псефитовые ксенотуфы андезибазальтового состава;
65,0–100,0 м – гематитизированные псаммитовые кристаллотуфы андезибазальтового состава;
100,0–161,0 м – гематитизированные псаммито-псефитовые ксенотуфы андезитов.

Общая мощность дербишевской толщи составляет более 800 м.

Структуры вулканитов большей частью порфировые. В порфировых выделениях – таблитчатый плагиоклаз (альбит, олигоклаз) размером 0,5–3 мм, в отдельных разностях – опациitizedированная роговая обманка (до 3–5 мм). Структуры основной массы – интерсертальные, микролитовые, гиалопилитовые. В разных соотношениях в породах наблюдается хлорит, карбонат, эпидот, иногда пренит. Акцессорные минералы представлены: апатитом, цирконом, а рудные – гематитом и лейкоксоном, реже пиритом.

Характерной особенностью толщи является высокая радиоактивность слагающих ее образований (10–28 мкР/ч). Плотность варьирует от 2,70 до 2,85 г/см³, в зависимости от состава пород. Образованиям толщи на разных участках отвечают различные по интенсивности и характеру магнитное и гравитационное поля.

По петрохимическим параметрам [82] породы толщи близки образованиям березиновской (южнее площади изучения) и кургинской толщ, отличаясь от последней несколько относительно повышенным содержанием FeO*, P₂O₅ и K₂O, и соответствуют вулканитам островных дуг и активных континентальных окраин. Вулканиты толщи относятся к базальт-андезит-дацитовой субщелочной формации. Базальты и андезибазальты отвечают умереннокалиевым, в основном натриево-калиевой петрохимической серии и, большей частью, известково-щелочной генетической серии. На диаграммах идентификации палеообстановок они соответствуют толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг [82]. В вулканитах толщи устанавливается рост оксидов калия и фосфора от основных дифференциатов к кислым, тогда как оксиды титана и натрия остаются практически на одном уровне. Характер распределения средних составов РЗЭ в вулканитах толщи, нормированных по хондриту, сопоставим с таковым для островных дуг, активных континентальных окраин и кургинской толщи, при более высоких содержаниях редкоземельных элементов и четко проявленном европиевом минимуме [82].

Породы изменены на уровне пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма.

Возраст толщи принят условно, как ранний карбон, турнейский век–ранневизейское время по ее положению в разрезе и по аналогии с березиновской толщей.

Соболевская толща (C₁sb) имеет широкое распространение в пределах Сосьвинско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ в северо-западной части площади работ, а также на южном и восточном флангах подзоны. Толща выделена при проведении ГДП-200 [101]. Она сложена терригенно-карбонатными породами (известняки, часто доломитизированные, доломиты, полимиктовые песчаники, алевролиты, известково-углистые сланцы, реже конгломераты) с прослоями базальтов. Породы со стратиграфическим несогласием перекрывают нижележащие образования, а контакт с вышележащей баязитовской толщей согласный.

Образования толщи изучены по керну скважин, в обнажениях и карьерах, где они представлены монотонными разрезами. В ее составе преобладают известняки (до 80–85 %), тогда как терригенные породы, в общем случае, по-видимому, фиксируют нижнюю часть разреза. Базальты представлены потоками лав с шаровой отдельностью размерами до 40–50 см. Общий объем их незначителен.

Фрагмент разреза соболевской толщи представлен в скв. 1 [82], где сверху вниз наблюдаются:

0,0–3,4 м – кайнозойские образования;
3,4–18,7 м – известняки органогенные;
18,7–66,0 м – известняки доломитизированные;
66,0–97,1 м – доломиты;
97,1–150,3 м – известняки доломитизированные;
150,3–199,3 м – известняки углеродистые доломитизированные;
199,3–223,0 м – известняки углеродистые органогенные с прослоями известковисто-углистых сланцев (75–85° к оси керна).

Общая мощность образований соболевской толщи 1 450 м.

Песчаники и алевролиты (большей частью красноцветные) имеют разнозернистые структуры, слоистые и массивные текстуры. В их составе присутствуют разноокатанные, несортированные зерна кварца, плагиоклаза, кремнистых пород и эффузивов. Цемент глинисто-кремнистый и глинисто-карбонатный базального, порового и базально-порового типа. Конгломераты и гравелиты в терригенной части разреза занимают незначительный объем (5–10 %).

Известняки – комочковые, криноидно-детритовые на спаритовом цементе. Базальты микропорфировые с интерсертальной основной массой. В микропорфировых выделениях лейстовидный плагиоклаз (андезин) размерами до 0,6–0,8 мм. В основной массе присутствует хлорит и карбонат. Рудные минералы представлены гематитом и магнетитом.

Терригенно-карбонатные породы немагнитны. Их плотность 2,66–2,70 г/см³, доломитизированных известняков – до 2,80 г/см³. Площади развития образований толщи отмечаются спокойными слабоповышенными или пониженными магнитным и гравитационным полями. Плотность базальтов – 2,88 г/см³, магнитная восприимчивость (25–100)·10⁻⁵ ед. СИ. В поле силы тяжести область их развития фиксируется изометричной положительной аномалией интенсивностью до 2,5 мГал.

Базальты толщи имеют повышенные содержания оксидов титана и высокие – фосфора и отвечают базальтам толеитовой серии. На диаграммах идентификации палеообстановок их фигуративные точки попадают в поля базальтов континентальных рифтов и траппов, а также базальтов срединно-океанических хребтов. Распределение РЗЭ в базальтах толщи, нормированное относительно хондрита, сопоставимо с таковым для платобазальтов бичурской свиты [82]. По своим параметрам базальты соболевской толщи отвечают вулканитам платформенных обстановок и близки базальтам триаса (бичурская свита).

Породы толщи изменены на стадии глубинного эпигенеза. С ними связано полиметаллическое оруденение стратиформного типа.

На основании многочисленных определений фауны: *Vicinesphaera angulata* Antrop., *Earlandia minima* (Bir.), *Endothyra glomospiroides* Brazhn., *Eoparastaffella* cf. *simplex* Vdov., *Ammarchaediscus involutus* (Brazhn.), *Uralodiscus primaevus* (Pron.), *Planoarchaediscus rigens ukrainica* (Vdov.), *Ovatia* cf. *markovskii* Donak., *Leiopteria* sp., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Archaediscus karrereri spira* (Conil et Lys) и др. (прил. 6) возраст толщи принимается как ранний карбон, визейский век.

Тугундинская толща (С₁tg) широко развита в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ. Она распространена в северном обрамлении Челябинского гранитоидного массива (Челябинско-Суундукская подзона) и в восточной части площади, в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны, где ее образования являются составной частью Султановской олистостромы. Толща выделена при ГДП-200 [100]. Ее образования представлены известняками, красноцветными и сероцветными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, часто углистыми, реже конгломератами и гравелитами. Взаимоотношения с подстилающими породами несогласные, а в южной части Копейско-Ушкотинской подзоны аллохтонные пластины и блоки тугундинской толщи тектонически перекрывают разновозрастные образования (вплоть до триаса). Контакт с перекрывающими образованиями биргильдинской толщи – согласный.

Карбонатно-терригенные породы тугундинской толщи изучались в единичных обнажениях и многочисленных скважинах. В разрезе толщи преобладают карбонатные породы (до 75 %), слагающие верхнюю часть. Низы разреза (терригенные образования) изучены в левом береговом обрыве р. Миасс у пос. Солнечного, южнее площади работ [100]. Здесь с запада на восток на протяжении 4,7 км наблюдаются переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты и гравелиты. В средней части разреза среди них установлены прослои известняков мощностью от 3–5 см до 1,5 м. Общая мощность тугундинской толщи до 1 800 м.

Известняки толщи комочковые и микрозернистые, с мелким детритом. Связующая масса порового и базального типа представлена тонкозернистым карбонатом и спаритом. Терригенные породы разномзернистые с разноокатанными зернами размером от долей мм до 1,5 мм кварца, плагиоклаза, кремнистых пород и вулканитов. Цемент карбонатно-глинистый, глинисто-кремнистый базального и базально-порового типа. В нем в небольшом количестве присутствуют: эпидот, хлорит, серицит, карбонат; отмечаются – амфибол, апатит, циркон, биотит, турмалин, сфен, рутил, гранат, ставролит, кианит. Рудные – гематит, лейкоксен, пирит, редко галенит и халькопирит. В конгломератах обломки сложены базальтами, серпентинитами, габбро, андезитами, дацитами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами, кварцем.

Образования толщи немагнитны. Наименее плотными являются известняки (2,61 г/см³). Плотности терригенных пород близки между собой (2,70–2,72 г/см³). Радиоактивность пород в среднем 7,5 мкР/ч. Участкам развития отложений толщи отвечает пониженное поле силы тяжести. Магнитное поле спокойное, преимущественно отрицательное.

Породы изменены на стадии глубинного эпигенеза. Коры выветривания углесодержащих пород толщи, являются благоприятной средой для локализации урановой минерализации.

В образованиях толщи найдены многочисленная фауна: *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Howchinia gibba longa* (Brazhn.), *Archaediscus karrereri spira* (Conil et Lys), *Eostaffella* ex gr. *mosquensis* Viss., *Globoendothyra inconstans* (Grozd. et Leb.), *E.* ex gr. *geniculata* Gan., *Earlandia*

vulgaris (Raus. et Reitl.), *Dainella* ex gr. *staffelloides* Brazhn., *Pachysphaerina pachysphaerica* (Pron.). На основании определений фауны возраст тугундинской толщи принят как ранний карбон, визейский век.

Султановская олистострома является составной частью образований (часто тектонизированных) тугундинской толщи. В отступлении, можно напомнить, что понятие «олистострома» было впервые предложено Ж. Флоресом (1955 г.) как осадочные образования, формирование которых являлось результатом оползневой деятельности. При последующем изучении хаотических (микститовых) комплексов было установлено, что немалую роль в формировании олистостром играют тектонические процессы. В настоящее время выделены гравитационные и тектоно-гравитационные олистостромы, которые в свою очередь подразделяются по геодинамическим, морфологическим и структурным особенностям («Геологическое картирование хаотических комплексов», М., 1992). В общем случае определение «олистострома – это микститы, в которых чужеродные (либо местные) глыбы погружены в матрикс осадочного происхождения». Среди них выделяются олистостромы со стратифицированным и с нестратифицированным матриксом («Геологическое...») (по ЭБЗ олистостромы – стратифицированные образования). К числу общих признаков, определяющих олистострому, относятся:

- хаотичность внутреннего строения (незакономерное, разноориентированное расположение олистолитов и олистоплаков, непостоянное их соотношение с объемом матрикса и др.);
- большое количество грубокластического материала, крайнее разнообразие его размеров и изменение его размеров на коротких расстояниях;
- неокатанность как олистолитов, так и обломков матрикса;
- большей частью гетерогенный состав кластического материала, разновозрастность олистолитов;
- тектоническая проработка слагающих пород;
- гетероморфность комплекса в целом (олистострома – тектоно-осадочное образование, вмещающие породы осадочные).

В пределах листа N-41-II Султановская тектоно-гравитационная олистострома расположена на западе центральной части Челябинской грабеновой структуры (Копейско-Ушкотинская структурно-формационная подзона). Впервые выделена при проведении ГДП-200 [101]. Ранее микститовые комплексы в пределах листа не картировались. В середине 1950-х годов, когда было открыто Султановское медно-колчеданное месторождение, была выделена султановская свита, представленная двумя подсвитами – вулканогенно-осадочной рудовмещающей и вулканогенной перекрывающей. В свою очередь нижняя подсвита делилась на три пачки: нижняя – осадочная, средняя – базальт-риолитовая (спилит-кератофировая) и верхняя – вулканогенно-осадочная. В вулканогенной (перекрывающей) подсвите, кроме вулканитов среднего состава, выделялись те же пачки осадочных пород. Таким образом, султановская свита представляла собой «многослойный, пестроцветный пирог», в котором, как отмечали и предшественники [39], наблюдается «чрезвычайно частая фациальная изменчивость по простиранию и падению», «невыдержанность по мощности и составу слоев и горизонтов», «наличие куполовидных, линзовидных и пластовых форм залегания пород разного состава». Тем не менее, на геологических разрезах месторождения рисовались весьма сложные складки, элементы в которых были сложены чуть ли не «всеми существующими породами» – от песчаников и конгломератов до гранитоидов и серпентинитов [164]. Задача обоснования фациальной изменчивости пород по простиранию решалась проведением субширотных разрывных нарушений строго вдоль профилей буровых скважин [164, 219]. Возраст толщи был датирован по фауне, найденной в обломках и глыбах микститового комплекса, и, большей частью, отвечающей эйфелю и живету. Этот возраст и вышеописанное строение султановской свиты всеми предшественниками традиционно принимались долгое время, несмотря на проблематичность многих моментов. Так, в скв. 917 «прослой» известняка с фауной эйфеля находится на глубине 66,0 м, т. е. выше «прослоя» седиментационных брекчий (тектонизированных конгломератов) с фауной живета (скв. 911/228,7, расположенная в 220 м западнее). Еще западнее, в 210 м от скв. 911 фауна эйфеля установлена на глубине 577 м в «прослое», зажатом между диоритами (рис. 10, 11). У предшественников [164] это вызвало недоумение и только.

По нашему мнению, Султановская олистострома является уникальной как по своим размерам, так и в связи с тем, что вмещает аллохтонное медно-колчеданное месторождение (и два рудопроявления). Ее образования вскрыты многочисленными скважинами. В пределах олистостромы размером 30×8 км картируются разноориентированные олистоплаки, олистолиты и глыбы с максимальными размерами 2,5×0,7 км, изометричной, часто угловатой формы. Они сложены разновозрастными и разнообразными по составу и генезису породами – вулканическими, интрузивными, терригенными и карбонатными. Большая часть образований, судя по

имеющимся характеристикам, принадлежит четырем толщам: теченской, рудянской, карагайлинской и кургинской. Отмечаются также блоки, предположительно сложенные вулканитами саргазинской и, возможно, дербишевской толщ. На схематической геологической карте фрагмента Султановской олистостромы (рис. 10) стратификация многих олистолитов условная из-за отсутствия петрохимических характеристик. Мощность аллохтонных блоков не превышает 450–500 м. Все они сцементированы тетонизированными обломочными породами и карбонатно-терригенными образованиями тугундинской толщи. Ранее, карбонатно-терригенный матрикс олистостромы с мелкими обломками (до 40 см) интерпретировался предшественниками как полимиктовые конгломераты, седиментационные и осадочные брекчии, полимиктовые песчаники на углисто-известковом, известково-глинистом и глинисто-кремнистом цементе. Следует отметить, что в составе седиментационных брекчий и полимиктовых конгломератов (большой частью с угловатыми обломками), «переслаивающих» вулканиты, присутствуют все эффузивы «султановской свиты» (в основном, вулканиты теченской, рудянской и кургинской толщ), рудокласты, известняки, интрузивы, серпентиниты, углистые алевролиты и песчаники. Взаимоотношения олистолитов, олистоплаков и обломков с образованиями матрикса – азимутально несогласные, на границах часто отмечаются процессы катаклаза и милонитизации. Цементирующие карбонатно-терригенные породы имеют субгоризонтальные элементы залегания (~80° к оси керна).

Фрагмент разреза Султановской олистостромы приведен на рисунке 11. Мощность микститового комплекса составляет не менее 800 м.

Петрохимический состав пород в аллохтонных блоках часто несопоставим как на уровне базальтоидов, так и в кислых дифференциатах (рис. 11). Об аллохтонной природе рудовмещающих базальт-риолитовых вулканитов может свидетельствовать и тот факт, что они интенсивно серицитизированы и хлоритизированы (до метасоматитов), тогда как перекрывающие и подстилающие их породы совершенно не подвержены метасоматической проработке.

На различных глубинах из обломков и глыб карбонатных пород определена фауна ордовика–силура (скв. 1628, глубина 43,2 м, севернее оз. Тишки), эйфеля и живета, т. е. двух фаунистически охарактеризованных толщ (истокской и карагайлинской), развитых в пределах площади работ (рис. 11). В восточной и северной частях олистостромы, в том же терригенно-карбонатном матриксе определена фауна визе (скв. 279/87; 774/69; 459/127,5; 464/87,4-88) (рис. 12).

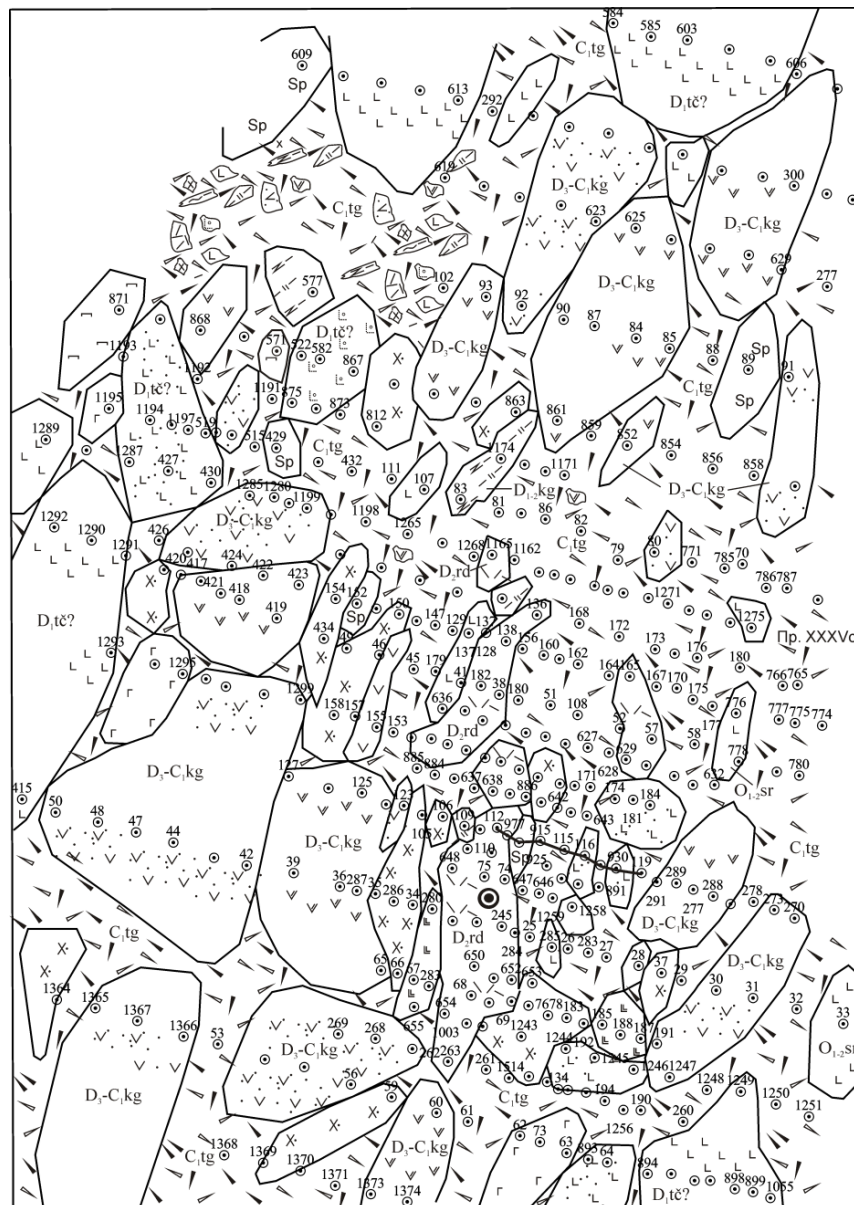
Радиологические датировки пород, слагающих олистолиты Султановского участка (К-Аг), также неоднозначны от 362±40 до 477±16 млн лет [219], т. е. по-видимому, пробы (7 определений) были отобраны из образований разновозрастных (от раннего ордовика до позднего девона) толщ. Таким образом, возраст формирования Султановской олистостромы принят как позднее визе. Аналогичные олистостромы с возрастом визе–серпухов откартированы на соседнем с севера листе (Петров, 2010).

Султановская олистострома по всем своим параметрам относится к тектоно-гравитационной олистостроме, связанной с шарьяжами на краях остаточных бассейнов в зонах коллизии («Геологическое картирование хаотических комплексов», М., 1992).

Ввиду исключительной сложности и разнообразия олистостром, единого взгляда на их генезис и само определение не существует до настоящего времени. Также остается открытым вопрос, является ли олистострома автономным геологическим телом, или же должна входить в состав стратифицированных подразделений (в отличии от меланжа). На рисунках 11, 12 цементирующая масса (матрикс) показана с долей условности, т. е. показаны немасштабные обломки и глыбы (до 1 м), присутствующие в более тонком псамито-пелитовом материале. Вопрос, с какого размера считать обломки и глыбы в составе олистостром, поднят и в методическом руководстве («Геологическое картирование хаотических комплексов», М., 1992). По нашему мнению все зависит от масштаба работ.

Исетская свита (C₁is) ограничено распространена в северной и северо-восточной частях площади работ, в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская и Копейско-Ушкотинская подзоны). Названа по р. Исеть, где и расположен ее стратотипический разрез (Коровко, 2001). Нижняя часть разреза свиты сложена массивными и слоистыми известняками, в верхней появляются горизонты обломочных известняков и известняковых брекчий. Нижний контакт свиты непосредственно не наблюдался. Предполагается несогласное с размывом налегание известняков свиты на нижележащие породы. Вышележащие образования башкирского яруса налегают на породы свиты с размывом. Мощность свиты до 1 100 м.

Карбонатные породы исетской свиты в стратотипе являются осадками мелководного морского бассейна нормальной солености, с богатым комплексом типично морских организмов.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ (к рис. 10-12)

| | | | |
|--|--|--|--|
| | Углисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы | | Туфы базальтов |
| | Песчаники | | Диорит-порфиры |
| | Известняки | | Габбро |
| | Риолиты и риодациты | | Пироксениты |
| | Туфы риолитов и риодацитов | | Серпентиниты |
| | Андезиты порфировые роговообманковые | | Метасоматиты кварц-хлорит-серцитового (q-x-s), кварц-хлоритового (q-x), кварц-серцитового (q-s) составов |
| | Туфы андезитов | | Карбонатно-терригенная цементирующая масса (матрикс) с внемасштабными обломками и глыбами различных пород Султановой олистостромы (тугундинская толща) |
| | Андезибазальты | | Условные границы олистолитов и олистоплаков на схематической карте на разрезах |
| | Туфы андезибазальтов | | Места находок фаунистических остатков, возраст и глубина отбора (вверху) |
| | Базальты | | Химический состав пород и глубина отбора проб |
| | Базальты порфировые пироксен-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые | | Султановское месторождение (Zn-Cu) |
| | Долериты порфировые плаггиоклазовые (гематитизированные) | | Скважины и их номера |
| | Базальты афировые миндалекаменные (спилиты) | | Линия геологического разреза |

Рис. 10. Схематическая геологическая карта фрагмента Султановской олистостромы (масштаб 1 : 25 000).

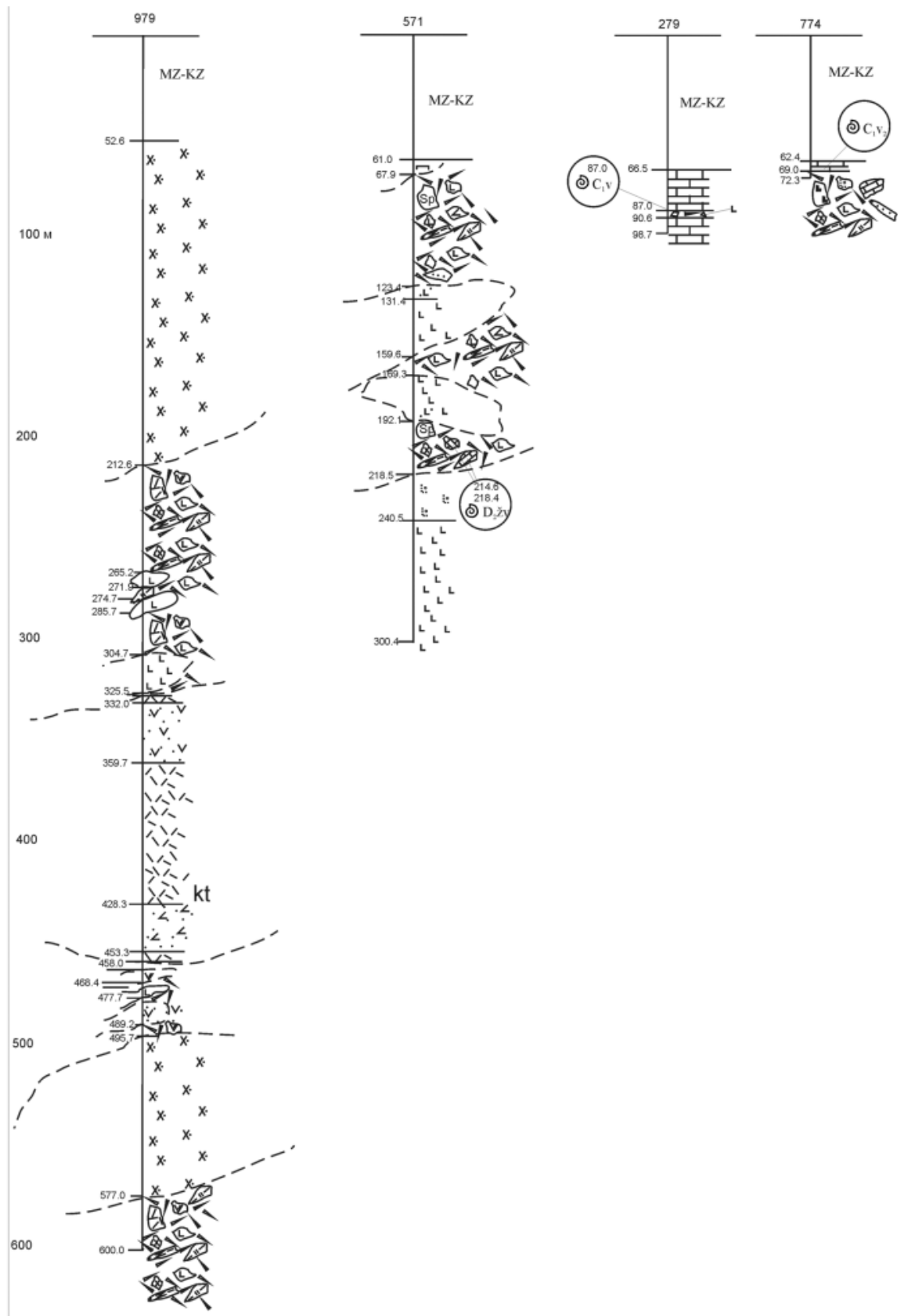


Рис. 12. Геологические разрезы по скважинам, пробуренным в пределах Султановской олистостромы (масштаб 1 : 4 000).

Возраст образований свиты определен по фаунистическим остаткам: *Pojarkovella nibelis* Durk., *Parastaffella luminosa* Gan., *Moderatoproductus* cf. *praemoderatus* (Sar.) каменскуральского горизонта, *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothya globulus* (Eichw.), *Eostaffella ikensis* Viss., *Semiplanus semiplanus* (Schw.) аверинского горизонта, *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., *Globivalvulina procera* Post., *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schw.) богдановичского горизонта, *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *Paragna-*

thodus cruciformis (Clarke), *P. nodosus* (Bisch.) сунтурского горизонта, *Tolypamma* sp., *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kir., *Asteroarchaediscus paraovoides* (Raus.) худолозовского и чернышевского горизонтов, и принят раннекаменноугольным в объеме верхнее визе–серпухов (каменскуральский–чернышевский горизонты).

Баязитовская толща (C₁bt) развита фрагментарно у западной границы площади, в северной и центральной частях листа N-41-II в пределах Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской зоны. Толща сложена белыми, светло-серыми и серыми известняками, реже песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов. Взаимоотношения с подстилающими образованиями соболевской толщи согласные. Терригенно-карбонатные породы баязитовской толщи несогласно перекрыты известняками аргаяшской свиты. Мощность толщи до 400 м.

Известняки криноидно-детритовые, мелко-тонкозернистые, мелкокомковатые, цемент спаритовый. Терригенные породы близки таковым карбонатно-терригенной толщи.

Площадям развития пород толщи отвечает спокойное отрицательное магнитное поле и понижение поля силы тяжести. Мраморизованные известняки имеют плотность 2,66 г/см³ и немагнитны.

Степень метаморфизма пород отвечает стадии глубинного эпигенеза.

Возраст баязитовской толщи определен по находкам фауны: *Earlandia vulgaris* var. *minor* (Raus.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., *Globivalvulina procera* Post., *Gigantoproductus giganteus* Sow., *Striatifera striata* Fisch., *Eomarginifera* cf. *schartimiensis* Jan., *Productus concinnus* Sow. и принят как ранний карбон, поздневизейское время–серпуховский век.

Биргильдинская толща (C₁bg) в небольшом объеме развита в южной и северо-восточной частях Кунашакской площади в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Челябинско-Суундукская и Копейско-Ушкотинская подзоны). Толща выделена при ГДП-200 [100]. Сложена белыми, светло-серыми и серыми органогенными известняками, иногда с линзами силицитов. Толща согласно залегает на породах тугундинской толщи. Взаимоотношения с вышележащими образованиями несогласные. Мощность толщи до 500 м.

Магнитное поле спокойное слабоотрицательное, гравитационное – положительное. Породы немагнитны, плотность их 2,67 г/см³.

Степень метаморфизма пород отвечает стадии глубинного эпигенеза.

Возраст определен по находкам фауны: *Globoendothyra* ex gr. *ishimica* (Raus.), *Archaediscus* ex gr. *convexus* Grozd. et Leb., *Earlandia* ex gr. *moderata* (Malakh.), *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Hindeodus cristulus* (Youngquist et Miller), *Lochrice* cf. *commutata* (Branson et Mehl) и принят как ранний карбон, поздневизейское время–серпуховский век.

Еткульская толща (C₁et) прослеживается в виде меридиональной полосы в крайней юго-восточной части площади работ в пределах Ильиновско-Марииновской подзоны Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Толща выделена при ГДП-200 [100]. Ее образования сложены известняками, песчаниками, аргиллитами и алевролитами. В разрезе толщи преобладают известняки. Взаимоотношения с нижележащими образованиями – несогласные. Мощность толщи оценивается от 200 до 1 000 м.

Песчаники и алевролиты полимиктовые, содержат обломки кварца, различных метаморфических, интрузивных, реже вулканогенных пород. Цемент глинисто-карбонатный. Терригенные и карбонатные породы сопоставимы по составу и петрофизическим характеристикам с образованиями тугундинской и биргильдинской толщ.

Площади развития отложений толщи сопровождаются локальными понижениями поля силы тяжести.

Породы изменены на уровне глубинного эпигенеза.

Поздневизейско–раннесерпуховский возраст еткульской толщи определен за пределами листа N-41-II по фауне фораминифер: *Archaediscus* aff. *moelleri* Raus., *A. gigas* (Raus.), *Omphlotis minima* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis crassa mosquensis* (Raus.), *Globivalvulina* sp., *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. ikensis* Viss., *E. prisca ovoidea* Raus. и др. (определения А. В. Ярковой, З. Г. Симоновой), а также брахиопод: *Productus giganteus* Mart., *Spirifer* cf. *bisulcatus* (Sow.), *Productus* cf. *sincatus* Kon., *P. (Striatifera) striatus* Fisch., *P.* ex gr. *simireticulatus* Mart. (определения Т. Н. Корсаковой).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Щербакловская свита (C₂šc) имеет ограниченное распространение у северной границы изучаемой территории в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская и Ко-

пейско-Ушкотинская подзоны). Выделена Б. И. Чувашовым в центральной части листа О-41 в 1984 году. Образования свиты представлены органогенно-детритовыми известняками, известняковыми брекчиями, прослоями доломитов. Они несогласно залегают на нижнекаменноугольных образованиях исетской свиты и также несогласно перекрыты породами усмановской свиты. Общая мощность свиты до 500 м.

Башкирский возраст обусловлен определением фауны: *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kir., *E. acuta* Grozd. et Leb., *Plectostaffella* ex gr. *bogdanovkensis* Reitl., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* (Raus.), *P. uralica* Kir., *P. antiqua posterior* Saf., *Profusulinella (Staffellaeformis) staffellaeformis* Kir., *Neoarhaediscus postrugosus* (Reitl.), *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *Tolypammia* sp., *Neochonetes* sp., *Pugnax sella* (Kut.), *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Idiognathodus corrugatus* (Harr. et Holl.).

Федоровская толща (C₂fd) очень ограниченно развита в южной и северной частях Кунашакской площади в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Копейско-Ушкотинской подзоны. Ее образования представлены известняками, часто углистыми, прослоями и линзами известняковых конгломератов и гравелитов, полимиктовых песчаников и алевролитов. Известняки в разрезе толщи составляют до 95 % всего объема пород. Взаимоотношения с нижележащими образованиями несогласные. Верхняя граница с карбонатно-терригенными породами ухановской толщи согласная. Мощность федоровской толщи 900–1 100 м.

Известняки мелкокомочковые на спаритовом цементе, органогенные. Прослои терригенных пород мощностью до 2–3 м встречаются редко. Терригенные и карбонатные породы немагнитны. Плотность известняков 2,69 г/см³. В магнитном поле образования толщи не картируются, в гравитационном поле выделяются локальными понижениями силы тяжести. Породы слабо изменены на стадии глубинного эпигенеза.

В известняках найдены остатки фораминифер: *Eostaffella* cf. *mutabilis* Raus., *E. aff. kashirica* Raus., *Pseudostaffella* ex gr. *proozawai* Kir., *Archaediscus pauxillus* Schlyk., *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Tuberitina grandis* Reitl., *Neoarchaediscus incertus* (Grozd. et Leb.). На основании этих определений возраст федоровской толщи принят как средний карбон, башкирский век.

Усмановская свита (C₂us) очень ограниченно развита у северной границы изучаемой территории в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Сосьвинско-Теченской подзоны. Выделена севернее Кунашакской площади по р. Багаряк в районе с. Усманово (Б. И. Чувашов, 1984). В состав свиты входят конгломераты полимиктовые, песчаники, алевролиты, прослои доломитов и известняков. Взаимоотношения с нижележащими породами несогласные. Мощность свиты до 300 м.

Из горизонтов и прослоев известняков разных уровней свиты севернее Кунашакской площади определен комплекс фораминифер подольского горизонта московского яруса: *Schubertella gracilis* Raus., *Profusulinella (Taitzeoella) librovitchi* (Dutk.), *Fusiella pulhella* Saf., *Fusulinella* cf. *colaniae* Lee et Chen, *F. praebocki* Raus., *Fusulina pseudoelegans* Chern., *Aljutovella aljutovica* (Raus.), *Streptognathodus parvus* Dunn.

Аргаяшская свита (C₂ar) очень ограниченно распространена в пределах Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской зоны. Свита выделена при проведении ГС-50 (Денисов В. Г., 1977), ее стратотип находится на соседнем с запада листе (N-41-I). Представлена известняками с прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов. Свита несогласно залегают на нижележащих образованиях. Ее мощность оценивается до 1 000 м.

Карбонатные фации составляют 80–85 % объема свиты. Известняки мелкокомковатые, на кальцитовом цементе порово-базального типа. Местами присутствует тонкодисперсное углестое вещество. В верхней части разреза песчаники имеют преимущественно кварцполевошпатовый состав. Песчаники и алевролиты тонкозернистые. Породы немагнитны и однородны по плотности (2,65–2,68 г/см³).

Образования толщи незначительно изменены на стадии глубинного эпигенеза.

На основании определений фауны: *Parafusulinella* ex gr. *prisca* (Deprat), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), возраст аргаяшской свиты принят как средний карбон, московский век.

Ухановская толща (C₂uh) установлена в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ, в основном, в юго-восточной части исследуемой территории. Толща выделена при ГДП-200 [100]. Представлена пестроцветными полимиктовыми гравелитами, песчаниками, алевролитами, известняками, часто доломитизированными с прослоями аржиллитов, часто углистых. Взаимоотношения с подстилающими известняками федоровской

толщи согласные. Резких контактов не наблюдается, и граница между толщами проводится условно по мере смены комплекса фауны. Мощность толщи оценивается в 800–1 000 м.

Карбонатные породы в разрезе составляют 60–65 % объема толщи. Известняки мелкокомочковые, криноидно-детритовые на спаритовом цементе.

Плотность пород 2,62–2,68 г/см³, радиоактивность 11 мкР/ч. В гравитационном поле площади развития образований ухановской толщи выделяются локальными понижениями силы тяжести.

Вторичные изменения пород отвечают стадии эпигенеза.

В известняках найдены остатки фораминифер: *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Ozawainella cf. tingi* (Lec.), *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen), *Parastaffella cf. bradyi* (Moell.), *Tuberitina grandis* Reitl., *Bradyina concinna* Reitl. Возраст ухановской толщи определен как средний карбон, московский век.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Саксанская толща (С₃sk) ограниченно развита только в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, западнее оз. Сугояк. Толща выделена при ГДП-200 [100]. Она сложена известняковыми и полимиктовыми конгломератами, брекчиями, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов и известняков. Взаимоотношения с подстилающими образованиями несогласные. В разрезе преобладают конгломераты и гравелиты (60–65 %). Мощность толщи >800 м.

В конгломератах и гравелитах гальки и обломки размером 0,3–5 см, сцементированные тонким песчаным материалом, представлены основными и кислыми эффузивами, габброидами, плагиогранитами и биотитовыми гранитами, песчаниками, кварцитами и известняками. Песчаники разнозернистые, полимиктового состава на глинистом и глинисто-карбонатном цементе базально-порового типа.

Плотность алевролитов и песчаников 2,60 г/см³, конгломератов – 2,66 г/см³. Породы немагнитны. Радиоактивность пород 3–9 мкР/ч.

Возраст толщи обосновывается наличием в составе конгломератов и гравелитов галек известняков с остатками фораминифер верхов московского яруса: *Pseudostaffella ex gr. sphaeroidea* (Ehrenb.), *Schubertella ex gr. pauciseptata* Raus. Кроме того, из прослоя известняков (сборы А. Г. Иванушкина, М. В. Постоялко) южнее, на Челябинской площади (N-41-VIII), определены остатки микрофауны: *Cordaitina baliosa* Schat., *C. grandireticulata* Schat., *Hemigordius* sp., *Glomospira* sp., *Tolypamma* sp., характерные для позднего карбона–перми. Возраст саксанской толщи принимается как поздний карбон.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Образования мезозойской эратемы распространены в восточной части площади, где входят в состав чехла Западно-Сибирской плиты. В западной части площади они имеют ограниченное распространение и представлены в основном корами выветривания, реже – маломощными пластами и линзами осадков (чаще всего континентальных). Триасовые образования откартированы в пределах Среднеисетско-Варненской СФЗ, а юрско–плиоценовые отложения накапливались в мелководных морских и пресноводных бассейнах в пределах Восточно-Уральской и Приуральской СФцЗ.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В пределах площади работ триасовые образования представлены нижне-среднетриасовыми (бичурская свита) и верхнетриасовыми (челябинская серия) отложениями, большей частью перекрытыми кайнозойскими осадками.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Бичурская свита (Т₁₋₂b^б) ограниченно развита в пределах Среднеисетско-Варненской зоны, в Челябинском грабене. Выделена Н. Н. Ростовцевым в Челябинском бурогольном бассейне (1956 г.) Ее образования представлены базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, андезибазальтами, их туфами, риолитами. В основании – красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники (мощность до 50 м). Основная часть разреза (до 95 %) сложена вулкани-

тами. Верхняя часть разреза сложена пестроцветными песчаниками, конгломератами с прослоями базальтов и их туфов. Образования свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на более древних породах и также несогласно перекрываются породами калачевской свиты. Мощность бичурской свиты до 1 100 м.

Базальты имеют порфиоровые, витрофиоровые и субофитовые структуры, флюидальные и миндалекаменные текстуры. Миндалины выполнены цеолитами, карбонатом, халцедоном, хлорофеитом. Порфиоровые выделения представлены таблитчатым и лейстовидным плагиоклазом (часто лабрадором) размером до 2,0 мм, а также пироксеном, иногда уралитизированным. Основная масса гиалиновая, гиалопилитовая, микролитовая, интерсерральная. По основной массе иногда развивается хлорит. В незначительном количестве присутствуют эпидот, карбонат, биотит. Рудные – магнетит и гематит. Конгломераты, гравелиты и песчаники имеют полимиктовый состав. Обломки и зерна представлены эффузивными, интрузивными, метаморфическими и осадочными породами. Песчаники разнозернистые; цемент глинистый, глинисто-карбонатный и кремнисто-глинистый базально-порового типа. Акцессорные – сфен, циркон, гранат, апатит. Рудные – пирит, магнетит, гематит, лейкоксен.

Средняя плотность базальтов $2,56 \text{ г/см}^3$. Они достаточно сильно магнитны ($\chi=1 \cdot 100 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), их радиоактивность 7 мкР/ч. Площади их развития сопровождаются понижением силы тяжести и положительными магнитными аномалиями, часто полосовидными.

Вулканиды относятся к высококалийевому типу толеитовой генетической серии формации континентальных (трапповых) базальтов [82]. Для них характерны повышенные содержания оксидов титана, калия, марганца и высокие – фосфора. Выделяются высокомагнезиальные и железистые базальты. Риолиты характеризуются высокими содержаниями щелочей. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты соответствуют толеитам континентальных рифтов [82]. В вулканидах свиты устанавливается рост оксидов калия и натрия от основных дифференциатов к кислым. Характер распределения средних составов РЗЭ в базальтах свиты, нормированных по хондриту, сопоставим с таковым для траппов Декана и базальтов самарской толщи при более высоких содержаниях РЗЭ, а также в части легких лантаноидов – и для толеитов Соболевской толщи.

Породы изменены на уровне эпигенеза.

В песчаниках определены филоподы: *Estheria subcirculatis* Tschern., *Estheriina aequalis* (Lutk.), *Cornia papillaria* Lutk.; остатки растений – *Cladophlebis angusta* Heer, *Taeniopteris multinervis* Weiss. На основании этих данных возраст свиты определен как ранний–средний триас, индский–ладинский века.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Калачевская свита (T_3kl) распространена в пределах Среднеисетско-Варненской СФЗ в Челябинском грабене в восточной части площади работ, выделена Н. Н. Ростовцевым в Челябинском бурогольном бассейне (1956 г.) Представлена терригенными породами. В основании ее разреза выделяется сероцветный горизонт (до 200 м) ритмично переслаивающихся полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников с примесью вулканогенного (вулканомиктового) материала. Средняя часть разреза сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями конгломератов. Верхняя часть свиты песчано-алевролитово-аргиллитовая. Ее отложения с размывом залегают на образованиях бичурской свиты. Мощность образований свиты 900–1 200 м.

Песчаники мелко-тонкозернистые на глинистом, глинисто-слюдистом, кремнисто-глинистом цементе базального и базально-порового типа. Акцессорные минералы – циркон, гранат, сфен, амфибол, апатит, иногда турмалин; рудные – лейкоксен, пирит, магнетит, гематит, ильменит, хромит.

Породы калачевской и всех вышележащих угленосных свит Челябинской серии немагнитны. Плотность пород мало зависит от принадлежности их к какой-либо свите и закономерно увеличивается с глубиной. У дневной поверхности плотность всех пород $(2,20–2,34) \cdot 10^3 \text{ г/см}^3$, а на глубине 1 000 м уже $2,45–2,55 \text{ г/см}^3$. Естественная радиоактивность пород калачевской свиты 7–9 мкР/ч. Изменены породы на уровне эпигенеза.

В отложениях найдена флора: *Neocalamites merianii* (Brongn.) Hall, *Callipteridium angustipinulatum* Vlad., *Compsopteris kristofovichii* Vlad., *Madygenopteris triassica* Vlad.; *Mesenteriophyllum uralicum* Vlad., *Equisetites mougeotii* Brongn., *Czekanowskia rigida* Heer, *Cladophlebis sulcata* Brick, *C. jolkinensis* Pryn.; споры *Duplicisporites*. На основании определений флоры и споропыльцевых комплексов калачевская свита датируется как поздний триас, карнийский век.

Козыревская свита (T_3kz) установлена в юго-восточной части площади в Челябинском грабене в пределах Среднеисетско-Варненской СФЗ. Выделена Н. Н. Ростовцевым в Челябинском бурогольном бассейне (1956 г.). Нижняя, безугольная часть разреза (100–250 м) представлена полимиктовыми конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников и алевролитов. Верхняя часть разреза сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами углей. В средней части разреза устанавливается еще один грубообломочный горизонт мощностью до 120 м. Образования свиты согласно налегают на подстилающие отложения калачевской свиты. Мощность 600–1 100 м.

Терригенные породы свиты по составу и геохимическим характеристикам аналогичны отложениям калачевской свиты, отличаясь от них более низкой естественной радиоактивностью (2–7 мкР/ч). Плотность бурых углей выдержана в разрезе и изменяется от 1,05 до 1,70 г/см³ в зависимости от особенностей их состава.

Породы слабо изменены на стадии эпигенеза. Помимо углей в образованиях свиты имеются проявления нефти и газа.

В них определена флора: *Neokoretrophyllites carcinoides* (Hart.) Radcz., *Cladophlebis magnifica* Brick, *C. korkinensis* Vlad., *C. undulata* Brick, *C. acutus* Vlad., *Dictyophyllum japonicum* Yokoyama, *Clathropteris obovata* Oishi, *Czekanovskia rigida* Heer, *Ginkgoites acosmius* Hart. Возраст принимается как поздний триас, норийский век.

Коркинская свита (T_3kr) развита в Челябинском грабене в юго-восточной части территории в пределах Среднеисетско-Варненской СФЗ, выделена Н. Н. Ростовцевым в Челябинском бурогольном бассейне (1956 г.). Нижняя, безугольная часть разреза (70–150 м) представлена горизонтом песчано-конгломератового состава. Выше залегают ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами угля мощностью до 116 м. Свита согласно залегают на образованиях козыревской свиты. Ее мощность 600–1 500 м.

Терригенные породы имеют полимиктовый состав. Конгломераты и гравелиты сцементированы песчано-глинистым материалом. В песчаниках и алевролитах цемент глинистый, глинисто-кремнистый, глинисто-карбонатный базального и базально-порового типа. По составу, петрофизическим и геохимическим характеристикам породы аналогичны таковым козыревской свиты.

Помимо углей в образованиях свиты известны проявления нефти и газа, а также пункты минерализации урана.

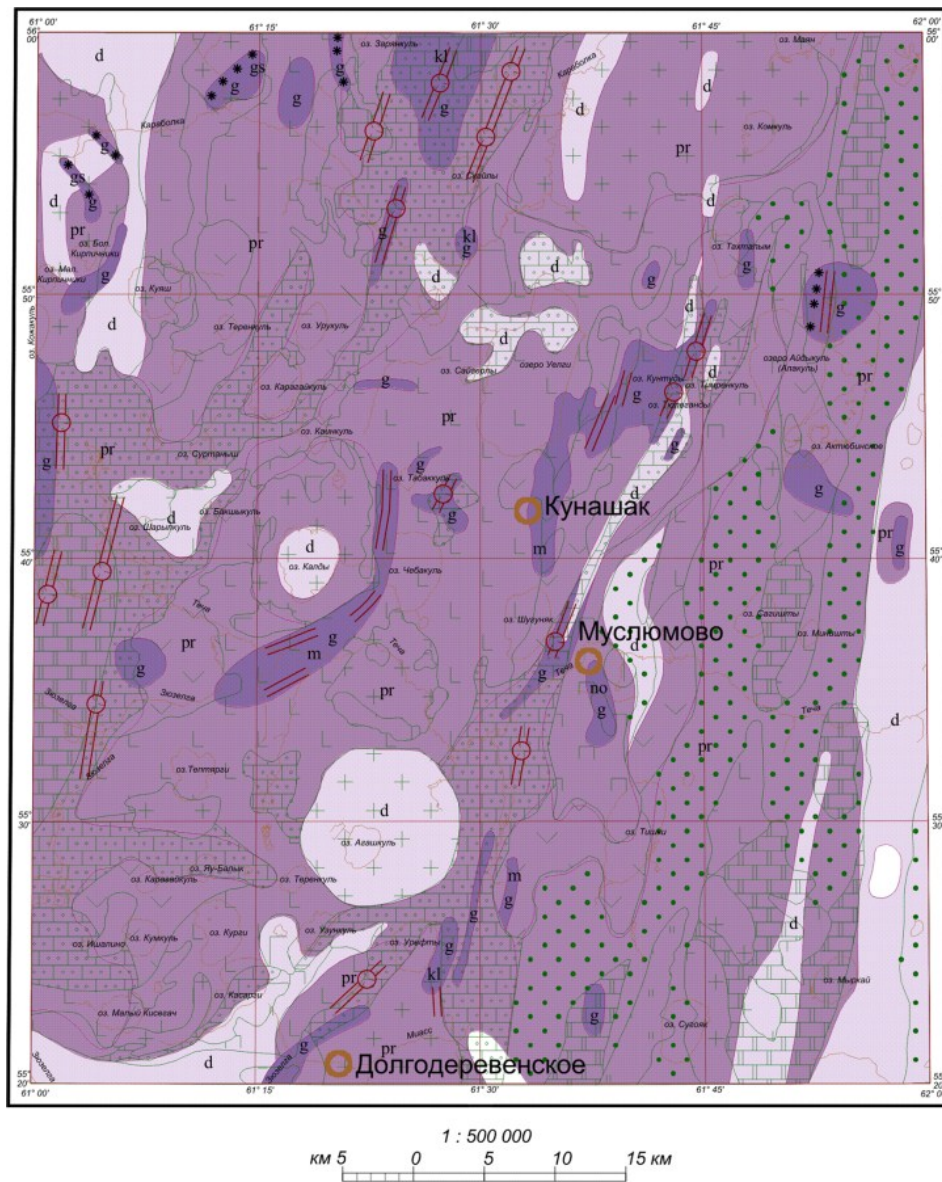
Возраст определен по находкам флоры: *Osmundopsis* (*Cladophlebis*) *bojakovae* Vlad., *Coniopteris* cf. *hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C.* cf. *latifolia* Brick; *Nilssonia* cf. *vittaeformis* Pryn., *Thinnfeldia gothanii* Pryn., *T. distantifolia* Pryn.; спор и пыльцы: *Annulispора folliculosa* (Rogal.), *Bennetitales*, *Ginkgoales*, *Pinites*, *Coniferales*, как поздний триас, рэтский век.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В пределах площади листа коры выветривания развиты достаточно широко. Они представлены глыбовым, щебнистым, глинисто-щебнистым элювием и глинистыми продуктами выветривания, возникшими в результате физической дезинтеграции и частичного выщелачивания пород. Распространение кор выветривания контролируется неоднородностью состава пород субстрата и разной их степенью восприимчивости к выветриванию. В пределах восточной части площади коры выветривания сохранились на водоразделах. На значительных площадях в центральной и западной частях они смыты или захоронены под чехлом перекрывающих отложений палеогена и неогена. Погребенные коры выветривания находятся на труднодоступных глубинах, верхние горизонты элювия обелены, а окислы железа восстанавливаются до сидеритов (рис. 13).

В пределах изучаемой площади выделяются коры выветривания следующих типов:

1) *площадные коры выветривания*, развитые почти повсеместно. Представлены остаточным типом. Мощность площадных кор выветривания до 18–26 м. Характеризуются неполным профилем, обычно представленным зонами дезинтеграции и слабо развитыми зонами промежуточных и глинистых продуктов;



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

| | | | | | | | |
|-------|----|-------|----|-------|----|-------|----|
| 1 | kl | 2 | m | 3 | gs | 4 | no |
| 72900 | d | 73000 | pr | 73100 | g | 73200 | * |
| 73300 | | 73400 | | 73500 | | 73600 | |
| 9 | | 10 | | 11 | | 12 | |

1-4. Минералогический состав кор выветривания: 1 - каолиновый, 2 - монтмориллонитовый, 3 - гидрослюдистый, 4 - нонтронитовый; 5-8. Зоны кор выветривания: 5 - дезинтегрированных продуктов, 6 - промежуточных продуктов, 7 - глинистых продуктов; 8 - охр и охристо-глинистых продуктов; 9 - коренные выходы; 10 - линейно-контактовые коры выветривания; 11 - контактово-карстовые коры выветривания; 12 - границы зон выветривания

Породы субстрата

| | | |
|--|-------|---|
| вулканогенные и вулканогенно-осадочные | 74000 | преимущественно, основного состава |
| | 74100 | преимущественно, среднего состава |
| | 74100 | преимущественно, кислого состава |
| интрузивные | 74300 | ультраосновного состава |
| | 74500 | гранитоидного состава |
| осадочные | 74700 | преимущественно карбонатного состава |
| | 74800 | терригенно-карбонатного и карбонатно-терригенного состава |
| | 74900 | терригенного состава |
| | 75000 | кремнистого и глинисто-кремнистого состава |
| | 75100 | комплексы метаморфических и метаморфизованных пород докембрийского фундамента |
| | 75200 | границы геологических образований |

Рис. 13. Схема распространения кор выветривания (масштаб 1 : 500 000).

2) *линейные и линейно-площадные коры выветривания смешанного типа*, развитые в пределах крупных тектонических нарушений и контактов пород разного состава, в бортах Синарской эрозионно-структурной депрессии у северной рамки листа. Они приурочены к зонам тектонических нарушений и их мощность достигает 90–100 м (в среднем 40–50 м) при ширине до 200 м (редко до 600 м). Эти образования прослеживаются в виде линейно-вытянутых полос сложной морфологии и разнородного состава. Линейные коры выветривания характеризуются наиболее полным минералого-геохимическим профилем, включающим зоны дезинтеграции, промежуточные, глинистые, охристо-глинистые продукты и охры;

3) *переотложенные коры выветривания* наблюдаются очень редко. Мощность этих кор не превышает 0,3–0,5 м;

4) *контактово-карстовые коры*, приурочены к площадям развития карбонатных и терригенно-карбонатных пород и сопровождаются широко развитыми процессами карстообразования. Цепочки карста установлены в западной части площади, их ширина от 15 до 400 м, протяженность до 2,3 км, глубина карста до 200 м.

Отмечается практически полное отсутствие кор выветривания в современных речных долинах, частично в пределах развития массивов гранитоидов (Калдинский, Надыровомостовский, Султаевский, Тептяргинский), гипербазитов (Муслюмовский).

В зависимости от состава пород субстрата выделяются сиаллитные (каолиновые, реже гидрослюдисто-каолиновые), ферритно-сиаллитные (каолинит, монтмориллонит, гидроокислы железа), сиферритные (нонтронитовые, кремнисто-железистые) коры выветривания.

Сиаллитные коры выветривания развиваются, в основном, по гранитоидам, вулканитам кислого и среднего состава, метаморфическим и осадочным породам, наиболее интенсивно в юго-западной части площади. Зона дезинтеграции в них представлена дресвой и щебнем выветрелых пород (мощность 3–5 м). Зона промежуточных продуктов – дресвяно-глинистая, светло-желтовато-бурого цвета с реликтами первичных структур, характеризуется выщелачиванием, выносом алюмосиликатов, процессами гидратации силикатов. Зона глинистых продуктов светлого желтовато-бурого цвета, представлена, в основном, каолинитом, монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом. Ее суммарная мощность до 26 м.

Ферритно-сиаллитные коры выветривания развиты по породам среднего и основного составов. Зона дезинтеграции представлена дресвой и щебнем выветрелых пород мощностью 3–6 м. Зона промежуточных продуктов дресвяно-глинистая зеленовато-серого цвета с реликтами первичных текстур характеризуется выщелачиванием, выносом алюмосиликатов, процессами гидратации силикатов. Основные глинистые минералы зоны – монтмориллонит, каолинит, гидрослюды и хлорит. Мощность зоны до 22 м. Зона глинистых продуктов представлена бесструктурными буровато-желтыми глинами – монтмориллонитом и каолинитом. Мощность зоны до 25 м. К зоне глинистых продуктов приурочены месторождения бурых железняков.

Сиферритные коры выветривания развиты в основном по ультраосновным породам. Зона дезинтеграции представлена окремненными и опалитизированными серпентинитами мощностью 2,5–3 м. Зона промежуточных продуктов дресвяно-глинистая зеленоватого, зеленовато-бурого, желто-зеленого цвета. В основном, минеральный состав глин – нонтронитовый. Мощность зоны 5–15 м. Зона глинистых продуктов представлена бесструктурными ожелезненными и обохренными буровато-желтыми глинами. Мощность зоны 0,3–0,5 м.

Устанавливается две эпохи корообразования в пределах листа – мезозойская и палеогеновая. Мезозойская эпоха характеризуется развитием полного профиля коры, с наличием всех горизонтов, отражающих стадийность выветривания. В результате эпейрогенического поднятия в олигоцене, ранее сформированные продукты выветривания были смыты со склонов и вершин. Они сохранились в той или иной степени в депрессионных участках. Палеогеновая эпоха главным образом характеризуется развитием карста, и образованием глинистых продуктов в результате выщелачивания, которые заполняют карст.

С корой выветривания площадного типа по серпентинитам установлено никелевое оруденение, не представляющее промышленной значимости. Известно одно месторождение бокситов мелового возраста и 8 проявлений огнеупорных глин, расположенных вблизи северной и южной границ площади.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы несогласно залегают на породах складчатого фундамента и корях выветривания и подразделяются на нижнемеловые и верхнемеловые. Они представлены континентальными и морскими образованиями.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые континентальные отложения имеют ограниченное распространение и приурочены к областям развития карстующихся пород.

Алапаевская толща (K_{ap}) названа по г. Алапаевск. Установлена в северной части площади в пределах Синарской эрозионно-структурной депрессии, в районе дер. Новобурино, Баязитова, на юго-западной окраине д. Ст. Соболева, севернее отд. свх. Худайбердинский, южнее пос. Бол. Баландино. Северо-восточнее пос. Калиновский она выходит на поверхность.

Отложения алапаевской толщи представлены глинистыми, глинисто-щебенистыми беликами, грубозернистыми пестроцветными кварцевыми песками с обломками окремненных известняков и кремней, пестроцветными глинами с большим содержанием обломков известняков и галек кварца. В низах толщи обычно залегают грубозернистые пески и щебенистые белики. В верхней части залегают глинистые белики и пестроцветные глины. Часто щебенистые образования и грубозернистые пески наблюдаются в виде прослоев и линз среди пестроцветных глин. Характерным является наличие линз, глыб и обломков бурого железняка, которые обычно приурочены к нижней части толщи (Новоказакбаевское проявление, в районе пос. Ст. Соболева и отд. свх. Худайбердинский). Часто бурые железняки наблюдаются в виде обломков в щебенистых беликах (у пос. Бол. Баландино). Залегают отложения толщи на закарстованной поверхности известняков. Перекрываются более молодыми осадками мела, палеогена или четвертичными суглинками. Мощность отложений изменяется от 35 до 130 м.

По положению в разрезе, литологическому сходству с беликовыми образованиями Алапаевского района и согласно легенде Уральской серии, возраст толщи принят аптским.

Синарская свита (K_{sn}) выделена И. А. Аграновской, А. И. Еремеевой и др. в 1956 г. по р. Синара. Пространственно приурочена к отложениям алапаевской толщи, откартирована в пределах Синарской эрозионно-структурной депрессии, между дд. Юлдашева и Бол. Иркабаево, в районе дд. Баязитова, Борисово, северо-западнее и северо-восточнее оз. Курги, юго-западнее оз. Урефты и полосой от оз. Бол. Сагаусты до оз. Киржакуль.

Литологический состав отложений свиты пестрый и непостоянный. Преобладают пестроцветные каолиновые глины красных, вишневых, желтых, бурых тонов. В основании толщи, иногда в ее середине, наблюдаются невыдержанные прослои и линзы серых, темно-серых глин и кварцевых разнозернистых песков, реже гравелитов. В серых глинах присутствуют растительные остатки и прослои рыхлых глинистых углей и лигнита. В толще присутствуют сидерит и марказит. К верхней части разреза пестроцветных глин приурочены прослои и линзы бокситов и аллитов мощностью от 0,2 до 2,9 м (юго-западнее оз. Урефты, северо-восточнее оз. Курги и в районе д. Борисово). Иногда встречаются линзы каменистых бокситов.

По данным литологических анализов пестроцветные глины на 83–90 % состоят из пелитового материала, имеющего преимущественно каолиновый состав (85 %) с примесью гидрослюда (10–15 %), пропитанного гидроокислами железа. В легкой фракции присутствуют: кварц (34–41 %), обломки кремнистых пород (40–49 %) и слюда (до 2 %). В тяжелой фракции преобладают аутигенные минералы: марказит (до 62 %) и лимонит (до 22 %); из устойчивых присутствуют ильменит, циркон, рутил. В серых глинах увеличивается количество песчаного и алевритового материала до 42 %. Пелитовая фракция представлена каолинитом. В легкой фракции отмечаются кварц (84 %), слюда (1 %) и растительные остатки (11 %). В тяжелой преобладают устойчивые минералы: лейкоксен (64 %), ильменит (10 %), циркон (9 %), анатаз и турмалин (по 1–2 %). Содержание марказита понижается до 14 %.

Залегают описываемые образования на отложениях алапаевской толщи часто согласно, реже несогласно на закарстованной поверхности известняков. Перекрываются осадками верхнего мела или палеогена. Мощность отложений изменяется от 15 до 60 м.

Из глин, вскрытых скважинами в районе д. Кунакбаева [28], в 1 км северо-восточнее д. Султанаево, между дд. Юлдашево и Иркабаево [32] выделены и определены спорово-пыльцевые комплексы. Они представлены в основном спорами рода *Gleichenia* и пыльцой голосеменных хвойных – *Picea* и *Cedrus*. В меньшем количестве встречается пыльца *Pinus*, *Abies*, *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*, *Inevolutisaccites* и споры *Ligodium* и *Schizaeaceae* (определения В. А. Полухиной, Е. Н. Силиной и Г. П. Сложенициной).

На основании определений вышеуказанных спорово-пыльцевых комплексов, литологического сходства с отложениями смежных районов и по положению в разрезе возраст осадков свиты принят апт–альбским.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Мысовская свита (K_2ms) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. по пос. Мысы в Алапаевском районе. Пространственно совпадает с распространением осадков нижнего мела и приурочена к эрозионно-структурным депрессиям: Синарской и Соболевской. Установлена в карстовых воронках западнее и юго-западнее оз. Урефты, западнее оз. Курги, в районе д. Ст. Соболева и пос. Калиновский. Представлена свита каолиновыми глинами серого и темно-серого цвета с растительными остатками, лигнитом и обломками древесины, песками разнозернистыми преимущественно кварцевыми с незначительным содержанием полевых шпатов, гравием и галечником в основании разреза. Пески также приурочены к основанию разреза, но встречаются в виде прослоев и линз среди глин и в верхней его части. Обломочный материал плохо отсортирован, более грубозернистые разности тяготеют к низам свиты. Иногда в глинах отмечаются стяжения марказита и прослой сидерита. В пределах Синарской депрессии, в восточной ее части, на площади листа N-41-4-A в составе свиты преобладают песчаные разности.

По данным литологических анализов в пелитовой фракции преобладает каолинит, присутствует гидрослюда. Легкая фракция глин представлена кварцем (60–95 %), полевым шпатом (5–10 %, иногда до 20 %), кремнистыми агрегатами (5–15 %), слюдой (до 5 %). Почти всегда присутствуют растительные остатки. В тяжелой фракции песчаных пород преобладают химически устойчивые минералы: ильменит и циркон, в меньших количествах наблюдаются рутил, ставролит, дистен и турмалин. Из аутигенных минералов присутствуют пирит и сидерит.

Отложения свиты в большинстве случаев залегают с размывом на образованиях нижнего мела или на выветрелых породах палеозойского фундамента. Перекрываются морскими осадками верхнего мела, эоцена или четвертичными образованиями. Мощность осадков от 10 до 60 м.

Из описываемых отложений в районе свх. Бурино [28], в 700 м северо-восточнее д. Султанаево [32], определены спорово-пыльцевые комплексы. Для них характерно преобладание пыльцы голосеменных: кедра *Cedrus parvisaccata* Sauer, *C. laxireticulata* Sauer, *C. pachiderma* Sauer; сосны *Pinus insignis* (Naum.) Bolch., *P. cf. sibirica* (Rupr.); ели *Picea*. Покрытосеменные представлены пыльцой *Castanea vakhrameevii* Bolch., *Castanopsites* sp. Среди спор преобладают *Gleichenia*, *Schizaceae* и *Polypodiaceae* (определения Е. Н. Силиной, Г. П. Сложеничиной). Вышеописанный палинологический комплекс характерен для осадков мысовской свиты и определяет их возраст как сеноманский.

Фадюшинская свита (K_2fd) выделена коллективом авторов (1956 г.) и названа по с. Фадюшино. Установлена в восточной части площади. Граница сплошного распространения проходит от северной рамки листа N-41-II западнее оз. Маян, западнее озер Тахталым и Айдыкуль, далее на юг через оз. Сагишты, пос. Нугуманово, восточнее оз. Сугояк, а в районе д. Харино поворачивает на восток-северо-восток. Восточная граница проходит от северо-восточного угла площади через дд. Кошкуль, Попово и пос. Шумово. Представлена серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми глауконит-кварцевыми песчаниками с опоковым цементом, массивными, часто узорчатыми, сливными кварцевыми песчаниками и подчиненными им песками и гравелитами. Особенно характерны сливные кварцевые песчаники. Они могут залегать как в верхах, так и в низах разреза. Иногда в основании разреза отмечаются базальные конгломераты с глинисто-опоковым цементом. В глауконит-кварцевых песчаниках наблюдаются обломки фосфоритов до 2,5 мм [28]. В целом, в осадках отмечено малое количество глауконита, что свидетельствует о мелководных условиях седиментации – в прибрежной зоне или заливе. Залегает свита несогласно на более древних образованиях. Мощность ее до 20 м.

В единичных скважинах в разрезе меловых отложений по геофизическим данным могут быть выделены отложения, сопоставляемые с образованиями кузнецовской, камышловской и зайковской свит, но распространение их невозможно проследить из-за ограниченности данных. Недостаточная изученность их литологии, отсутствие палеофаунистических определений не позволяют охарактеризовать и обосновать выделение их в самостоятельные стратиграфические подразделения.

Возраст отложений фадюшинской свиты установлен по находкам фораминифер *Spiroplectamina variabilis* Neck., характерным для кампана (скв. 44, находящаяся в 1 км юго-западнее оз. Тахталым, определения Ф. В. Киприяновой) [28].

Ганькинская свита (K_2gn) выделена А. К. Богдановичем со стратотипом в Северо-Казахстанской области. Установлена в восточной части площади. Западная граница ее развития проходит от северной рамки восточнее свх. Буринский, по восточному берегу оз. Уелги, через пос. Кунашак и Муслимово, по восточному берегу оз. Тишки и далее на юг за пределы исследуемой площади.

Представлена мергелями, мергелистыми глинами светло-серыми, иногда песчанистыми, интенсивно вскипающими в соляной кислоте, с многочисленными обломками известковистых раковин; глауконит-кварцевыми песками, песчаниками и алевролитами зеленовато-серыми, часто узорчатыми с глинистым, реже мергелистым цементом; прослоями и линзами опок и опоквидных глин, имеющих подчиненное значение. В зоне развития песков и песчаников, преимущественно вдоль западной границы распространения свиты, отмечается базальный слой, сложенный конгломератами и гравелитами с опокowym или глинистым цементом. К востоку базальные слои встречаются реже, преобладающими становятся мергели и мергелистые глины [39].

По данным литологических анализов мергели на 85–98 % состоят из пелитовой фракции, представленной кальцитом (до 70 %), монтмориллонитом и гидрослюдой (до 28 %). Легкая фракция составляет не больше 12 % породы и представлена кварцем (58–83 %), полевым шпатом (5–15 %); в небольшом количестве наблюдаются глауконит и цеолиты. В тяжелой фракции преобладают аутигенные минералы – пирит и марказит (Антохина, 1963).

Залегают свита с несогласием на палеозойских и меловых образованиях. Перекрывается образованиями талицкой или серовской свит. Мощность отложений до 30 м.

Возраст установлен по находкам фораминифер [28, 39]. Из мергелей выделены и определены (Ф. В. Киприяновой и А. И. Еремеевой) виды фораминифер: *Spiroplectamina kelleri* Dain, *Gaudryina rugosa* d'Orb., *Eponides sibiricus* Neck. и др. – характерные для маастрихта.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Основная часть палеогенового разреза (палеоцен, эоцен) представлена морскими образованиями. Сюда относятся талицкая, серовская, ирбитская и чеганская свиты. Континентальные осадки олигоцена залегают в самых верхах палеогеновой толщи и представлены куртамышской свитой.

ПАЛЕОЦЕН

Талицкая свита ($P_1^{-2}tl$) выделена З. Т. Алескеровой и Т. И. Осыко в 1955 г. по р. Талица на восточном склоне Среднего Урала. Распространена в центральной части площади от оз. Чебакуль до оз. Сайгерлы, в пределах Синарской депрессии и в восточной части почти повторяя границы развития осадков ганькинской свиты.

Образования свиты могут служить маркирующим горизонтом. Сложена она глинами аргиллитоподобными гидрослюдисто-монтмориллонитовыми и аргиллитами с прослоями зеленых кварц-глауконитовых песков и песчаников с глинистым цементом. Глины темно-зеленые, темно-серые до черных, слоистые, часто с примесью глауконит-кварцевых алевролитов по плоскостям слоистости, с остатками спикул губок, ходами илоедов и органогенным детритом. Пески и песчаники глинистые, преимущественно мелкозернистые, как правило, хорошо отсортированные. В западных частях распространения свиты преобладают песчаные разности с подчиненными им глинами. В редких случаях в основании наблюдаются базальные конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек кварца, желваков фосфорита и марказита. Для отложений характерно значительное содержание глауконита и частое фациальное замещение одних разновидностей другими.

По данным литологических анализов пелитовая фракция глин составляет до 81 % породы и представлена бейделлитом с примесью гидрослюды и опала, в небольшом количестве присутствуют глауконит (до 5 %), кварц (до 5 %), слюда (до 3 %), обрывки диатомовых и обломки спикул губок (до 5 %). Легкая фракция глин представлена кварцем (60–80 %), полевым шпатом (до 19 %), глауконитом (до 13,5 %), обломками кремнистых пород (до 12 %). В составе тяжелой фракции присутствуют ильменит, циркон, лейкоксен, рутил, гранат, дистен, турмалин, эпидот (составляет до 26 % тяжелой фракции). Содержание пелитовой фракции в песках составляет 34–58 %. В составе легкой фракции преобладают кварц (36–55 %), глауконит (30–62 %), полевые шпаты (до 10 %).

Залегают согласно на осадках ганькинской свиты и несогласно на палеозойских образованиях. Перекрывается отложениями серовской свиты. Мощность осадков увеличивается с запада на восток до 20 м.

Из темно-серых глин, вскрытых скважинами 0150 и 0176, Л. А. Пьянковой выделены и определены спорово-пыльцевые спектры. Самой характерной особенностью спектров является состав пыльцы покрытосеменных растений, относящихся, в основном, к стемме *Normapolles* и представленных такими таксонами, как *Ocolopollis retigressus* (Weyl. et Krieg.) Zakl., *O. baculotrudens* (Pfl.) Zakl., *Nudopollis endangulatus* Pfl., *Extratripoporollenites manneri* (Bolch.) Mart., *E. aff. clarus* Pfl., *Trudopollis menneri* (Mart.) Zakl. и др., а также к стемме *Postnormapolles* (*Triatriopollenites rorubituites* Pfl., *T. pseudorurensis* Pfl. и др.). Такой состав пыльцы покрытосеменных растений позволяет отнести изучаемые осадки к талицкой свите палеоцена. Кроме того, в этих спорово-пыльцевых спектрах довольно часто встречается такой реперный для палеоцена вид диноцист, как *Deflandrea (Ceratiopsis) speciosa* (Alb.) Lent. et Will.

Серовская свита (P_2^{sr}) выделена А. П. Сиговым по г. Серов на восточном склоне Среднего Урала. Имеет широкое площадное распространение в центральной и восточной частях площади и локально развита на отдельных участках – в западной. Является хорошим маркирующим горизонтом. Сложена типичными морскими отложениями – серыми и темно-серыми опоками, опокovidными глинами, глауконит-кварцевыми песками и песчаниками с кремнистым и кремнисто-опоковым цементом. Характерны постепенные переходы одних разностей в другие путем количественного изменения соотношения песчаного и опокovidного материала. Часто разрезы представлены или только одними опоками, или песчаниками. В низах разреза часто отмечается базальный горизонт, представленный гальками кварца, кремня, фосфоритов и вулканитов. Залегаet с размывом на отложениях талицкой свиты и более древних образованиях. Перекрывается диатомитами ирбитской свиты или континентальными образованиями неогенового, или четвертичного возраста. Мощность свиты изменяется с запада на восток от 2 до 25 м.

Возраст определяется по комплексу диатомовых: *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun., *Triceratium ventriculosum*, *Hemialutus hostilis* Grun.; кораллам *Oculina conferta* Edw. et Haime, кремневым жгутиковым водорослям *Dictyocha triakantha* Ehr. (определения К. Г. Шибковой) [39]. На основании этих данных и согласно легенде Уральской серии 2010 г. возраст принят танетским.

ЭОЦЕН

Ирбитская свита ($P_2^{1-2}ir$) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. по р. Ирбит на восточном склоне Среднего Урала. Имеет несколько меньшее распространение по сравнению с серовской свитой. Она широко развита в восточной половине площади, а в западной наблюдается в виде отдельных небольших пятен. Представлена свита диатомитами и трепелами глинистыми и песчаными, диатомовыми глинами с подчиненными прослоями опок и глауконит-кварцевых песков и песчаников, содержащими органические остатки фораминифер. Диатомиты светло-серые, легкие, пористые, иногда песчаные, на 80–98 % состоящие из пелитового материала, сложенного преимущественно панцирями диатомей. В меньшем количестве присутствуют бейделлит, спикулы губок, обломки радиолярий. Диатомиты преобладают в восточной и северной частях площади. К западу и юго-западу диатомиты фациально замещаются глауконит-кварцевыми песками и песчаниками, переслаивающимися с диатомитами. На восточном берегу оз. Уелги и южнее встречены гравийные и грубозернистые разности отложений со стяжениями фосфоритов [28]. Свита согласно залегаet на опоках серовской свиты и несогласно на палеозойских породах. Мощность свиты увеличивается с запада на восток от нескольких метров до 70 м.

Возраст определяется по комплексу диатомовых: в низах разреза зональных видов *Coscinodiscus uralensis* Jouse, *C. moelleri* A. S. (Jouse) и *Hemialus polymorphus* Grun. [31, 39]; в верхних: *Coscinodiscus argus* Ehr., *C. payeri* Grun. и *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti [28, 32, 37] как ипрский–лютетский.

Чеганская свита ($P_2^{2-3}cg$) завершает разрез морских отложений на территории листа. Она распространена ограниченно: южнее оз. Тишки [39], в районе пос. Бол. Баландино и Дубровка [214]. Свита сложена горизонтально слоистыми гидрослюдисто-бейделлитовыми глинами зеленовато-серого, буровато-серого цвета, жирными и вязкими, листоватыми за счет тонких прослоев слюдясто-кварцевых и глауконит-кварцевых алевритов и мелкозернистых песков. В местах выхода на дневную поверхность глины становятся рыхлыми и окрашиваются оксидами железа в бурый или желтовато-бурый цвет. В верхних частях разреза свиты увеличивается количество и мощность прослоев алевритов и песков. Песчаные прослои иногда встречаются в средней части или в низах разреза и в этом случае они содержат зерна глауконита. Иногда в

глинах встречаются желваки и линзы сидерита. В редких случаях в низах разреза отмечаются глауконит-кварцевые пески.

По данным литологических анализов пелитовая фракция глин составляет до 95 % породы и представлена бейделлитом с примесью гидрослюды. В малых количествах присутствуют зерна кварца и глауконита, чешуйки слюды, реже хлорита, обломки спикул губок и панцири диатомовых водорослей. Легкая фракция глин представлена кварцем (8–50 %), полевым шпатом (5–26 %), обломками кремнистых пород (до 3 %), слюдой (до 2 %), глауконитом (до 8 %) (Антохина, 1963).

Залегают отложения согласно на образованиях ирбитской свиты. В отдельных скважинах наблюдается постепенный переход от ирбитской свиты к чеганской путем переслаивания диатомитов и глин. Лишь в единичных случаях в основании разреза наблюдаются галечники, фиксирующие местный размыв (Султановский карьер). Перекрываются континентальными образованиями куртамышской и наурзумской свит. Мощность свиты увеличивается с запада на восток до 20 м.

Возраст принят позднебартонским–приабонским по литологическому сходству с аналогичными образованиями на смежных площадях и согласно легенде Уральской серии.

ОЛИГОЦЕН

Куртамышская свита (P_3kr) выделена А. П. Сиговым и В. С. Шубом в 1963 г. на р. Куртамыш. Имеет ограниченное распространение в юго-восточной части площади и в виде отдельных разрозненных пятен западнее оз. Тахталым, южнее пос. Кунашак. Представлена хорошо отсортированными белыми, светло-серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми и тонкозернистыми кварцевыми, реже слюдисто-кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песками. Пески обычно слабглинистые, горизонтально- или волнистослоистые, реже косослоистые. Характерным является наличие в них рассеянных зерен шлиховых минералов, которые иногда образуют тонкие прослои, подчеркивающие слоистость. Нередки маломощные прослои желтовато-серых и зеленовато-серых гидрослюдисто-каолининовых алевритистых глин. Характерной особенностью осадков куртамышской свиты является высокое содержание в тяжелой фракции химически устойчивых минералов, главная роль среди которых принадлежит ильмениту – до 57–77 %. Легкая фракция песков сложена кварцем (80–90 %), полевым шпатом (3–6 %), кремнистыми агрегатами (до 4 %), слюдой (до 3 %). Пелитовая фракция представлена каолинитом с примесью гидрослюды.

Залегает свита несогласно, реже согласно на породах чеганской свиты и несогласно на других более древних образованиях. Перекрывается осадками неогена или четвертичными суглинками. Мощность отложений изменяется от 8 до 20 м.

Возраст свиты устанавливается по ее положению в разрезе между чеганской и наурзумской свитами, а также по литологическому сходству ее отложений с аналогичными образованиями смежных районов, где олигоценный возраст не вызывает сомнений.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ПОДОТДЕЛЫ

Наурзумская свита ($N_1^{1-2}nr$) выделена А. Л. Яншиным в 1953 г. в районе Наурзумского государственного заповедника в Тургайской впадине. Распространена по всей площади в виде небольших разрозненных пятен и только в юго-восточной части имеет площадное распространение. Представлена глинами, которые вниз по разрезу через переслаивание сменяются песками, с гравийно-галечным материалом в основании. Часто глины и пески фациально замещают друг друга. Глины преимущественно белые, серые, светло-серые, по составу гидрослюдисто-каолининовые. Пески кварцевые разнозернистые, часто глинистые, участками гравийные, косослоистые. Иногда в верхах разреза наблюдаются корочки и прослои железистых песчаников. На подстилающих породах свита залегает с размывом. Мощность отложений меняется от 1 до 10 м.

Гранулометрический состав песков указывает на их слабую степень сортировки. Легкая фракция песков состоит из кварца (80–90 %), полевого шпата (6–12 %), с примесью мусковита (до 2 %), гидроокислов железа и кремнистых образований. Из минералов тяжелой фракции

преобладают устойчивые: ильменит (до 48 %), рутил (до 10 %), ставролит (до 10 %), лейкоксен (до 10 %).

Органических остатков в образованиях свиты не обнаружено. Возраст отложений принят как ранний–средний миоцен на основании литологического сходства с отложениями смежных районов и согласно легенде Уральской серии.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ПОДОТДЕЛЫ

Светлинская свита ($N_1^{2-3}sv$) выделена на восточном склоне Урала и в Зауралье в объеме бывшей аральской свиты. Имеет очень ограниченное распространение: западнее оз. Шарыпкуль, в районе пос. Береговой, южнее пос. Тат. Караболка, в районе сс. Абдырова и Каратуган, юго-западнее с. Касарги, северо-восточнее пос. Бол. Баландино и южнее пос. Дубровка. Представлена глинами монтмориллонитового состава, пестроцветными – желтовато-бурыми, охристо-желтыми, желтовато-красными, желтовато-серыми, слабо песчаными, плотными неслоистыми с восковидным блеском, с большим количеством галек кварца, кремня и известняков, с железистым бобовником и карбонатными конкрециями. Иногда в глинах наблюдаются прослой и линзы разнозернистых полевошпат-кварцевых песков. Залегают отложения несогласно на более древних образованиях. Мощность свиты колеблется от 3 до 25 м.

Органических остатков не обнаружено. Возраст принят по положению в разрезе, по литологическому сходству с аналогичными отложениями на смежных территориях и согласно легенде Уральской серии.

ПЛИОЦЕН

СРЕДНИЙ ПОДОТДЕЛ*

Кустанайская свита (N_2^2ks) выделена А. П. Сиговым в 1954 г. в Южном Зауралье и Северном Тургае. Распространена по всей площади в виде отдельных участков различных размеров и приурочена обычно к современным озерным ваннам, реже к речным долинам и логам. На водоразделах отложения выполняют понижения в рельефе. Часто пространственно связана с отложениями миоцена. Представлена глинами буровато-серыми, зеленовато-серыми, желтовато-зеленоватыми, серыми до черных и разнозернистыми полимиктовыми песками с гальками кварца и обломками опок и палеозойских пород. Глины карбонатизированные, песчаные, содержат конкреции карбоната и железисто-марганцовистый бобовник. Залегает свита несогласно на всех более древних образованиях. Мощность осадков до 18 м.

По данным литологических анализов пелитовая фракция глин представлена гидрослюдой с примесью каолинита. В легкой фракции присутствуют кварц (78 %), полевые шпаты (до 12 %), обломки кремнистых пород (до 3 %), карбонатные стяжения (до 3 %). В тяжелой фракции преобладают неустойчивые к выветриванию минералы – роговая обманка и эпидот. В небольшом количестве присутствуют устойчивые – ильменит, циркон, рутил и аутигенные – гидроокислы железа и окислы марганца.

Возраст свиты обоснован находками остракод [39, 28], среди которых вид *Limnocythere sharapovae* Schweyer является характерным для среднего плиоцена (определения Э. Д. Яскевич).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах площади четвертичные образования развиты повсеместно и имеют различный генезис и возраст.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Батуринский и лозьвинский горизонты. Батуринская свита. *Аллювий* (albt) выполняет «мертвые» речные долины (палеодолины) на междуречьях. Они имеют субмеридиональное простирание и иногда наследуются современными малыми притоками рек. Наблюдаются

* Средний плиоцен соответствует верхнему плиоцену и соотносится с пьяченским ярусом на основании Постановления Бюро МСК, 2011 г.

восточнее оз. Карагайкуль, южнее пос. Нов. Соболева, восточнее озер Тептярги, Яу-Балык и Курги, юго-восточнее оз. Мал. Кисегач, в районе оз. Киржакуль, восточнее оз. Урефты, южнее болота Алакуль и северо-восточнее оз. Миништы. Это самые древние из четвертичных образований на площади листа N-41-II. Как правило, в районах их распространения наблюдается понижение рельефа, изобилие озер, болот и заболоченных участков, поросших травяно-кустарниковой растительностью. На аэрофотоснимках они хорошо дешифрируются. Отложения представлены песчаными карбонатизированными глинами, буровато-коричневыми, грязно-зелеными, зеленовато-серыми, желтовато-серыми с линзами и прослоями разнородных полимиктовых песков. Вниз по разрезу глины через переслаивание сменяются песками.

В основании иногда наблюдаются галечники мощностью от 0,5 до 3 м [32]. Залегают отложения с разрывом на породах палеозоя (в западной части площади) или палеогена (в восточной части). Перекрываются в Уральской структурно-фациальной зоне склоновыми суглинками, а в Западно-Сибирской области – лессовидными суглинками. Мощность осадков от 1,5 до 20 м.

Стратотип свиты изучен в Батурином карьере (Стефановский, 2006). Возраст отложений отвечает уровню батуринского и лозьвинского горизонтов раннего неоплейстоцена.

СРЕДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Аллювий исетской надпойменной террасы (a'II) формирует третью эрозионно-аккумулятивную террасу по левому берегу р. Миасс от пос. Долгодеревенское до пос. Бол. Баландино. Высота поверхности террасы 18–20 м от уреза воды. Дешифрируется терраса очень слабо, так как в большинстве случаев сnivelирована делювиальными процессами. В районе пос. Бол. Баландино терраса является цокольной.

Терраса сложена суглинками, супесями, грубозернистыми песками, часто глинистыми с примесью гравия и галек кварца, кремней, опок, с прослоями песчаных глин; песчано-галечными отложениями в основании разреза. На контакте с палеозойскими породами песчано-галечные отложения часто интенсивно омарганцованы и ожелезнены. Восточнее пос. Бол. Баландино, где отложения исетской террасы вскрыты современными логами, в разрезе террасы отмечаются валунно-глыбовые отложения. В грубообломочном материале величина галек по длинной оси изменяется от 3 до 10 см, размер отдельных валунов достигает 30 см; в составе их отмечаются кварц, кремнистые породы, эффузивы и сланцы. Пески по составу полевошпат-кварцевые. Мощность аллювия от 1,5 до 13 м.

По данным В. В. Стефановского (1990 г.) исетский аллювий в соседних районах содержит остатки фауны млекопитающих ранней стадии мамонтового комплекса, фауну пресноводных моллюсков и остракод, на основании которых возраст принимается в объеме ницинского и леплинского горизонтов.

Среднеуральский надгоризонт. Уйско-убоганская свита. *Лимний (IIIu)* выполняет древние озерные ванны и понижения палеорельефа на междуречьях Зауралья. Свита развита в восточной части площади, в районе оз. Айдыкуль и Кумкуль, болота Алакуль, в районе оз. Миништы, к северу от оз. Мыркай, а в центральной части площади – в районе с. Аминева. Отложения представлены плотными, вязкими зеленовато-серыми, голубовато-серыми гидрослюдистыми алевритистыми глинами, с линзами и прослоями кварцевых мелкозернистых песков, с обломками раковин тонкостенных моллюсков. В основании часто наблюдаются разнородные пески с редким гравием кварца. Для осадков характерна известковистость в виде включений, натеков и конкреций.

По данным литологических анализов озерные глины сложены каолинитом с примесью гидрослюды и с незначительным количеством карбоната. Легкая фракция однообразна и представлена кварцем (75–83 %), полевым шпатом (13–18 %), чешуйками слюды (до 5 %). В составе тяжелой фракции преобладают неустойчивые минералы (до 76 %), представленные, в основном, роговой обманкой (30–48 %) и эпидотом (15–28 %). Устойчивые минералы составляют 20–30 %. Среди них присутствуют ильменит, лейкоксен, циркон и рутил.

Отложения свиты залегают обычно на образованиях кустанайской свиты, реже на отложениях эоцена (ирбитской свиты). Перекрываются более молодыми озерными или лессовидными образованиями. Мощность отложений до 15 м.

По аналогии с фаунистически охарактеризованными осадками стратотипического разреза (Стефановский, 2006) и согласно легенде Уральской серии, возраст вышеописанных отложений принят в объеме среднеуральского (бахтинского) надгоризонта среднего неоплейстоцена.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Элювий (eII–III) распространен на денудационных поверхностях междуречий Зауральского пенеплена и Западно-Сибирской равнины и приурочен обычно к вершинам холмов и возвышенностей вблизи коренных выходов дочетвертичных пород. Представляет собой выветрелые коренные породы, измененные до глинистого состояния со щебнем и дресвой выветрелых нижележащих пород. Вещественный состав элювия очень разнообразен и тесно связан с литологией подстилающих пород. Мощность отложений до 3,5 м.

Элювий и делювий (e,dII–III) широко распространены и покрывают выположенные вершины и привершинные склоны возвышенностей, холмов Зауральского пенеплена и пологие склоны междуречий Западно-Сибирской равнины. Представлены бурыми и коричневатобурими глинами и суглинками со щебнем, дресвяными песками, дресвой и щебнем, содержание которого увеличивается к низам разреза. Вниз по склону замещается отложениями верхнего неоплейстоцена. Налегают образования со стратиграфическим перерывом на более древние нижележащие породы. Мощность их до 5 м.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения представлены аллювиальными, озерными, делювиальными и лессовидными образованиями.

Аллювий верхнего неоплейстоцена (aIII) прослеживается по всем рекам района и объединяет комплексы камышловской и режевской аккумулятивных террас. Часто этот аллювий описывается как камышловский, однако отдельные песчаные разрезы могут быть сопоставлены с режевской террасой. Трудности возникают при геоморфологическом выделении террасовых уровней и отсутствии интерпретации биостратиграфических критериев расчленения их по возрасту.

Высота поверхности террасы 3–8 м от уреза воды. Аллювий представлен суглинками, супесями, алевритистыми глинами, сменяющимися вниз по разрезу разнозернистыми полимиктовыми песками, глинистыми, буровато-желтого, желто-серого цвета, с линзами и прослоями глин и крупнозернистых песков, иногда содержащих примесь рудного шлиха (в виде нитевидных слоев). В основании иногда отмечается гравийно-галечный маломощный горизонт. Залегают отложения на цоколе пород фундамента или морских осадках палеогена. Мощность до 10 м.

Легкая фракция во всех литологических разностях представлена преимущественно кварцем (50–70 %), с примесью полевого шпата (до 18 %), слюды (3–7 %), обломков палеозойских пород (до 5 %). Пелитовая фракция представлена в основном каолинитом с примесью гидрослюды. В тяжелой фракции преобладают неустойчивые минералы: роговая обманка (до 42 %), эпидот и цоизит (до 22 %), гранат (до 10 %), магнетит (до 12 %). Из устойчивых отмечаются циркон, рутил, ставролит, лейкоксен. Из аутигенных минералов присутствует лимонит (1–2 %).

Согласно легенде Уральской серии возраст аллювия – поздний неоплейстоцен.

Аллювий камышловской террасы (a^kIII) развит на левобережье р. Миасс в районе д. Бол. Баландино и формирует вторую надпойменную аккумулятивную террасу, с относительной высотой поверхности 7–8 м. Терраса является цокольной, строение ее двучленное – нижняя часть террасы сложена русловыми и пойменными фациями: мелко- и среднезернистыми слоистыми и косослоистыми полимиктовыми песками с прослоями грубозернистых песков, с гравийно-галечным материалом в основании; верхняя представлена суглинками, супесями. Залегают на палеозойских породах.

Возраст отложений обоснован находками фауны крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, остракод и спорово-пыльцевыми комплексами, позволяющими датировать отложения террасы в объеме стрелецкого и ханмейского горизонтов верхнего неоплейстоцена (Стефановский, 2006).

Аллювий режевской террасы (a^rIII) выделен в северной части площади на р. Караболке, севернее пос. Новобурино, где формирует первую надпойменную террасу, являющуюся аккумулятивной, с ровной поверхностью и относительной высотой от 2 до 5 м над урезом воды. Представлен песками с гравием и галькой, глинами, суглинками. Для осадков характерна темная окраска – от серой до черной. Мощность аллювия до 6 м. По стратиграфическому и геоморфологическому положению возраст аллювия принят как верхне-неоплейстоценовый (невьянский и полярноуральский горизонты).

Зырянский надгоризонт. *Лессоиды* (LIIIzr) развиты в восточной части площади повсеместно и покрывают водораздельные пространства, пологие склоны холмов и возвышенностей. Пред-

ставлены бурями, буровато-коричневыми суглинками и супесями, пористыми, лессовидного облика, с вертикальной столбчатой отдельностью, с включениями известковистых журавчиков. Контакт с подстилающими породами постепенный или резкий, причудливо-клиновидный, осложненный криогенезом. Мощность 2–3 до 6 м. Возраст устанавливается по фациальному замещению лессоидов деловием склонов речных долин, который соответствует зырянскому времени.

Деловий (dIIIzr) развит на склонах речных долин в Западно-Сибирской СФцО. Представлен бурями, коричневатобурими суглинками, супесями и глинами, часто макропористыми, с известковистыми журавчиками, с редкой галькой кварца и мелкого щебня коренных пород. В естественных обнажениях иногда наблюдаются слоистость параллельная склону, криогенные текстуры. Залегает на породах палеогена и аллювии плейстоцена. Мощность 2–5 до 6 м. Возраст устанавливается по наличию криогенных текстур и по сочленению с перигляциальными фациями камышловской террасы.

Деловий североуральского надгоризонта (dIIIsv) и *полярноуральского горизонта* (dIIIpu) имеют широкое распространение в Уральской СФцЗ. Они покрывают склоны холмов, возвышенностей и речных долин (dIIIsv) и малых притоков (dIIIpu). Представлены коричневыми, бурими глинами и суглинками, с выветрелым щебнем подстилающих пород и редким гравием. Особенность образований – наличие карбонатных конкреций, иногда карбонатизация по всей массе. Мощность отложений до 6 м. Деловий с размывом налегает на более древние породы. На основании фациального сочленения деловия с отложениями террасы (aIII) возраст деловия – поздний неоплейстоцен.

Кумлякская свита. *Лимний* (lIIIkm) приурочен к многочисленным озерным впадинам, преимущественно в восточной части площади (озера Чебакуль, Шугуняк, Уелги, Айбыкуль, Тишки и др.). Отложения представлены горизонтальнослоистыми песчанистыми глинами с гнездами гипса и обуглившимися растительными остатками, иловатыми, мелко- и среднезернистыми песками, в основании иногда грубозернистыми со щебнем и галькой. Глины желтовато-коричневато-серые, серовато-зеленоватые известковистые, иногда с примесью гравия и гальки. Данные отложения уверенно дешифрируются по АФС.

По данным литологических анализов глинистая составляющая песков представлена монтмориллонитом с примесью гидрослюда. В легкой фракции присутствуют кварц (67–75 %), полевые шпаты (16–20 %), слюда (до 5 %), известковистые включения (до 5 %). В тяжелой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы: магнетит (7–12 %), роговая обманка (51–56 %), эпидот (18–23 %), гранат (до 10 %), тремолит. Содержание химически устойчивых минералов очень незначительно: циркон (4–7 %), ильменит (6–8 %), турмалин, ставролит и лейкоксен (по 1–2 %).

Залегает свита в основном согласно на более древних озерных образованиях и несогласно на породах палеозоя, палеогена и неогена. Перекрывается маломощными суглинками лессовидного облика. Мощность отложений 4–5 до 20 м.

Возраст отложений принят как верхний неоплейстоцен по литологическому сходству со стратотипом кумлякской свиты, охарактеризованной палинологически (Стефановский, 2006) и согласно легенде Уральской серии.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Элювий и деловий (e,dIP) распространены ограниченно в западной половине площади и развиты на возвышенностях и их пологих склонах. Представлены глинами, суглинками, супесями со щебнем выветрелых подстилающих пород и редким гравием кварца. В большинстве случаев данные образования залегают на мезозойских корах выветривания. Мощность до 3 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН

Лимний и палюстрий (l,plIII–H) развиты локально в северной и восточной частях площади: южнее оз. Скайлы, восточнее пос. Муслюмово (южнее и севернее р. Теча), восточнее пос. Лесной и восточнее пос. Нов. Курманово. В большинстве случаев данные отложения связаны с отмирающими озерными ваннами и представлены полевошпат-кварцевыми разнозернистыми песками, заиленными песками, карбонатизированными глинами, сапропелями и торфами. Цвет глин и песков серый, зеленовато-серый, бурый с зеленоватым оттенком. Заблачивание озер происходит и в настоящее время, но начало заложения, по-видимому, связано с поздним неоплейстоценом. Мощность отложений до 5 м.

Отложения содержат спорово-пыльцевые спектры и комплексы остракод плейстоцен–голоценового возраста. На основании этого и согласно легенде Уральской серии 2010 г. возраст отложений принят как верхний неоплейстоцен–голоцен.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт представлен аллювиальными, озерными, делювиально-аллювиальными, озерными и биогенными нерасчлененными, и биогенными отложениями.

Аллювий (aHgr) распространен в руслах современных рек и формирует высокую и низкую пойменные террасы и русла. Аллювий высокой поймы представлен старичной и пойменной фациями с подчиненной им русловой, приуроченной к основанию разреза и сложен песчаными глинами темно-бурого, буровато-коричневого, реже синевато-серого цвета с прослоями серых, темно-серых песков от мелко- до среднезернистых с галькой и гравием полимиктового состава. Иногда присутствуют гумусовые прослои. С глубиной количество песка и галечно-гравийного материала увеличивается до 60–70 %, в базальном горизонте отмечаются галечные отложения. Мощность аллювия высокой поймы достигает 5 м. Низкая пойма формируется и в настоящее время. В ее разрезах преобладают русловые фации, представленные в основном песками и галечниками. Мощность аллювия низкой поймы не больше 1,5–2 м. Русловые отложения представлены разномерными песками с гравийно-глинистым материалом. Мощность до 6 м.

Делювий и аллювий (a,dHgr) слагают русла современных мелких притоков рек и логов. Представлены песками гравийными, глинистыми песками, глинами с гравием и щебнем местных пород. Мощность до 5 м.

Лимний (lHgr) имеет широкое распространение на междуречьях и приурочен к современным озерным ваннам. Сюда отнесены озерные террасы, береговые валы, пляжи, косы, отмели, сложенные галечниками, гравием, песками, алевритами и донные осадки представленные иловатыми глинами, илами, сапропелями. Мощность до 5 м.

Лимний и палюстрий (l,plHgr) тесно связаны с современными озерами, которые при дряхлении зарастают, превращаясь в болота и в конечном итоге покрываются торфяниками. Представлены илистыми песками, иловатыми голубовато-серыми болотными глинами с пятнистым обохриванием, торфянистыми глинами, илами, сапропелями и торфами. Мощность до 8 м.

Палюстрий (plHgr) развит в верховьях логов, на поймах речных долин, на междуречьях в низинах и на участках избыточного увлажнения. Отложения представлены темно-серыми до черными илистыми глинами, торфянистыми глинами, торфом, мощность которого на отдельных торфяниках достигает 3 м. Мощность до 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования широко распространены и занимают 30–35 % от площади листа N-41-II. Время их формирования – от среднего ордовика до среднего триаса. В составе интрузивных комплексов участвуют породы от ультраосновного до кислого состава, сформированные в различных геодинамических обстановках и имеющие различную геохимическую специализацию.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Чебаркульско-казбаевский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый представлен гарцбургитами, дунитами, габбро, слагающими Касаргинский, Муслюмовский и ряд мелких массивов, приуроченных к границам структурно-формационных подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. Массивы в большинстве случаев имеют аллохтонное залегание, участвуют в строении тектонических покровов, представляя собой пластины в их составе. Характеризуются положительными магнитными аномалиями в 100–10 000 нТл, в гравитационном поле либо не проявляются, либо сопровождаются понижением силы тяжести на 0,5–1 мГал.

Комплекс двухфазный: *первая фаза* ($v\sigma O_2 \check{c}k_1$) – серпентиниты апогарцбургитовые, аподунитовые, апопироксенитовые антигоритовые; метасоматиты – тальковые, тальк-магнезитовые породы; *вторая фаза* ($vO_2 \check{c}k_2$) – габбро разнозернистые.

Касаргинский массив располагается на юго-западе площади на восточном и южном побережье одноименного озера. Состоит из нескольких линзовидных блоков и пластин, сложенных гипербазитами двух разновидностей – линзовидно-тонкоплитчатыми и массивными с характерным сетчатым рисунком из мелких микроблоков (3–5 см), разделенных прожилками анкерита. Подобные текстуры характерны для блоков, подвергшихся всестороннему сжатию. Гипербазиты в массивных фрагментах тел сложены лизардитизированными гарцбургитами, среди которых встречаются дайкообразные тела серпентинизированных дунитов, отличающихся своей более желтоватой окраской и отсутствием энстатита (бастита). Апогарцбургитовые серпентиниты состоят из лизардита, бастита, хризотила, серпофита, вторичного магнетита (1–5 %) и карбоната (1–2 %, редко до 15 %). Хромшпинелид образует в них единичные ксено- и гипидиоморфные зерна (от 0,08–0,2 до 0,5–1,2 мм) и составляет 1–3 %. Структура серпентинитов петельчатая, ленточно-волокнистая, волокнисто-прожилковая, поперечно-волокнистая. Аподунитовые серпентиниты образуют дайкообразные тела в апогарцбургитовых серпентинитах мощностью от долей метра до 5–10 м. Структура их мелкопетельчатая. В ячейках петель – α -лизардит или хризотил по оливину и серпофитоподобные образования. В аподунитовых серпентинитах отмечается вкрапленный и густо вкрапленный хромит (1–2 %) ксеноморфного и идиоморфного габитуса, карбонатизация проявлена слабо (1–2 %), магнетит почти отсутствует.

Муслюмовский массив расположен в районе пос. Муслюмово и состоит из двух разобщенных тел, сложенных в различной степени измененными гипербазитами. По данным сейсмических исследований [22] породы массива слагают аллохтонную пластину в тектоническом покрове мощностью от 0,5–0,7 км, редко до 1 км, залегающую субгоризонтально на разнородных образованиях палеозоя. В отдельных фрагментах этого покрова, в северной части массива установлено чередование в разрезе апогарцбургитовых серпентинитов и пироксенитов. Мощности последних в скважинах колеблются от 0,7 до 11 м. В составе массива преобладают аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты с содержанием нормативного оливина от 100 до 55–60 %, соответственно, с появлением нормативного ортопироксена до 40 % в последних. Нормативное содержание клинопироксена обычно 2–5 %, редко до 10 %, что возможно, отвечает аполерцолитовым разностям. Акцессорный хромит составляет 1–2 %. Плотности серпентинитов

комплекса колеблются от 2,56 до 2,68 г/см³, серпентинизированных пироксенов – 2,80 г/см³, радиоактивность – 0,3–1,5 мкР/ч.

По химическому составу [82] гипербазиты комплекса отвечают гарцбургитам, дунитам, реже лерцолитам. Для них характерны низкие содержания TiO₂ (0,01–0,02 %, до 0,1 %) и суммарного железа (5,7–8,5 %), низкая щелочность (от 0,04–0,06 до 0,13–0,38 %). Пересчет на нормативный состав показывает значительные вариации первичных породообразующих минералов: оливина (60–85 %) и ортопироксена (15–40 %) с незначительной примесью клинопироксена (до 5 %). По распределению РЗЭ [82] среди гипербазитов Касаргинского массива выделяются 2 типа. Первый из них характеризуется содержанием РЗЭ на хондритовом уровне и отрицательной аномалией Eu, второй – имеет W-образный вид графиков, обогащен тяжелыми и легкими РЗЭ с положительной Eu-аномалией. Можно предположить, что первый тип гипербазитов близок к лерцолитовому субстрату, а второй – к истощенному гарцбургитовому реститу. Серпентинизация и карбонатизация гипербазитов указывает на значительное преобразование в коровых условиях, что отличает их от ультрабазитов более западных поясов, сформированных в условиях корневых частей континентальных рифтов и начальных этапов формирования океанической коры (массивы Крака и Нурали, соответственно). Скорее всего, гипербазиты массивов были сформированы в условиях зрелой океанической коры и, возможно, преобразованы над зоной субдукции. На классификационной диаграмме SiO₂–(FeO+Fe₂O₃/MgO) фигуративные точки составов габброидов Муслюмовского массива располагаются вдоль прямой, разделяющей составы толеитовой и известково-щелочной серий в области габброидов СОХ. В целом, Касаргинский и Муслюмовский массивы можно сопоставлять с представителями дунит-гарцбургитовой альпинотипной формации Урала. Для ультрабазитов комплекса характерны вышекларковые содержания (n·10⁻³ %): Ti (200–700), Cu (7–15), Pb (до 4), Zn (5–10), V (5–10), Cr (300–1 000). В габброидах отмечаются вышекларковые содержания (n·10⁻³ %): Ti (300–700), Cu (1,5–15), Zn (7–15), Mo (0,2–0,5), V (15–20). Потенциальная рудоносность массивов определяется их хромовой специализацией и наличием точек с хромитовой минерализацией. По данным нейтронно-активационного анализа (НАА) в хромитовых вкрапленных и сплошных рудах в Муслюмовском массиве отмечены повышенные содержания As (16,2–30,5 г/т) и в одной из проб – Au (0,17 г/т) и Pt (0,06 г/т). В зоне Челябинского разлома в полосе протрузивных тел серпентинитов известны находки россыпного осмистого иридия. Возраст комплекса принят в соответствии с Легендой Уральской серии ГК-1000/3 среднеордовикским.

Дружининский комплекс габбро-гарцбургитовый (bσO₂d) представлен серпентинитами апогарцбургитовыми антигоритовыми и отдельными телами габбро мелкозернистых. Породы комплекса развиты в зоне Бичурско-Копейского тектонического разлома в Ильиново-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Они образуют линзовидные вытянутые в субмеридиональном направлении тела, протяженностью 1–5 км, характеризуются слабыми аномалиями магнитного поля (до 5 нТл), в гравитационном поле не выделяются.

Серпентиниты сложены лизардитом, хризотилом, антигоритом, баститом и ксеноморфными зернами акцессорной хромшпинели (1–2 %), почти полностью замещенной вторичным магнетитом (1–12 %) или хромитом. Из первичных минералов в них сохраняются иногда реликты оливина, энстатита и хромшпинели в количестве 0–15 %. Структура серпентинитов петельчатая, решетчатая, пластинчато-секториальная, волокнисто-петельчатая.

Габброиды комплекса – мелкозернистые, сосюритизированные, с офитовой и габбровой структурами, содержат полностью сосюритизированный плагиоклаз и уралитизированный клинопироксен. Плотность пород – 2,62 г/см³, магнитная восприимчивость – (2 000–4 000)·10⁻⁵ ед. СИ. Химический состав серпентинитов [82] характеризуется низкими содержаниями оксида титана (0,04 %) и высокой магнезиальностью (44,04 %), что вместе с составом хромшпинелида (алюмохромит) свидетельствует о принадлежности серпентинитов к офиолитовой формации (габбро-дунит-гарцбургитовой). В габброидах отмечаются более высокие содержания оксидов титана (0,45 %), кальция (10,51 %), щелочей (2,34 %). Распределение РЗЭ в серпентинитах комплекса характеризуется слабой степенью дифференцированности, снижением содержаний в группе ЛРЗЭ от La к Sm и слабым ростом ТРЗЭ от Gd к Lu с незначительной отрицательной аномалией Eu [152]. Возраст комплекса в соответствии с Легендой Уральской серии принят среднеордовикским.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Рефтинский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый выделен в пределах Сосьвинско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Его породы слагают южную часть Тю-

букского плутона, Кисегачинский и Сарсангинский массивы. Комплекс трехфазный: *первая фаза* (vS_2f_1) – габбро, габбродолериты, редко пироксениты; *вторая фаза* (δS_2f_2) – диориты, кварцевые диориты; *третья фаза* ($r\gamma S_2f_3$) – плагиограниты, реже тоналиты, плагиогранит-порфиры. Породы первой и второй фаз представлены в зональном Сарсангинском массиве с развитием во внешних частях габброидов и пироксенитов, в центральной – диоритоидов. Эта зональность в строении отчетливо подчеркивается характером магнитных полей и близким к концентрическому рисунком геофизических аномалий. Габброидам отвечают положительные магнитные аномалии интенсивностью до 500–1 100 нТл и локальные положительные аномалии силы тяжести разной интенсивности. Диориты характеризуются слабоотрицательным магнитным полем, локальными понижениями силы тяжести.

Габбро – темно-зеленые крупно-, среднезернистые, массивные. Состоят из клинопироксена (40 %), плагиоклаза № 48–50 (40 %) и вторичных минералов (до 20 %). Клинопироксен образует идиоморфные таблитчатые зерна, размером 0,2–0,3 мм, и последовательно замещается роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, эпидотом. Структура пород габбровая, реже – офитовая. Отмечаются катаклазированные и брекчиевидные габброиды с отчетливой брекчиевидной текстурой и бластогаббровой структурой. Плотность габбро – 2,90–3,0 г/см³, магнитная восприимчивость $(0–6\ 000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Диориты и кварцевые диориты второй фазы – среднезернистые мезократовые породы, состоящие из плагиоклаза № 35 (60 %), амфибола и биотита (25 %), кварца (12 %) с незначительным количеством решетчатого микроклина. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз сосюритизирован, серицитизирован или альбитизирован. Обыкновенная роговая обманка замещается хлоритом, эпидотом, магнетитом, отмечается в виде вростков в плагиоклазе. Биотит образует иногда сростки с роговой обманкой, замещает ее и замещается хлоритом. Кварц образует характерные угловатые ксеноморфные зерна в промежутках между зернами плагиоклаза и роговой обманки, часто раздроблен, имеет волнистое погасание.

Плагиограниты третьей фазы широко представлены в составе Тюбукского плутона. Это мезократовые неравнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, биотита, кварца и калиевого полевого шпата в переменных количествах. Плагиоклаз зональный, по составу отвечает андезину № 31–33, в краевых зонах – олигоклазу № 22, составляет 45–55 % породы; калишпат (3–16 %) нерешетчатый; кварц (19–25 %) выполняет угловатые промежутки между зернами плагиоклаза или перекристаллизован в мелкозернистые агрегаты; биотит (до 5–7 %) частично хлоритизирован. Иногда отмечается роговая обманка – до 5 %. Акцессорные – апатит, циркон, магнетит. Плотность пород составляет от 2,65 до 2,76 г/см³, магнитная восприимчивость – $(21–135) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 12–17 мкР/ч. В южной части плутона в плагиогранитах отмечается замещение плагиоклаза мусковитом (серицитом) и альбитом, увеличение содержания калишпата до 20 %, биотитизация роговой обманки, перекристаллизация кварца под влиянием более поздних гранитов. Породы подвергнуты позднейшим дислокациям, имеют часто гнейсовидный облик, участками эпидотизированы. Среди них отмечаются развалы кварцевых жил, иногда с пирит-халькопиритовой минерализацией, вероятно, также связанной с более поздними гранитами.

Для пород комплекса характерно преобладание Na₂O над K₂O, калиево-натриевый и натриевый типы щелочности при сумме щелочей 0,7–7,1 % и низкие содержания TiO₂ (0,12–0,31 %) [82]. В габброидах массива отмечаются вышекларковые содержания ($n \cdot 10^{-3}$ %): Ti (200–700), Cu (5–30), Zn (5–15), V (15–20), в плагиогранитах – Ni (2–10), Cu (3–15), Zn (7–15). На классификационной диаграмме SiO₂–(FeO+Fe₂O₃/MgO) точки составов габброидов Сарсангинского массива располагаются в области известково-щелочной серии в поле COX. Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации.

А. В. Коровко [95] указывает, что плагиограниты комплекса пересекают породы мало-рефтинской толщи, возраст которой определен севернее изученной территории как O₃–S₁. Датировки возраста плагиогранитов Аверинского массива (лист O-41-XXXII), проведенные Е. В. Лобовой и В. Н. Смирновым [11], составляют 419±4 млн лет (U-Pb метод по цирконам, SHRIMP-II), что отвечает позднему силуру. Абсолютный возраст габброидов Сарсангинского массива, определенный Sm-Nd методом, составляет 418±96 и 396±28 млн лет. Исходя из приведенных данных, возраст комплекса принят позднесилурийским.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Канзафаровский комплекс габбро-диоритовый (vD_1kn) представлен габбро, габбродиоритами, микрогаббро, редко пироксенитами, диоритами, развитыми в Сосьвинско-Теченской под-

зоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Они образуют тела габбро и пироксенитов в районе юго-восточного экзоконтакта Шарыпкульского массива, группу тел габбро и пироксенитов в районе оз. Каинкуль, в восточной экзоконтактовой зоне Калдинского плутона, тела габбро на северо-восточном и юго-западном (Канзафаровский массив) берегах оз. Уелги и в восточной части Буринско-Карабольского плутона. Породы комплекса комагматичны вулканитам теченской толщи (D_1) и имеют с ними интрузивные контакты. Тела габбро и пироксенитов фиксируются локальными положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью 2 000–5 000 нТл и локальными положительными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью 0,3–1,0 мГал.

Габбро представлено такситовыми разностями от мелано- до лейкократовых с различной зернистостью или порфиroidными. В их составе отмечаются ортопироксен и амфиболлизированный клинопироксен, обыкновенная и уралитовая роговые обманки, зональный плагиоклаз (лабрадор), магнетит (до 10 %), титаномагнетит (7–10 %), пирит (1–2 %); вторичные – хлорит, эпидот, биотит. Плотность габбро – 2,75–3,1 г/см³, магнитная восприимчивость – от 5 до 11 200·10⁻⁵ ед. СИ. В массивах габбро отмечаются дайки микрогаббро и мелкопорфировых габбро, по составу аналогичных вмещающим габброидам, а также тектонизированные ксенолиты габбропироксенитов. Пироксениты комплекса – мелкозернистые, клинопироксеновые, частью амфиболитизированные. В их составе отмечаются акцессорные – титаномагнетит, пирит, халькопирит, ильменит, шпинель, сфен, эпидот; и вторичные – хлорит, карбонат, биотит. Плотность пироксенитов – 2,77–3,32 г/см³, магнитная восприимчивость – (33–10 900)·10⁻⁵ ед. СИ, радиоактивность – 0,5–3 мкР/ч.

Химический состав пород [82] отвечает габбро, для которых характерны повышенные содержания TiO_2 (1,3–3 %), P_2O_5 (0,2–0,4 %), частое присутствие высокожелезистых разностей ($FeO+Fe_2O_3=8–16$ %), натриевый тип щелочности при сумме щелочей – 2,8–5,1 %. По нормативному составу они отвечают габброноритам, оливиновым габброноритам, габбро. График нормированного распределения РЗЭ для габброидов комплекса характеризуется довольно высоким уровнем содержаний – $K_N45,5$ для La и $K_N40,7$ для Lu при слабой их дифференцированности и имеет почти прямолинейный вид. На диаграмме $SiO_2-(FeO+Fe_2O_3/MgO)$ составы габброидов Канзафаровского массива располагаются в поле интрузивных траппов, и их можно отнести к образованиям габбро-долеритовой формации.

В восточной части Буринско-Карабольского плутона в меланократовых габбро, в габбро и пироксенитах Каинкульского и Чебакульского массивов известны проявления титаномагнетитовых руд.

Абсолютный возраст габброидов Канзафаровского массива, определенный Sm-Nd методом, составляет 428±170 и 444±120 млн лет. Согласно Легенде Уральской серии возраст комплекса принят нижнедевонским.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Касаргино-тептяргинский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый выделен в Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, имеет двухфазное строение: *первая фаза* (vD_2kt_1) – габбро, габбродиориты, реже диориты; *вторая фаза* (pyD_2kt_2) – плагиограниты, тоналиты, редко плагиогранит-порфиры. Образования комплекса слагают Тептяргинский массив, Кульмяковский плутон и участвуют в строении других массивов. Тептяргинский массив располагается на южном берегу оз. Тептярги, имеет штокообразную форму и размеры – 5×3 км, сложен породами второй фазы. В магнитном поле ему отвечают слабо отрицательные аномалии, в поле силы тяжести – отрицательная локальная аномалия интенсивностью 6 мГал. Массив имеет активные интрузивные контакты с вмещающими вулканитами теченской толщи (D_1) с их ороговикованием (окварцеванием, амфиболитизацией), реже – скарнированием в зонах экзоконтактов, с юга он перекрывается отложениями дербишевской толщи (C_1). Кульмяковский плутон находится в северной части площади, протягивается на юг от д. Кульмякова на 10 км, при ширине 1–1,2 км и сложен породами двух фаз. Он фиксируется локальным понижением силы тяжести, в магнитном поле положительными аномалиями выделяется краевая западная часть массива, связанными с зонами скарнирования.

Габбро первой фазы – средне-, реже крупнозернистые массивные породы, иногда порфиroidные, состоящие из сосюритизированного плагиоклаза (52 %), амфиболлизированного клинопироксена (48 %), кварца (0–3,3 %), апатита (0,3 %), ильменита (0,2–1,5 %); вторичных минералов – сосюрита, актинолита, хлорита. Структура пород габбровая, участками пойкилоофитовая. Плотность габброидов – 2,95 г/см³, магнитная восприимчивость – 26·10⁻⁵ ед. СИ. Диориты и кварцевые диориты – средне- и крупнозернистые с массивной или полосчатой текстурами.

Состоят из плагиоклаза № 8–35 – 56 %, кварца – 0–17 %, роговой обманки – 11 % и микроклина – 9 %. Акцессорные минералы: сфен, апатит, ильменит; вторичные: актинолит, соссюрит, хлорит, эпидот. Структура пород гипидиоморфнозернистая. На отдельных участках породы катаклазированы с развитием в них эпидот-хлорит-кварцевых, кварц-эпидотовых прожилков.

Плагиограниты второй фазы имеют крупно- и среднезернистую, иногда порфирированную структуры. В шлифах структура гипидиоморфнозернистая. Их средний состав: кварц – 38–42 %, ортоклаз – 6–19 %, плагиоклаз № 12–30, иногда зональный – 50–60 %, биотит – до 4 %, магнетит и пирит – до 1,5 %. Вторичные изменения – серицитизация, реже – соссюритизация плагиоклаза, хлоритизация биотита. Плотность плагиогранитов – 2,56–2,61 г/см³, магнитная восприимчивость – $(25–100) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 2–6 мкР/ч. Тоналиты преимущественно порфирированные, с мелкозернистым базисом и вкрапленниками кварца, плагиоклаза и роговой обманки размерами 1–3 мм. Плагиоклаз зональный: в центральных зонах соответствует № 32, в краевых – № 22. Роговая обманка замещается эпидотом и хлоритом. Акцессорные – магнетит и пирит. В нормативном составе тоналитов отмечаются: плагиоклаз – 43–61 %, кварц – 18–27 %, калишпат – 8–13 %. Плагиограниты и тоналиты характеризуются натриевым типом щелочности при содержаниях TiO₂ – 0,1–0,4 %, Al₂O₃ – 13,5–15,7 % и K₂O – 0,9–2,8 %, по которым часть пород приближается к собственно гранитовым разностям. График нормированного распределения РЗЭ характеризуется слабой дифференцированностью и конфигурацией, близкой к хондритовому типу с K_N6,5–14,2 (La) и 5–5,9 (Lu), с отрицательной Eu-аномалией [82]. Пространственно с породами комплекса связаны жильные плагиогранит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты.

Комплекс принадлежит к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. С ним связано формирование месторождений (Кульмяковское, Зырянкульское) скарново-магнетитовых руд. Возраст плагиогранитов Кульмяковского массива (U-Pb метод по циркону, SHRIMP) составляет 392–393±4 млн лет. Комплекс является среднедевонским.

Баклановский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый (v-γD_{2b}) представлен габбро, габбродиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, образующими небольшие тела в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Наиболее крупное тело габброидов находится у восточной границы площади юго-восточнее пос. Кошкуль. По геофизическим данным оно является продолжением безымянного массива габброидов, располагающегося в пределах листа N-41-III. Здесь габброидам отвечает повышенное магнитное поле, хорошо подчеркивающее вытянутую в северо-восточном направлении форму массива, замыкающегося к юго-западу. Размер массива в пределах площади до 1×3 км. В гравитационном поле массиву отвечает локальное повышение значений силы тяжести.

По данным [152], габброиды комплекса – мелко-среднезернистые породы, состоящие из андезин-лабрадора, моноклинного пироксена авгит-диопсидового ряда, гиперстена и вторичной роговой обманки, которая развивается по пироксенам. К числу второстепенных минералов относятся биотит (по пироксену и амфиболу), калиевый полевой шпат (ортоклаз), кварц. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил, гранат, сфен, реже турмалин, хромит, ильменит, магнетит, халькопирит. Структура габбровая, иногда порфирированная с крупными выделениями зонального плагиоклаза.

В составе диоритов и гранодиоритов – плагиоклаз, роговая обманка и кварц в различных количествах. В целом породы комплекса имеют невыдержанный состав: содержание SiO₂ в них колеблется от 48,4 до 53,8 %, Na₂O – 2,2–3,3 %, K₂O – 1,3–4,2 %. Диоритоиды иногда характеризуются повышенной щелочностью, которая имеет вторичный характер за счет наложенной калишпатизации и биотитизации в результате гранитизации пород под влиянием более поздних гранитов. Плотность габброидов – 2,95 г/см³, кварцевых диоритов и гранодиоритов – 2,65 г/см³. Магнитная восприимчивость меняется от $5,27 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ в габбро до $0 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ – в кислых разностях. По петрографическим и петрохимическим особенностям магматиты комплекса близки к образованиям габбро-диорит-плагиогранитовой формации.

Возраст комплекса (Горбачев Ю. Н., 2002) составляет 315–355 млн лет (K-Ar метод, Баклановский массив) и 387 млн лет (K-Ar метод, Ереминская интрузия). Согласно Легенде Уральской серии возраст комплекса принят среднедевонским.

ПОЗНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Надыровомостовский комплекс монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовый представлен габброидами, диоритами, гранодиоритами и граносиенитами, участвующими в строении сложных плутонов в пределах Сосьвинско-Теченской и Копейско-Ушкотинской подзон

Алапаевско-Адамовской СФЗ: Татарско-Карабольского, Буринско-Карабольского, Куяшского, Калдинского, Надыровомостовского. Отдельные небольшие тела габброидов установлены в составе олистостромы во второй из вышеназванных подзон. Расположение перечисленных plutонов в плане (кроме олистостромовых) позволяет связывать их с зонами тектономагматической активизации, контролируемые системами нарушений северо-западного (Надыровский разлом) и северо-восточного (Алапаевско-Челябинский разлом) простираний.

Комплекс трехфазный: *первая фаза* ($\mu\nu D_3 n m_1$) – монцогаббро, габбро; *вторая фаза* ($\mu\delta D_3 n m_2$) – монцодиориты, диориты, кварцевые диориты; *третья фаза* ($\gamma\xi D_3 n m_3$) – граносиениты, гранодиориты.

Из перечисленных массивов наиболее изучены Калдинский и Надыровомостовский, в строении которых отмечаются общие особенности. Калдинский массив расположен в районе оз. Калды, имеет форму удлинённого по меридиану овала. Размеры его в плане 10×15 км, строение зональное. В краевых частях развиты габброиды, образующие фрагменты дугообразной формы и блоки различной величины в породах поздних фаз, они отчетливо выделяются магнитным полем высокой интенсивности. К внутренней зоне массива они последовательно сменяются монцонитоидами и диоритоидами второй фазы. Ближе к центральной, а также в северной частях массива располагаются удлинённые и дугообразные, сложной формы тела гранодиоритов и граносиенитов третьей фазы, подчеркивающие в целом общую конфигурацию массива. В юго-западной и центральной частях массива развиты плагиограниты более позднего маминского комплекса (C_1), в северной и восточной частях – габброиды канзафаровского комплекса (D_1). Кроме них установлены небольшие тела гранитов курайского (C_2) и кременкульского (P_3) комплексов, прорывающие породы всех фаз массива. Надыровомостовский массив имеет меньшие размеры – 7×8 км, более или менее изометричную форму и неотчетливое зональное строение из-за меньшей сохранности (или развития) габброидов первой фазы, преимущественного развития диоритов и кварцевых диоритов в составе второй фазы, а также благодаря наличию останцов кровли, представленных базальтоидами. В его южной и северной частях отмечаются небольшие тела граносиенитов третьей фазы, а в центральной – тело более ранних гранитоидов касаргино-тептяргинского комплекса (D_2). Морфология магнитного поля этого массива сложная и лишь в южной и юго-восточной зонах массива реконструируется его первоначальное кольцевое строение. Массивы разделены полосой образований теченской толщи (D_1) шириной до 4–6 км.

Породы первой фазы комплекса представлены габбро, монцогаббро, часто – кварцсодержащими с переходами к габбродиоритам. Они имеют такситовое строение, обусловленное наличием неотчетливых лейкократовых и меланократовых полос и участков. Структура их средне- и неравномернозернистая, габбровая с переходом к монцонитовой. В составе пород отмечаются: плагиоклаз, иногда зональный (лабрадор в центральных зонах, андезин – в краевых) – 35–45 %, клинопироксен (20–25 %), роговая обманка (12–20 %), калиевый полевой шпат (5–18 %), биотит – до 5 %, кварц – до 10 %. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, магнетит, титаномагнетит. Плотность габброидов составляет $2,78\text{--}2,97$ г/см³, магнитная восприимчивость – $(25\text{--}6\ 199) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность по сравнению с габброидами более ранних комплексов повышенная до 7–18 мкР/ч.

Породы второй фазы – переменные по составу диориты, кварцевые диориты, монцодиориты имеют отчетливые интрузивные контакты с габброидами, содержат их ксенолиты, иногда имеют облик интрузивных брекчий, в которых выполняют роль цемента. Строение пород также неоднородное, такситовое, структура крупно-, среднезернистая. В их составе: плагиоклаз – андезин № 31–43 (45–65 %), роговая обманка (до 30 %), кварц (3–15 %), биотит (5–20 %). Монцодиориты отличаются большей лейкократовостью и содержанием калишпата до 10–25 %. Плагиоклаз интенсивно сосюритизирован и эпидотизирован. Роговая обманка частично замещена более поздним амфиболом, биотитом и хлоритом. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, монцонитовая. Плотность пород – $2,68\text{--}2,9$ г/см³, магнитная восприимчивость – $(13\text{--}4\ 400) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 10–16 мкР/ч.

Третья фаза комплекса представлена гранодиоритами, граносиенитами биотит-роговообманковыми, связанными между собой постепенными переходами. Породы средне-, мелкозернистые с характерной гипидиоморфнозернистой структурой, иногда с элементами микропегматитовой структуры, характеризуются небольшим содержанием темноцветных минералов (3–5 %). Средняя плотность пород – $2,78$ г/см³, магнитная восприимчивость – $24 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 10–16 мкР/ч. В экзоконтактовых зонах пород третьей фазы отмечается калишпатизация пород ранних фаз. Иногда граносиениты имеют облик интрузивных брекчий и содержат обломки пород второй фазы.

Особенности химического состава пород [82] подтверждают их принадлежность к единому последовательно дифференцированному субщелочному комплексу, где с ростом кремнезема наблюдается постепенное снижение содержаний TiO_2 (с 0,7 % у габбро до 0,2 % у пород третьей фазы), снижение суммарного железа и увеличение суммы щелочей (с 2,5 % у габбро до 8,8 % у пород третьей фазы). График нормированного распределения РЗЭ для гранодиоритов имеет вид плавно восходящей линии от Lu ($K_N 3,68$) к La ($K_N 56,68$), при этом степень дифференцированности ЛРЗЭ заметно выше степени дифференцированности ТРЗЭ. Графики подобного вида характерны для гранитоидов коллизионных обстановок. Содержания Rb, Sr и K_2O в породах переходного гранодиорит-граносиенитового состава (из северной части Калдинского массива) составляют соответственно: 132,1 г/т – 590 г/т – 3,45 % и 79,4 г/т – 435 г/т – 2,2 %. На диаграмме Rb– K_2O они располагаются вблизи тренда гранитов корового происхождения. На диаграмме Rb–Sr точки составов пород третьей фазы располагаются в полях пород, производных орогенных магм, в том числе толеитовой повышенной щелочности [17]. На диаграмме Hf–Rb/30–Ta×3 точки составов граносиенитов комплекса располагаются в поле островодужных обстановок. Изучение расплавных включений в породах третьей фазы дает T^o гомогенизации 920–950 °С, что вместе с особенностями структур указывает на мезоабиссальный уровень их становления и относительную маловодность. Комплекс относится к монцогаббро-монциодорит-граносиенитовой формации. С ним связано формирование проявлений и месторождений (Теченское, Таскинское) скарново-магнетитовых руд.

Возраст комплекса определяется следующим: 1) кластогенный материал в виде обломков граносиенитов встречается в гравелитах и песчаниках раннего карбона; 2) K-Ar датировки возраста из габбро-диоритов комплекса составляют 360 млн лет [14], диоритов – 395 млн лет, 347 ± 9 млн лет; 3) Rb-Sr методом датированы гранодиориты Надыровомостовского массива (по двум валовым пробам и четырем минералам) – $382,2 \pm 3,6$ млн лет (граница среднего и позднего девона). С учетом всех данных возраст комплекса принят позднедевонским.

Черкасовский комплекс диоритовый ($\delta D_3 \delta r$) представлен диоритами и кварцевыми диоритами, развитыми в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ и Ильиново-Марииновской подзоны Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Породы слагают группы из сближенных массивов в районе оз. Сугояк среди отложений ухановской толщи ($C_2 u h$). Размеры отдельных массивов колеблются от $1 \times 1,5$ до 3×7 км. В магнитном поле им отвечают отрицательные аномалии интенсивностью 50–300 нТл или слабоположительные с интенсивностью 50–100 нТл. В гравитационном поле они не выделяются.

Диориты комплекса, дающие переходы к кварцевым диоритам, состоят из плагиоклаза среднего состава, амфибола, кварца, редкого микроклина (3–10 %), аксессуарных – апатита, циркона, магнетита. Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда порфириовидная. Плотность диоритов – $2,79–2,84$ г/см³, магнитная восприимчивость – $(27–104) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. По химическому составу породы комплекса отвечают диоритам и кварцевым диоритам с натриевым типом щелочности. Комплекс можно отнести к диоритовой формации.

Возраст пород комплекса, определенный K-Ar методом, составляет 372 ± 10 млн лет (дайки в базальтах саргазинской толщи (O_{1-2}), урочище Ягузак [100]) и принят согласно Легенде Уральской серии позднедевонским.

Смолинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($\nu \beta D_3 sm$) представлен габбро, габбродолеритами, долеритами и базальтами, развитыми в пределах Челябинско-Суондукской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Габбро комплекса участвуют в строении Касаргинского ультрабазитового массива, образуя в его северо-западной части тела неправильной формы, размером $2,6–4,0 \times 1,4–1,8$ км. В магнитном поле им отвечают положительные аномалии интенсивностью 350 нТл, в гравитационном поле – не выделяются. Долерито-базальты слагают силлообразное тело в юго-западной части Кунашакской площади среди отложений самарской толщи ($RF_1 sm$). Размеры тела в плане – $2,2 \times 1,2$ км, форма близкая к изометричной. В магнитном поле ему отвечает положительная аномалия интенсивностью до 500 нТл, в гравитационном поле – локальное повышение до 0,5 мГал.

Габбро – мелано- и мезократовые, массивные, иногда полосчатые, состоят из плагиоклаза (65–70 %), клинопироксена (25–30 %), магнетита (5–7 %), аксессуарного апатита; вторичных – эпидота, хлорита (10 %), амфибола (5 %). Структура пород габбровая, офитовая и пойкилоофитовая.

Долериты и долерито-базальты характеризуются афировой, иногда офитовой и порфириовой структурами. В их составе: плагиоклаз лабрадор № 58–59 и андезин № 41–42 (35–60 %), клинопироксен (30–40 %), кварц (0–5 %); аксессуарные – апатит, магнетит, ильменит, редко сфен. Пироксен близок к авгиту, замещается хлоритом, биотитом, актинолитом; плагиоклаз обычно интенсивно сосюритизирован, иногда альбитизирован; кварц выполняет промежутки между

индивидами плагиоклаза, корродируя их. Плотность пород – 2,7–2,9 г/см³, магнитная восприимчивость (0–25)·10⁻³ ед. СИ.

По химическому составу породы комплекса отвечают нормальнощелочным габбро с натриево-калиево-натриевым типом щелочности, пониженными содержаниями оксида титана и повышенными – оксида фосфора. Содержания Rb и Sr в них составляют соответственно от 6,93 и 86 до 15,7 и 190 г/т, отвечая на диаграмме Rb–Sr [17] составам пород, производных толеитовой океанической и толеитовой континентальной и островодужной магм. График распределения РЗЭ при K_N2–9 для ЛРЗЭ и K_N2–10 для ТРЗЭ практически прямолинейный с отрицательными Eu-аномалиями, что указывает на отсутствие значительного взаимодействия габброидов с коровым материалом. На классификационной диаграмме SiO₂–(FeO+Fe₂O₃/MgO) фигуративные точки составов габброидов комплекса расположились в приграничной области толеитовой и известково-щелочной серий и приурочены к полю перекрытия составов габбро СОХ и ОД. Комплекс можно отнести к габбро-долеритовой формации.

Возраст пород комплекса, определенный U–Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам из долеритов (обн. 1000) в 368,4±4 млн лет и из габбро Касаргинского массива (обн. 02) в 362±3 млн лет, принимается позднедевонским.

ПОЗДНЕДЕВОНСКО–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Биргильдинско-гоминский комплекс диоритовый (δD_3 –C₁bt) представлен диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми диорит-порфиридами, развитыми в Сосьвинско-Теченской и Копейско-Ушкотинской подзонах Алапаевско-Адамовской СФЗ. Они образуют цепочку малых массивов в полосе от оз. Шугуняк до пос. Бурино на протяжении 30 км, фиксируя зону Алапаевско-Челябинского разлома северо-восточного направления, а также слагают тела южнее Татарско-Караболовского плутона, в северной части Кульмяковского плутона и северо-западнее Тептяргинского массива. Размеры массивов в плане – до 2×4 км, форма обычно изометричная, со сложной конфигурацией контактов. В разрезе массивы имеют форму сужающихся к низу штоков. Им отвечают отрицательные значения магнитного поля, но чаще в их экзоконтактах появляются локальные положительные аномалии до $n \cdot 10^2$ нТл, фиксирующие зоны контактово-измененных пород, в том числе, зоны скарнирования, обогащенные магнетитом. В гравитационном поле локальными понижениями на 0,5–1,0 мГал фиксируются только тела однородного диоритового состава.

Диориты и кварцевые диориты комплекса – мезократовые породы переменного состава, обладающие порфировидной, иногда серийно-порфировой структурой. В их составе: кварц 7–15 %, плагиоклаз (андезин) – до 55 %, роговая обманка – до 20 %. Основная масса в порфировидных разностях состоит из таблитчатых зерен сдвойникового плагиоклаза размером до 0,3–0,5 мм, промежутки между которыми выполнены зеленой и буровато-зеленой роговой обманкой (35–40 %). Структура базиса аллотриоморфнозернистая, а в полнокристаллических разностях – призматическизернистая. Вкрапленники (7–10 %) представлены призматическим плагиоклазом нацело сосюритизированным и эпидотизированным, сгустковыми скоплениями роговой обманки. Диориты немагнитны, их средняя плотность – 2,73 г/см³, радиоактивность – 4–7 мкР/ч.

По химизму породы комплекса отвечают диоритам и кварцевым диоритам нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности [82]. Они характеризуются вышекларковыми содержаниями ($n \cdot 10^{-3}$ %): Sr (20–100), Mn (5–300), V (10–20), Cu (до 40). Малоизмененные диоритоиды комплекса содержат Rb и Sr (в г/т соответственно): <3 и 204; интенсивно ослюденелые – 11–24 и 188–245. На диаграмме Rb–Sr их составы располагаются на границах полей океанических и континентальных (островодужных) толеитов. Содержания РЗЭ, характер их дифференциации указывают на связь магматитов комплекса с мантийными источниками и участием в их формировании корового материала. Соотношение изотопов стронция в диоритах – 0,70693±0,00015, что указывает на гибридный, смешанный состав исходной андезитовой магмы. По условиям кристаллизации магматиты относятся к порфировому типу гипабиссальной и субвулканической фаций (T=730–760 °С, глубина 1–1,5 км – 0,5–1,0 км).

В диоритах отмечаются ксенолиты вмещающих пород. Метасоматоз в породах, привел к появлению зон скарнирования, окварцевания, развития кварц-хлоритовых метасоматитов.

Комплекс можно отнести к диоритовой формации. С ним связаны проявления магнетита и медно-порфировое оруденение.

Абсолютный возраст диоритоидов, определенный К-Аг методом, составляет 336 ± 10 – 359 ± 9 млн лет. Абсолютный возраст белых слюдов в аподиоритовых метасоматитах – 321 ± 4 – 330 млн лет (К-Аг изохрона). Изохронным Rb-Sr методом для порфировых диоритов установлен возраст 341 ± 6 млн лет. Приведенные данные позволяют уверенно датировать биргильдинско-томинский комплекс как позднедевонско–раннекаменноугольный [100].

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Маминский комплекс плагиогранитовый ($\text{p}\gamma\text{C}_1\text{m}\text{m}$) представлен плагиогранитами биотитовыми мезо- и лейкократовыми, иногда гнейсовидными; лейкоплагиогранитами, гранитами малокалиевыми. Породы комплекса развиты в Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, где слагают тела различного размера в составе полихронных Тюбукского, Куяшского и Калдинского плутонов. В виде останцов кровли гранитоиды установлены в Татарско-Карабольском плутоне. Наибольшую площадь они занимают в центральной части Калдинского плутона, где имеют отчетливые интрузивные контакты с более основными магматитами надыровомостовского комплекса (D_3). Гранитоидам отвечают пониженные значения магнитного поля и отрицательная аномалия поля силы тяжести 9 мГал.

Плагиограниты – среднезернистые светло-серые породы, состоящие из плагиоклаза № 8–12 – 54–63 %, кварца (до 25 %), калишпата (4–15 %), биотита и амфибола (в сумме до 8–15 %). Плагиоклаз часто серицитизирован, иногда зонален; при этом в центральных зонах отмечается развитие эпидота, а в промежуточных зонах – серицита. Краевые зоны обычно не изменены. Калишпат, часто пертитовый, содержится в виде первичных зерен, в которых иногда отмечается решетчатая структура, и в виде новообразований с реакционными взаимоотношениями с плагиоклазом и амфиболом, иногда содержит вросстки амфибола, плагиоклаза и кварца. Биотит бурый в виде чешуек, размером до 1 мм, часто замещается хлоритом (до полных псевдоморфоз с сагенитовой решеткой). Роговая обманка (зеленая) замещается эпидотом и хлоритом. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит (214–1 510 г/т), ильменит, пирит, апатит (134–4 210 г/т), циркон (зн.–340 г/т), сфен (сл.–450 г/т), рутил (зн.–132 г/т). Структура пород гипидиоморфнозернистая. Плотность плагиогранитов составляет 2,58–2,65 г/см³, магнитная восприимчивость $(7\text{--}120) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 8–12 мкР/ч. В зонах разрывных нарушений плагиограниты подвергнуты катаклазу с появлением катакластических и цементных структур.

По химическому составу среди плагиогранитов комплекса, в том числе по содержанию K_2O , выделяются две разновидности [82]: в собственно плагиогранитах его количество составляет 0,8–2,5 %; в более калиевых, переходных к малокалиевым гранитам – 2,5–2,96 %. Эти различия подтверждаются и в нормативных составах пород (СРРВ): в первых – содержания кварца и нормативного ортоклаза равны соответственно 26–30 и 4,6 %; во вторых – 24–31 и 9–14 %. Плагиограниты Калдинского плутона имеют вышесларковые содержания Ni, Cr, Cu, Zn. Комплекс относится к плагиогранитовой формации.

К-Аг датировка возраста плагиогранитов комплекса в составе Калдинского плутона составляет – 352 и 345 млн лет [31]. Возраст комплекса принят по геохронологическим данным и в соответствии с Легендой Уральской серии раннекаменноугольным.

Вознесенский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый представлен габбро, диоритами, плагиогранитами, слагающими небольшие автохтонные массивы, дайки и довольно крупные аллохтонные блоки в Сосьвинско-Теченской (только плагиограниты) и Копейско-Ушкотинской подзонах Алапаевско-Адамовской СФЗ. В восточной части Сосьвинско-Теченской подзоны плагиограниты формируют Тугунякский и Тахталымский субмеридионально ориентированные массивы. В этой же зоне плагиограниты комплекса отмечаются в составе Челябинского плутона. В Копейско-Ушкотинской подзоне выделяются небольшие массивы габбро восточнее Челябинского плутона, а в районе д. Кубагушева и юго-восточнее д. Борисовка – массивы диоритов. Участкам развития диоритоидов и плагиогранитов отвечает слабоотрицательное магнитное поле, локальные понижения силы тяжести; габброидам соответствуют положительные магнитные аномалии интенсивностью до 500–1 100 нТл и локальные положительные аномалии поля силы тяжести разной интенсивности.

Комплекс трехфазный: *первая фаза* (vC_1vZ_1) – габбро, габбродиориты; *вторая фаза* ($\delta\text{C}_1\text{vZ}_2$) – диориты, кварцевые диориты; *третья фаза* ($\text{p}\gamma\text{C}_1\text{vZ}_3$) – плагиограниты. Габбро первой фазы – темно-зеленые мелко- и среднезернистые массивные породы, состоящие из плагиоклаза № 48–59 (33 %) и моноклинного пироксена, иногда амфиболизованного (67 %). Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, ильменит, магнетит, пирит. Структура пород габбровая, реже – офитовая. Плотность пород – 2,90–3,0 г/см³, магнитная восприимчивость $(0\text{--}6\ 000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Дайки габбро мощностью от 0,6 до 2 м установлены в Касаргинском массиве среди полосчатых габброидов смолинского комплекса (D_3) и среди базальтов саргазинской толщи (O_{1-2}). Простирающие их субширотное (288°СЗ) и косоширотное ($308\text{--}328^\circ\text{СЗ}$).

Диориты и кварцевые диориты второй фазы – средне-мелкозернистые, состоят из плагиоклаза (№ 35–46), амфибола, замещенного хлоритом, карбонатом, эпидотом, и кварца (15–32 %). Акцессорные – сфен, циркон, рутил, пирит. Плотность диоритов – $2,66 \text{ г/см}^3$.

Плагиограниты третьей фазы – светло-зеленоватые среднезернистые, иногда порфиroidные, массивные и катаклазированные породы, состоящие из плагиоклаза (60–65 %), кварца (25–30 %), биотита (до 10 %). Размер зерен в полнокристаллических разностях от 1,2 до 3,5 мм. Плагиоклаз отвечает альбиту № 5–7; кварц в виде ксеноморфных зерен выполняет промежутки между зернами плагиоклаза, часто имеет волнистое погасание; биотит замещается хлоритом. Акцессорные минералы – циркон (бесцветный и желтоватый), апатит, магнетит; вторичные – серицит, альбит, хлорит. В катаклазированных разностях базис лепидогранобластовый хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевый, в котором заключены обломки зерен плагиоклаза и кварца или их сростков. Плотность плагиогранитов – $2,69 \text{ г/см}^3$. Характерной их особенностью является низкая радиоактивность – 2–4 мкР/ч.

Плагиограниты комплекса характеризуются высокой титанистостью (0,5 %), высокими содержаниями суммарного железа (до 5,6 %), натриевым типом щелочности при сумме щелочей 4,2–8,12 % [82]. Кварцевые диориты от таковых биргильдинско-томинского комплекса отличаются повышенной титанистостью и железистостью, пониженной суммой щелочей (2,5 %). В них отмечаются повышенные содержания Cr, Cu, Zn, As, в плагиогранитах – Cr, V, Ti. Характерной особенностью плагиогранитов является редкоземельная геохимическая специализация (в г/т): Dy – 9,84; Ho – 1,40; Er – 4,11; Tm – 0,61; Yb – 4,48; а также Y – 84,13. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в плагиогранитах составляет 0,70536, что характеризует их корово-мантийную природу [100]. По данным [152], графики распределения РЗЭ для габброидов характеризуются отчетливо выраженным накоплением содержаний от Lu ($K_N2\text{--}5$) к La (K_N25). Для плагиогранитов при общей слабой дифференцированности РЗЭ отмечается рост ЛРЗЭ (от La к Sm) и ТРЗЭ (от Gd к Lu). Всем графикам свойственна отрицательная аномалия Eu. Такой тип графиков, вероятно, отражает генетическую связь габброидов с базитовым материалом океанической коры. Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации, его плагиограниты вмещают золото-кварцевые жилы. В корах выветривания плагиогранитов установлены высокие содержания редких земель.

Возраст комплекса, определенный по цирконам из диоритов (U-Pb метод) [152], составляет 328 ± 4 и $326\pm 3,5$ млн лет, что соответствует раннему карбону.

Некрасовский комплекс диорит-гранитовый ($\gamma\delta\text{C}_{1-2}nk_2$) на площади представлен гранитами и гранодиоритами второй фазы, развитыми в Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Они слагают крупное тело в северной части Буринско-Карабольского плутона у северной границы площади, являющееся продолжением массива гранитов, располагающегося на соседнем листе О-41-XXXII.

Породы комплекса по содержанию щелочей принадлежат к нормальному ряду. Среди гранитов редко отмечаются разновидности со слабо повышенной щелочностью (более 8 %). По соотношению щелочей гранитоиды относятся к калиево-натриевому ряду. По содержанию элементов-примесей (Rb, Sr, Cr, Ni, Co, V) они наиболее близки магматическим образованиям островодужного типа. Плотность гранодиоритов – $2,68 \text{ г/см}^3$, гранитов – $2,59 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $0,05 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [139]. Комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации.

Определения абсолютного возраста некрасовского комплекса отсутствуют, однако, по мнению В. Н. Смирнова и А. В. Коровко [139], особенности локализации массивов комплекса, петро- и геохимическая специализация пород указывают на принадлежность его к образованиям нижнего–среднего карбона стадии активной континентальной окраины.

РАННЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Каменский комплекс гранодиорит-гранитовый развит в Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ в составе крупного полихронного Тюбукского плутона. Комплекс двухфазный: *первая фаза* ($\gamma\delta\text{C}_1kt_1$) – гранодиориты, иногда гнейсовидные, порфиroidные; *вторая фаза* ($\gamma\text{C}_{1-2}kt_2$) – граниты мелко-среднезернистые и порфиroidные. Тюбукский плутон сложен преимущественно гранодиоритами, среди которых отмечаются граниты, образующие в плане два сближенных вытянутых овала меридионального и северо-восточного простирания с размерами 1–2,5×8,5 и 1,6×6 км, являющихся выходами на уровень эрозии апикаль-

ных частей единого тела. Здесь магматитам отвечают спокойное отрицательное магнитное поле и отрицательное поле силы тяжести, фиксирующие Тюбукский плутон в целом. Не выходящие на поверхность гранодиориты комплекса установлены южнее массива под отложениями соболевской толщи (S_1), где они метаморфизуют образования межевской вулканогенной толщи (S_2) и поголо погружаются на восток.

Гранодиориты первой фазы – лейко-мезократовые среднезернистые порфиroidные и порфиробластические породы, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз № 20), иногда альбитизированного (45–50 %), кварца 25–28 %, калишпата нерешетчатого 20 %, биотита и роговой обманки хлоритизированных (в сумме до 3–5 %). Акцессорные: апатит, циркон, сфен, магнетит до 1–2,5 %. Плотность гранодиоритов – 2,61–2,68 г/см³, радиоактивность – 16–18 мкР/ч. Магнитная восприимчивость их в Тюбукском плутоне (20–37)·10⁻⁵ ед. СИ, в юго-восточной эндоконтактной зоне меняется в широких пределах от (10–40)·10⁻⁵ до 1 648·10⁻⁵ ед. СИ.

Граниты второй фазы – средне-крупнозернистые, порфиroidные биотитовые и мусковит-биотитовые. Средний состав: плагиоклаз (№ 18) – 35 %, кварц – 25 %, микроклин – 34 %, биотит – 5–7 %, мусковит – до 2 %. Акцессорные – те же, что и в гранодиоритах. Радиоактивность гранитов – 24–26 мкР/ч. Химический состав пород характеризуется некоторым превышением Na₂O над K₂O при суммарной щелочности 7,4–7,9 % [82]. По составу гранитоиды отвечают умереннощелочным гранитам. В геохимическом спектре пород отмечается повышенный фон Ni, V, Ag.

В восточной части Тюбукского плутона в гранодиоритах проявлен катаклиз в зонах с простиранием 343°СЗ–6°СВ, к которым приурочены иногда кварцевые жилы.

Комплекс принадлежит гранодиорит-гранитовой формации. Севернее изученной площади с ним связаны проявления золота золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Изотопно-геохронологические определения возраста гранодиоритов комплекса дают следующие цифры: К-Аг методом по валовому составу – 317±3 млн лет, по биотиту из гранодиорита – 344±15 млн лет, что соответствует раннему карбону [152].

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Курайский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta-\gamma C_2kr$) представлен гранодиоритами биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранитами биотитовыми, развитыми в Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Они слагают Карабольский массив в западной и небольшие тела в южной частях Карабольско-Буринского плутона, Шарыпкульский массив, малые тела в северо-восточной части Калдинского плутона и восточнее Татарско-Карабольского плутона.

Шарыпкульский массив (в районе одноименного озера) сложен гранодиоритами и залегает среди образований теченской (D_1) и соболевской (C_1) толщ. В экзоконтактных зонах отмечается биотитизация, актинолитизация туфов, порфиритов и окварцевание известняков соболевской толщи. В юго-восточной экзоконтактной зоне, где под туфами залегают габбро и пироксениты канзафаровского комплекса (D_1), гранодиориты образуют в них дайки. В эндоконтактной зоне массива отмечается появление магнитных разностей гранодиоритов (за счет контаминации гранитоидов материалом базитов) с магнитной восприимчивостью до 1 600·10⁻⁵ ед. СИ. Карабольский массив, слагая часть Карабольско-Буринского плутона, имеет размеры 3–4×8,5 км, представлен гранодиоритами и гранитами. Гранодиоритам отвечает здесь слабо повышенное магнитное поле (0–1 500 нТл), что связано, судя по наличию многочисленных ксенолитов габбро и диоритов, с контаминационными процессами. В поле силы тяжести они приурочены к градиентной зоне.

Гранодиориты – лейко-мезократовые такситовые, крупно- и среднезернистые, порфиroidные породы. Состоят из плагиоклаза (№ 34–41) – 44–51 %, кварца (18–25 %), микроклинпертита (16–21 %), биотита и роговой обманки (по 5–10 %); акцессорных – сфена, апатита, циркона, магнетита. Плагиоклаз таблитчато-призматический, размером до 3–4 мм, обычно интенсивно замещен вторичными минералами – карбонатом, эпидотом, серицитом. Калишпат ксеноморфный, пелитизированный. Биотит буровато-коричневый мелкочешуйчатый образует гнездовые скопления, большей частью замещается хлоритом, гидроокислами железа, эпидотом. Структура пород гипидиоморфнозернистая, мондонитовая. Иногда отмечается неотчетливая полосчатость с азимутом простирания 118–163°ЮВ и субвертикальным падением. Плотность гранодиоритов – 2,5–2,8 г/см³, магнитная восприимчивость (483–4 633)·10⁻⁵ ед. СИ, радиоактивность – 13–17 мкР/ч. Граниты развиты в крайней западной части массива. Характеризуются отрицательным магнитным полем интенсивностью до 100 нТл, на фоне которого отмечаются

отдельные слабopоложительные аномалии, связанные, вероятно, с провесами кровли – с ранними фазами комплекса. Граниты – более лейкократовые породы, содержание кварца в них составляет 25 % при примерно равных количествах микроклина и плагиоклаза. Плотность гранитов – 2,5–2,63 г/см³, магнитная восприимчивость – (127–1 337)·10⁻⁵ ед. СИ. Дайки гранодиоритов установлены среди серпентинитов Муслuмовского массива.

В химическом составе [82] гранодиоритов комплекса по сравнению с гранодиоритами нижеописываемого полетаевского комплекса отмечаются более высокие содержания MgO, CaO, пониженные содержания щелочей (Na₂O+K₂O=5,8–6,6 %) при их соотношениях – 0,5–1,3, а также повышенные количества Zn, Ba, Sr. Содержания Rb и Sr (по двум пробам) соответственно составляют в г/т: 97,2 и 480; 118 и 400. На диаграмме Rb–Sr они располагаются на линии тренда, единого с гранитоидами полетаевского комплекса, отличаясь от них меньшими содержаниями Rb и большими – Sr, что теоретически свойственно более ранним по возрасту гранитоидам. Об этом же свидетельствуют и особенности их химизма (повышенная известковистость и меньшая калиевость). Характер нормированного распределения РЗЭ схож с таковым надыровомостовского комплекса и имеет вид плавно восходящей линии от Lu (K_N2,5–12) к La (K_N19–98), при этом степень дифференцированности ЛРЗЭ заметно выше степени дифференцированности ТРЗЭ [82]. Графики подобного вида характерны для гранодиоритов коллизионных обстановок. На диаграмме Rb–Y+Nb точки составов курайских гранодиоритов располагаются в поле внутриплитных гранитов, то есть согласуются с принадлежностью их к гранитам корового происхождения. Комплекс можно отнести к гранодиорит-гранитовой формации.

К-Аг датировки (по валовому составу гранодиоритов и биотиту) равны 350±7 млн лет, т. е. указывают на раннекаменноугольный возраст пород (Фундер Г. И., 1969). На основании сходства петро- и геохимических характеристик гранитоидов комплекса с полетаевским (см. далее) и в соответствии с Легендой Уральской серии возраст комплекса принят среднекаменноугольным.

Полетаевский комплекс гранодиорит–гранитовый ($\gamma\delta$ – γC_2pl) представлен гранодиоритами массивными и гнейсовидными, гранитами биотитовыми порфиroidными, развитыми в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Они слагают северное окончание Челябинского плутона на юге площади и небольшие тела в пределах Муслuмовского массива и Бурунско-Карабольского плутона. Челябинский плутон в указанной части сложен преимущественно гранодиоритами, среди которых отмечаются небольшие тела гранитов. Контакты гранитоидов с вмещающими породами повсеместно тектонические. Гранитоидам соответствуют отрицательное магнитное поле и отрицательное поле силы тяжести.

Гранодиориты – биотитовые и амфибол-биотитовые, такситовые, иногда гнейсовидные. Минеральный состав переменный: кварц – 20–27 %, плагиоклаз – 35–43 %, микроклин – 19–24 %, биотит – 5–15 %, амфибол – до 5 %. Плагиоклаз иногда зональный, микроклин – решетчатый пертитовый. Акцессорные – гранат, апатит, циркон, реже – турмалин и кианит. Структура гипидиоморфнозернистая, порфиroidная. Плотность гранодиоритов – 2,70–2,76 г/см³, магнитная восприимчивость – (6–20)·10⁻⁵ ед. СИ, радиоактивность средняя – 19 мкР/ч. Граниты имеют в составе: плагиоклаз – 35–36 %; калишпат – 27 %; кварц – 28 %; биотит – 8 %. Плагиоклаз иногда зональный; калишпат пертитовый, по составу отвечающий ортоклазу (30–35 %) и микроклину (65–70 %). Акцессорные – рутил, кианит, корунд, апатит, гранат, циркон, сфен, монацит (знаки), магнетит, ильменит, пирит. Плотность гранитов – 2,52–2,62 г/см³; немагнитны; радиоактивность составляет 18–22 мкР/ч.

Гранодиориты и граниты Челябинского плутона характеризуются калиево-натриевым типом щелочности при сумме щелочей 6,8–9,5 % [82]. В геохимическом спектре гранодиоритов отмечаются повышенные содержания Ti, Sc, Cu, Zn, Pb и меньшие – Mo и Y [100]. График распределения РЗЭ для пород комплекса характеризуется невысокой степенью дифференцированности с постепенным снижением содержания РЗЭ от La к Lu и близок графику курайских гранитоидов [82]. Отношение изотопов Si⁸⁷/Si⁸⁶ в гранитах составляет 0,70529–0,70768 и может указывать на формирование их из разнородного субстрата [100]. По расплавленным включениям определена глубина становления массива 2–3 км при температуре 800–840 °С.

Гранитоиды подвергнуты постинтрузивным деформациям с широким проявлением надвиговых дислокаций в северо-западной контактовой зоне массива и в полосе, примыкающей с севера к рекам Миасс и Зюзелга. Мощности этих зон составляют от долей метра до 250 м. Здесь широко проявлены процессы дробления, милонитизации и бластомилонитизации пород, сопровождаемые эпидотизацией и калишпатизацией, реже – биотитизацией и мусковитизацией. Жильные породы представлены гранит-порфирами, аплитовидными гранитами, наследующими близширотные пластовые трещины и трещины северо-восточного простирания.

Изменения состава пород полетаевского комплекса, общность их геохимических характеристик, примесь ксеногенного материала указывает на их формирование в едином магматическом очаге, в прикровлевых частях которого активно проявлялись процессы палингенеза в породах гетерогенного субстрата. Полетаевский комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации. С ним связано золото-кварцевое оруденение и урановая минерализация.

Комплекс датирован Rb-Sr методом (308 ± 9 млн лет) и K-Ar методом (307 ± 7 млн лет) [100]. Согласно Легенде Уральской серии возраст комплекса принят среднекаменноугольным.

РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Петуховский комплекс монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовый ($\gamma\xi P, pt_1$) на площади представлен граносиенитами первой фазы, развитыми в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Они образуют небольшие безымянные массивы в северо-западном углу площади среди отложений куяшской (RF_2), аллакинской (PR_1) и соболевской (C_1) толщ. Массивам в пределах площади часто отвечает положительное магнитное поле. Небольшие тела граносиенитов выделяются на юге Тюбукского плутона среди плагиогранитов рефтинского комплекса (S_2). В магнитном поле они фиксируются отчетливыми изометричными положительными аномалиями.

По данным [152], граносиениты комплекса – порфировидные или равномернозернистые, состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита (с железистостью 0,49–0,51) и аксессуарных: апатита, сфена, эпидота, ортита, магнетита. Породы в целом лейкократовые с количеством биотита около 5 %. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Плотность – $2,57 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $700 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

По химическому составу граносиениты относятся к породам умереннощелочной петрохимической серии при сумме щелочей около 10 % и преобладании K_2O , в них отмечаются выше-кларковые содержания Hf, Th, U, Cr, Ni, Au, Se, Sb. Графики нормированного распределения РЗЭ характеризуются заметной дифференциацией легких и тяжелых РЗЭ, отрицательными и положительными Eu-аномалиями, что отражает коллизионную обстановку формирования комплекса. Отношение изотопов Sr^{87}/Sr^{86} составляет 0,7071 [15]. На диаграмме Rb– K_2O породы комплекса отвечают гранитоидам базальтоидного происхождения. В граносиенитах Тюбукского массива отмечается появление аномальных количеств W ($1,5–10 \cdot 10^{-3}$ %), что, возможно, объясняется влиянием гранитов югоконёвского комплекса ($P_1–T_2$). Комплекс относится к монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой формации.

Возраст комплекса, определенный Ar-Ar методом по биотиту (граниты в Тюбукском массиве на соседнем листе N-41-I): $249 \pm 2,3$ и $249,9 \pm 2,3$ млн лет [102], что отвечает началу раннего триаса. Для гранитоидов комплекса на соседней с севера площади он определен (K-Ar метод) в интервале $288 \pm 14–242 \pm 15$ млн лет. Возраст пород Петуховского массива, определенный Rb-Sr методом, составляет 271 ± 10 млн лет [15]. На основании этих данных и в соответствии с Легендой Уральской серии возраст комплекса принят раннепермским.

Урукульско-покровский комплекс трахириолит-риолитовый гипабиссальный ($\lambda P, ur$) представлен силлами и штоками риолит-порфиров, риодацит-порфиров, гранит-порфиров. Породы развиты в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ и наиболее широко представлены в северной части площади, где образуют субмеридиональные и вытянутые в северо-восточном направлении тела, конфигурация которых подчеркивает их приуроченность к структурам грабен-синклиналей, выполненных нижнекаменноугольными отложениями. Секущие и согласные тела риолит- и риодацит-порфиров слагают Теренкульский и Урукульский массивы и установлены в районе Касаргинского и Тептяргинского проявлений. Участкам развития гипабиссальных образований отвечают отрицательные и слабо повышенные значения магнитного поля, крупным штокам – локальные изометричные отрицательные аномалии поля силы тяжести.

Риолит-порфиры и риодацит-порфиры – афировые и порфировые породы светлых тонов, реже – темные. Основная масса апофельзитовая, иногда микрографическая кварц-полевошпатовая, содержит вкрапленники роговой обманки, часто опациitizedированной и хлоритизированной и микрочешуйчатого биотита (в сумме до 10 %), а также вкрапленники плагиоклаза размером до 1 мм (до 5 %), калиевого полевого шпата размером до 5 мм (5–7 %) и кварца (5–6 %). Аксессуарные: апатит, циркон, сфен, магнетит и пирит. Риодацит-порфиры отличаются меньшим содержанием кварца и появлением в составе пород амфибола. В центральных частях мощных силлов риолит-порфиры сменяются гранит-порфирами. Основная масса в них полнокристаллическая микрогранитовая кварц-полевошпатовая с обильным мелкочешуйчатым му-

сковитом (до 25 %). Порфиновые вкрапленники (15–40 %) представлены полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом № 4–5, калиевым полевым шпатом и кварцем. Акцессорные и рудные: магнетит, пирит, апатит, циркон; знаки ильменита, корунда, рутила, сфена, а также эпидот и хлорит. Плотность пород комплекса составляет 2,6–2,68 г/см³ (реже до 2,76 г/см³), магнитная восприимчивость – (12–770)·10⁻⁵ ед. СИ, радиоактивность – от 4–8 до 12–15 мкР/ч (до 25–29 мкР/ч в гранит-порфирах).

По химическому составу [82] породы относятся к нормальнощелочным риодацитам и риолитам с содержанием кремнезема 72–74 % при сумме щелочей 6–8 % и к умереннощелочным дацитам и трахириодацитам с содержаниями SiO₂ 66,5–75 % при Na₂O+K₂O=8–8,5 %. В них отмечаются вышекларковые содержания Ni, Cr, Cu, Zn, Mo, Sn, Ba, Sr. Графики нормированного распределения РЗЭ для риолит-порфиров характеризуются средней степенью дифференцированности РЗЭ в целом, с увеличением содержаний от ТРЗЭ (K_N1,4–12 для Lu) к ЛРЗЭ (K_N22–70 для La) и отрицательной Eu-аномалией [82]. Такой характер распределения отвечает коровым значениям при исходном базитовом составе расплавов. По содержанию Rb и Sr (в г/т) в породах выделяется 3 группы: 1) Rb – 10,9 и Sr – 33; 2) 21,4–26,7 и 220–285; 3) 58–71,1 и 100–125. На диаграмме Rb–K₂O для гранитов [17] составы пород комплекса отчетливо располагаются вблизи тренда гранитов базальтоидного происхождения. На диаграмме Hf–Rb/30–Ta×3 большинство точек составов риолитов и риодацитов комплекса располагаются в полях островодужных обстановок, часть точек – в полях поздне- и постколлизийных и внутриплитных обстановок. Комплекс относится к трахириолит-риолитовой формации.

Возраст пород комплекса, определенный К-Аг методом [32, 206], составляет от 283±21 до 338±11 млн лет. Датировки аналогичных пород урукульско-покровского комплекса, выделяемого севернее описываемой площади, составляют 277–284 млн лет (К-Аг метод), что отвечает ранней перми. Исходя из этого, и в соответствии с Легендой Уральской серии комплекс принят раннепермским.

Для отнесения образований комплекса к субвулканическим в настоящее время нет оснований, так как в аналогичных риолитах, развитых севернее площади работ возраст определен как раннепермский. Кроме того, в составе комплекса немалую роль играют более раскристаллизованные породы – гранит-порфиры.

Султаевский комплекс умереннощелочных гранитоидов (γP₁sl) представлен гранитами биотитовыми и двуслюдяными мезократовыми и лейкократовыми нормально-, реже умереннощелочными, гранитами порфировидными рапакивиподобными, редко граносиенитами, гранодиоритами.

Породы слагают Султаевский и Буринский массивы в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Массивы имеют форму штоков с диаметрами 10–12 км и расположены на расстоянии 52–53 км друг от друга. Они фиксируют позднепалеозойскую Султаевско-Буринскую тектономагматическую зону северо-восточного направления, находясь в узлах пересечения ее с иными по ориентировке зонами глубинных деформаций. При сходном структурно-тектоническом положении массивов их соотношение со структурами палеозойского разреза различно. Султаевский массив залегает дискордантно среди образований палеозоя, Буринский – конформно, наследуя форму более древних магматических образований надыровомостовского комплекса (D₃), слагающих значительный объем полихронного Буринско-Карабольшого плутона.

Петротипом комплекса является Султаевский массив. Ему отвечает положительное магнитное поле с дугообразными положительными аномалиями высокой интенсивности (до n·10³ нТл) с участками более низкой интенсивности (200–500 нТл). В гравитационном поле массиву отвечает отрицательная аномалия до 12 мГал. По расчетам аномалии силы тяжести глубина штока 5–6 км. Контакты массива активные интрузивные, крутопадающие, сопровождаются зонами ороговикования и биотитизации во вмещающих породах или тектонические. Массив сложен гранитами двух видов – крупнозернистыми порфировидными и средне-, мелкозернистыми лейкократовыми.

Граниты крупно-грубозернистые, часто порфировидные розоватые, розовато-серые с мегакристами калиево-натриевого полевого шпата величиной до 2×4–5 см (10–40 %). Крупнозернистый базис состоит из кварца (20–37 %), микроклина (41–67 %), плагиоклаза № 15–20 (16–30 %), биотита (2–5 %). Микроклин-пертит в порфировидных выделениях содержит включения кварца, плагиоклаза, биотита, иногда окружен каемкой альбит-олигоклаза, что придает гранитам рапакивиподобную структуру. Граниты второго вида – лейкократовые розовые средне-, мелкозернистые, реже – порфировидные породы с похожим минеральным составом. Они содержат ксенолиты крупнозернистых гранитов. Определяющие акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, торит, ортит, танталониобаты (эвксенит, фергюссонит). Кроме того в гранитах

установлены пирит, рутил, ильменорутит, гранат, анатаз, рабдофанит, молибденит, флюорит, реже – монацит и колумбит. Последние присутствуют только в лейкократовых гранитах даек. По данным Шагиной Р. Н. [206], в крупнозернистых гранитах присутствуют также единичные знаки перовскита, корунда, муассанита, амфибола. Содержания отдельных минералов в гранитах достигают (в г/т): магнетита – 5 090, сфена – 1 350, ильменита – 734, апатита – 400, циркона – 230, торита – 65, пирита – 15, граната – 0–5. Магнетит имеет состав (в %): TiO_2 – 0,60; V_2O_5 – 0,17; MnO – 0,21; Cr_2O_3 – 0,042; NiO – 0,016; CoO – 0,002. Парагенезис низкотитанистого магнетита и пертитового калишпата указывает на мезоабиссальную фацию становления массива. По оценкам [17], крупнозернистые граниты кристаллизовались при $P_{общ.}=9$ кбар, $P_{H_2O}=1$ кбар и $T=810$ °С; граниты мелкозернистые – при $P_{общ.}=3$ кбар, $P_{H_2O}=1$ кбар и $T=740$ °С. Средняя плотность гранитов – 2,55–2,6 г/см³, магнитная восприимчивость $(250–707) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Радиоактивность их повышенная 16–42 мкР/ч, достигая в отдельных участках 120 мкР/ч.

Для химического состава гранитов характерно преобладание K_2O над Na_2O при сумме щелочей 7,7–10,22 % [82]. На диаграмме TAS они располагаются в полях гранитов – умереннощелочных лейкогранитов. Гранитоиды содержат (в г/т): Nb (47,6–37,0), Ta (4,8–3,1), Li (27,6–25,0), Cs (3,6–3,5), Sn (2,1–1,6), Mo (2,3–2,4), Pb (30,5–32,4) [6]. Характеризуются вышекларковыми содержаниями ($n \cdot 10^{-3}$ %): Ni (до 15–20), Cr (15–100), Mn (50–130), Ti (до 200–700). Содержания Rb и Sr составляют в крупнозернистых гранитах 225 и 148 г/т соответственно; в мелкозернистых – соответственно 318 и 77,5 г/т. На диаграмме Rb– K_2O [17] составы гранитов отвечают маловодным гранитам корового происхождения; на диаграмме Rb–Y+Nb расположены в поле внутривулканических гранитов. Графики нормированного распределения РЗЭ характеризуются значительным фракционированием с накоплением легких лантаноидов и отрицательной аномалией Eu. Эти особенности, вместе с петрохимическими, геохимическими и минералогическими, позволяют относить граниты к коллизионным S-типа, а по величине $K/Rb=165–168$ для крупнозернистых гранитов и $K/Rb=110$ – для среднезернистых – к его лейкократовому подтипу [6]. Формирование их происходило в режиме сжатия в коллизионной обстановке. Этот процесс сопровождался контаминацией расплава породами рамы, что отражается в их обогащенности хромом и наличием хромита в одной из проб-протолок [31] в северо-западной части Султаевского массива. Не исключено, что здесь, где положительные аномалии магнитного поля при северо-восточном простирании имеют кососекущее положение к контуру массива, граниты ассимилировали более ранние габброиды или ультрабазиты.

Жильные породы комплекса представлены гранит-аплитами, мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами, пегматоидными полевошпат-кварцевыми жилами. Процессы автотематоматических, метасоматических изменений в гранитах проявлены неравномерно и в целом незначительно. В эндоконтактных зонах Султаевского массива в гранитах наблюдается развитие вторичного мелкозернистого кварца, серицитизация и калишпатизация плагиоклаза, хлоритизация биотита. В северо-восточной слабо обнаженной части массива установлены небольшие участки мусковитизированных гранитов.

Комплекс относится к умереннощелочно-гранитовой формации. Граниты комплекса специализированы на редкие металлы (Nb, Ta) и, по мнению А. И. Грабежева [6], относятся к группе ограниченно рудоносных.

По данным [31], возраст гранитов Султаевского массива колеблется от 275 млн лет до 360 ± 8 млн лет, отвечая интервалу от D_3 до P_1 . Датировки возраста гранитов массива по циркону (U–Pb метод, SHRIMP) составляют $275–276 \pm 4$ и $286,5 \pm 6$ млн лет и отвечают ранней перми.

Шалкарский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 \delta$) представлен гранитами мусковитовыми и двуслюдяными, развитыми в Среднеисетско-Варненской СФЗ. Они слагают небольшой Ветроудуйский массив (по названию бывшей д. Ветроудуйка) и безымянный массив севернее с. Кубагушева.

Ветроудуйский массив имеет размеры $1 \times 3,2$ км, выделяется слабыми отрицательными аномалиями магнитного поля. Массив располагается среди образований ильиновского комплекса (PR_1), контакты с которыми отчетливо интрузивные, инъекционные. В экзоконтактных зонах развивается окварцевание гнейсов, в эндоконтактных – граниты контаминированы, содержат ксенолиты гнейсов, в различной степени переработанные до теневых реликтов с большим количеством биотита. Ширина контактовых изменений – первые метры. Массив сложен гранитами лейкократовыми мелко-среднезернистыми, местами катаклазированными. В их составе выделяются: плагиоклаз (альбит–олигоклаз и олигоклаз) – 33–36 %, микроклин (иногда решетчатый) – 26–28 %, кварц – 30–36 %, биотит и мусковит – до 10 %. Акцессорные – гранат, апатит, ортит, магнетит; вторичные – хлорит, карбонат. Структура гипидиоморфнозернистая. Плот-

ность гранитов – $2,53\text{--}2,62 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $(0\text{--}8)\cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – $16\text{--}32 \text{ мкР/ч}$.

Химический состав гранитов отвечает умереннощелочным лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности при сумме щелочей $6,5\text{--}8,7 \%$ [82]. Контаминированные разновидности обладают натриевым типом щелочности. Неизменные граниты по геохимическим данным характеризуются повышенными значениями Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, Y, Yb, а контаминированные – Ti, полиметаллов, Sn. По соотношению Rb/Sr ($148,7/86$)= $1,72$ и количеству SiO₂ граниты относятся к коллизионным. На диаграмме Hf–Rb/30–Ta $\times 3$ их составы располагаются в полях поздне-постколлизионных и внутриплитных обстановок, на диаграмме Rb–Y+Yb – в полях внутриплитных обстановок. По данным изучения расплавных включений граниты кристаллизовались при T= $810\text{--}860 \text{ }^\circ\text{C}$ и P= $2,6\text{--}2,98 \text{ кбар}$, по особенностям состава отвечают маловодным гранитам мезоабиссального уровня становления. Комплекс можно отнести к гранитовой формации.

Возраст комплекса принят согласно Легенде Уральской серии раннепермским.

Красногвардейский комплекс гранитовый (γP_{kg}) представлен гранитами и плагиигранитами, развитыми в Среднеисетско-Варненской СФЗ. Породами сложены небольшие массивы у восточной рамки листа N-41-II, размеры которых в пределах площади не превышают $0,6 \text{ км}$. Массивы имеют вытянутую форму и близкое к субмеридиональному простирание, им соответствует спокойное отрицательное магнитное поле и локальные отрицательные аномалии гравитационного поля. По данным [152], массивы сложены средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, состоящими из плагиоклаза (33%), ортоклаза (36%), кварца (28%), биотита (3%). Ортоклаз образует порфириовидные вкрапленники в количестве $15\text{--}20 \%$. Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, магнетитом, пиритом; вторичные – мусковитом, альбитом, карбонатом. Структура – гранитовая, микропегматитовая, порфириовидная. По химическому составу порфириовидные граниты отвечают лейкократовым гранитам (SiO₂> 73%) нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности, с высоким содержанием глинозема ($al=3,9\text{--}4,6$). Комплекс относится к гранитовой формации. Возраст гранитов комплекса, определенный K-Ag методом (Малютин и др., 1977), составляет 292 млн лет , что позволяет относить его к раннепермскому.

РАННЕПЕРМСКО–СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Югоконёвский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma P_1\text{--}T_2jk$) представлен гранитами и лейкогранитами биотитовыми мелко- и среднезернистыми лейкократовыми. Они развиты в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пельимской подзоны Восточно-Уральской СФЗ, где образуют Татарско-Карабольский плутон, малые тела в южной экзоконтактной зоне Куяшского плутона и участвуют в строении Тюбукского плутона. В Татарско-Карабольском плутоне гранитоиды залегают в центральной части, образуя в плане изометричное тело диаметром до $2,5 \text{ км}$ среди граносиенитов надыровомостовского комплекса (D_3) и базальтоидов межевской толщи (S_1). В Тюбукском плутоне граниты образуют ряд тел размером до $1\times 4 \text{ км}$ (в пределах площади) среди плагиигранитов рефтинского комплекса (S_2), нижнерифейских и нижнекаменноугольных образований. Здесь им отвечает слабо повышенное магнитное поле с близкими и изометричными очертаниями аномалий. Татарско-Карабольскому плутону отвечает в целом близкое к изометричному расположение слабоположительных и слабоотрицательных аномалий магнитного поля, в целом фиксирующих его форму. В гравитационном поле гранитам комплекса отвечает отрицательная аномалия интенсивностью до 10 мГал , фиксирующая крутой шток.

В составе плутонов преобладают среднезернистые граниты с порфириовидными выделениями кварца и полевых шпатов величиной до 1 см . Породы состоят из кварца (27%), микроклина решетчатого с первичными пертитами и пертитами замещения (30%), плагиоклаза № $15\text{--}18$ (до 40%), часто замещаемого альбитом № $6\text{--}8$; мусковита (2%) и реже биотита (до 1%). Акцессорные минералы – апатит, реже – флюорит, часто встречающийся окисленный пирит. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Их плотность составляет $2,55\text{--}2,61 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $(2\text{--}135)\cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – $16\text{--}39 \text{ мкР/ч}$. Для пород в целом характерны повышенная щелочность ($6,89\text{--}9,04 \%$) при калиево-натриевом типе [82], вышекларковые содержания ($n\cdot 10^{-3} \%$): Cu ($3\text{--}150$), Ni ($3\text{--}15$), Co (до 5), Cr ($15\text{--}40$), Ti ($200\text{--}500$). На диаграмме Rb–Y+Yb точки составов гранитов располагаются в полях внутриплитных обстановок. Отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них составляет $0,7052$, что отражает их корово-мантийную природу.

Жильные образования представлены аплитовидными гранитами. В центральной и северо-западной частях Татарско-Карабольского и юго-восточной части Тюбукского плутонов установлено развитие зон грейзенизации и кварцевых штокверков. Ореол обеленных грейзенизированных пород Татарско-Карабольского плутона в плане имеет размеры 1–1,5×2 км и охватывает его экзо- и эндоконтактовую части. Здесь отмечаются апогранитные мусковит-кварцевые грейзены и в различной степени грейзенизированные граниты, пересеченные кварцевыми жилами с вкрапленностью молибденита мощностью 4–20 см, сопровождающиеся мусковитизацией в зальбандах. Грейзенизацией затронуты как вмещающие граниты, так и жильные образования. Для них характерна вкрапленность окисленного пирита. Здесь отмечены геохимические аномалии U, Mo, W, Li, Nb. Комплекс относится к гранит-лейкогранитовой формации. С ним связана вольфрам-молибденовая и урановая минерализация.

Породы комплекса формировались в возрастном диапазоне от ранней перми до среднего триаса. Нижний возрастной предел определен Rb-Sr методом по мусковит-биотитовым гранитам Татарско-Карабольского плутона и составляет 275,8±4,9 млн лет. Re-Os методом был получен изохронный возраст молибденита из кварцевых жил – 143±3 млн лет, характеризующий верхний возрастной предел постмагматических процессов (т. к. очень высоко содержание первичного ¹⁸⁷Os – 160,6–293,5 ppb). Модельный возраст молибденита определен в интервале 286,9–196,7 млн лет и свидетельствует о более древнем возрасте источника руды. Исходя из этого, и в соответствии с Легендой Уральской серии верхний возрастной предел комплекса принят среднетриасовым.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кременкульский комплекс гранит-лейкогранитовый (γP_3kr) представлен гранитами биотитовыми средне-мелкозернистыми, лейкогранитами, дайками гранит-порфиров, развитыми в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ в составе Султаевского массива, Калдинского и Челябинского плутонов. Они имеют секущие контакты с вмещающими породами и ориентировку, обусловленную тектонической обстановкой. В северной части Калдинского плутона тела гранитов ориентированы в северо-западном направлении. Среди гранитов выделяются средне- и мелкозернистые, иногда порфировидные разновидности. В маломощных дайках они или мелкозернистые, или представлены гранит-порфирами с вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Состав пород: плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 26–33 %; микроклин (решетчатый пертитовый) – 29–35 %; кварц – 29–36 %, иногда биотит – 1–2 %. Полевые шпаты и кварц иногда образуют графические сростания. По плагиоклазу развивается мусковит, биотит замещается хлоритом. Акцессорные: апатит, циркон, ильменорутил, рутил, магнетит, ильменит, пирит. Микроструктура аллотриоморфнозернистая. Плотность гранитов – 2,58–2,6 г/см³, магнитная восприимчивость – (0–800)·10⁻⁵ ед. СИ, радиоактивность – 30–40 мкР/ч. По химическому составу граниты отвечают умереннощелочным лейкогранитам с натриевым типом щелочности при сумме щелочей 8,5–9,2 % [82]. Для них характерны вышекларковые содержания Cu, Pb, Cr, Mo, Sn, Nb, содержания Rb и Sr соответственно 270,9 и 275 г/т. На диаграмме Hf-Rb/30-Ta×3 точка состава гранитов комплекса располагается в поле синколлизионных гранитов. Граниты комплекса сформированы в мезоабиссальных условиях, относятся к коллизионным гранитам корового происхождения.

Жильные породы представлены лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами (γP_3kr). Граниты в отдельных зонах грейзенизированы и калишпатизированы. Комплекс принадлежит к гранит-лейкогранитовой формации. С ним связана урановая минерализация.

Возраст гранитов (K-Ar метод) составляет 214–299 млн лет [100]. В соответствии с Легендой Уральской серии он принят позднепермским.

СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шиханский комплекс умереннощелочных габброидов гипабиссальный ($\epsilon \nu T_2 \delta$) представлен дайками габбро пироксен-роговообманковых умереннощелочных, долеритов, габбро-пироксенитов, лампрофиров. Они установлены в пределах Синарско-Лозьвинского района Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ среди разновозрастных образований палеозоя: в районе пос. Сарыкульмяк – среди отложений соболевской толщи (C₁), юго-западнее Татарско-Карабольского плутона и в Теренкульском массиве – среди риолит-порфиров урукульско-покровского комплекса (P₁). Мощности тел и даек колеблются от 0,6 до 5 м. Среди габброидов комплекса выделяются полнокристаллические и порфировидные разновидности, иногда

биотитсодержащие. В районе пос. Тат. Караболка – это дайки темно-зеленых пироксеновых порфиритов густовкрапленные, иногда переходящих в среднезернистые габбро-пироксениты или редковкрапленные апопироксеновые порфириты с примесью слюдистых агрегатов. Контакты этих тел и даек отчетливо интрузивные, в них содержатся ксенолиты вмещающих риолит-порфиров и риодацит-порфиров урукульско-покровского комплекса, иногда превращенных в тонкозернистые кварциты. Ориентировка даек меридиональная и северо-восточная. По петрохимическому составу [82] породы принадлежат габброидам и монцонитоидам с почти постоянным преобладанием K_2O над Na_2O и характеризуются (в группе габброидов) повышенным содержанием P_2O_5 . Радиоактивность их до 25 мкР/ч. Нормативный состав подобных пород отвечает норитам, габброноритам и оливинсодержащим габброноритам. Характерно присутствие нормативного кварца (в безоливиновых разностях) и нормативного ортоклаза. Спектральным анализом установлены содержания ($n \cdot 10^{-3} \%$): Cr (10–70), Zn (5–10), Ba (150–300), Sr (20–30), Zr (10), Be (0,1–0,3), Y (1,5–5), Yb (0,2–0,3). Комплекс относится к лампрофир-щелочногабброидной формации.

Цифра изотопного возраста 282 ± 15 млн лет (K-Ar метод [174]) отвечает ранней перми, но по геохимическим параметрам комплекс ближе всего к рифтовым толеитовым сериям триаса [172]. Согласно Легенде Уральской серии возраст комплекса принят среднетриасовым.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа N-41-II находится в пределах Восточно-Уральской мегазоны, в зоне геораздела Среднего и Южного Урала, а в широтном направлении переходной зоне от восточного склона Урала к Западно-Сибирской низменности.

В структуре Уральской складчатой системы данная территория выделяется рядом особенностей: нарушается четко проявленная в физических полях широтная зональность Урала – магнитное и гравитационное поля здесь имеют мозаичный характер, с широким развитием кольцевых и дуговых аномалий, обусловленных широким развитием изометричных в плане интрузивных массивов и вулканоплутонических построек; структурно-тектоническое строение площади в значительной мере определяется развитием покровно-надвиговых дислокаций различных вергентностей.

В тектоническом плане структура территории представляет собой аккреционный коллаж гетерогенных блоков, включающих образования допалеозойской коры и структурно-вещественных комплексов пород палеозоя, сформированных в различных геодинамических обстановках.

С северо-запада на юго-восток выделены фрагменты субрегиональных структур: **Алапаевско-Сухтелинский синклиний (1)**, **Айбыкульско-Копейский грабен-синклиний (3)**, **Красногвардейский антиклинорий (4)**; в южной части площади – **Челябинско-Суундукский антиклинорий (2)**. Каждая из этих структур характеризуется своими особенностями геологического строения и металлогении. Сочленения всех структур являются областями развития тектонических дислокаций, друг от друга они отделены глубинными тектоническими швами – главными разломами. Границы структур в поле силы тяжести отчетливо проявлены зонами высоких горизонтальных градиентов только на участках, где тектонические нарушения глубинного заложения не осложнены позднейшими надвиговыми дислокациями.

В свою очередь в составе субрегиональных структур в пределах площади изучения выделяются структуры первого порядка. В **Алапаевско-Сухтелинском синклинии** выделены: *Шилово-Конёвский блок*, *Касаргино-Рефтинская антиклиналь*, *Усть-Багарякская грабен-синклиналь*, *Аргаяшская синклиналь*, *Касаргинский аллохтон*, *Узункульская синклиналь*, *Карабольшая антиклиналь*. В составе **Айбыкульско-Копейского грабен-синклиния** выделены: *Ухановский блок горстов и грабенов*, *Челябинский грабен*, *Черкасовский аллохтон*, *Султановская синклиналь*, *Муслимовско-Бараковская горст-антиклиналь*, *Баязитовская синклиналь*. Все структуры характеризуются своими особенностями наблюдаемых физических полей.

Шилово-Конёвский блок (1_1) характеризуется пониженным полем силы тяжести с положительными аномалиями в обрамлении Тюбукского гранитоидного плутона на площади развития образований межевской толщи. Региональной отрицательной аномалией фиксируется не вскрытый эрозией Шиловоконёвский пермский гранитный массив, с интенсивной изометричной локальной отрицательной аномалией над лейкогранитами юго-конёвского комплекса Татарско-Карабольшого полихронного гранитоидного плутона. Магнитное поле слабоотрицательное над гранитоидными массивами и положительное с линейными аномалиями субмеридионального простирания интенсивностью до $n \cdot 1\ 000$ нТл.

Для *Касаргино-Рефтинской антиклинали* (1_2) характерно преимущественно положительное поле силы тяжести в редукции Буге интенсивностью $+16+28$ мГал, с локальными аномалиями сложной, часто изометричной формы. Повышенное поле обусловлено широким развитием вулканитов дифференцированной и контрастной формаций, в составе которых большая часть объема представлена базальтами. На фоне повышенного поля выделяется серия изометричных отрицательных аномалий силы тяжести над массивами гранитоидов. Магнитное поле дифференцированное, большей частью отрицательное, с локальными положительными аномалиями изометричной и дугообразной формы над гранитоидными массивами и вулканическими постройками, а также над телами серпентинитов.

Усть-Багарякская (1₃), *Узункульская* (1₆) и *Аргаяшская* (1₄) синклинали характеризуются отрицательными значениями поля силы тяжести и отрицательными магнитными аномалиями, что связано с карбонатно-терригенными образованиями, слагающими эти структуры.

Карабольская антиклиналь (1₇) и *Касаргинский аллохтон* (1₅) имеют в общем плане повышенное поле силы тяжести (преобладание вулканитов основного состава), и мозаичным магнитным полем, которое фиксирует контрастное развитие основных и кислых вулканитов рудянской и межевской толщ.

Айбыкульско-Копейский грабен-синклинорий характеризуется знакопеременным гравитационным полем, преимущественно положительным над *Ухановским блоком* горстов и грабенов (3₁) и отрицательным над *Челябинским грабеном* (3₂). Максимальное понижение аномалий силы тяжести в редукции Буге (до 20 мГал) наблюдается над угленосными осадками Сугоякского угленосного района. Характер аномального гравитационного поля между западной и восточной ветвями грабена позволяет утверждать, что блок палеозойских пород, разделяющих их, представляет собой останец тектонического покрова (*Черкасовский аллохтон* (3₃)) мощностью 700–1 500 м [100]. Магнитное поле сложное: с интенсивными положительными аномалиями над телами серпентинитов и массивами ультрамафитов и пониженное до отрицательного над терригенными и терригенно-карбонатными комплексами пород. Такой же характер распределения полей наблюдается и над *Муслумовско-Бараковской горст-антиклиналью* (3₅). *Султановская* (3₄) и *Баязитовская* (3₆) синклинали, сложенные карбонатно-терригенными образованиями, выделяются пониженными полями силы тяжести и спокойным отрицательным магнитным полем.

Красногвардейский антиклинорий характеризуется слабо повышенным спокойным гравитационным полем. Магнитное поле отрицательное спокойное. Локальными линейными положительными аномалиями небольшой интенсивности фиксируются серпентиниты, трассирующие Бичурско-Копейский разлом.

Для **Челябинско-Суундукского антиклинория** характерно отрицательное поле силы тяжести в редукции Буге и спокойное отрицательное магнитное поле. Положительными аномалиями магнитного поля и локальными повышениями интенсивности гравитационного поля фиксируются долерито-базальты смолинского комплекса (D₃), прорывающие образования нижнерифейской самарской толщи.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

Геологические образования площади принадлежат четырем структурным этажам: **архейско-нижнепротерозойскому**, **рифейско-среднекембрийскому**, **верхнекембрийско-среднетриасовому** и **мезозойско-кайнозойскому**.

Архейско-нижнепротерозойский структурный этаж представлен *нижнепротерозойским ярусом*, где сложен структурами и фрагментами структур нижнепротерозойских образований, выходящими на поверхность в Шилово-Конёвском блоке и в Красногвардейском антиклинории.

В первом, образования яруса представлены гнейсо-мигматитовым комплексом аллакинской толщи, картируемым в северном и восточном обрамлении Тюбукского плутона. Парагенезис дислокаций представлен дисгармоничными складками, чередующимися с участками моноклинальных структур. Преобладающее простирание структур северо-западное (285–300°). Но в северной части гнейсовидность имеет азимут падения 290–300° под углом 20–26° [101]. Здесь гнейсовидность осложнена плейчатостью с размахом микроскладок 2–4 см с погружением их осевых поверхностей по азимуту 45°.

В Красногвардейском антиклинории образования яруса сложены гнейсами ильиновского комплекса. Наблюдаемый структурный план гнейсов однотипен: северо-западное простирание разгнейсовки (азимут падения 210°), совмещение участков моноклинального падения с зонами изоклинальной и дисгармоничной складчатости. Строение структурного яруса осложнено интрузиями разного возраста.

Рифейско-среднекембрийский структурный этаж представлен *нижне-среднерифейским структурным ярусом*, который сложен структурами дислоцированного чехла кристаллического фундамента. Они представлены образованиями рифейских самарской, городищенской и куяшской толщ в автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных блоках во всех структурно-тектонических зонах, за исключением Айбыкульско-Копейского грабен-синклинория. Автохтонные блоки яруса установлены в Красногвардейском антиклинории, где метатерригенные и метавулканогенные образования городищенской свиты несогласно залегают на образованиях

нижнепротерозойского фундамента. Параавтохтонные блоки слагают восточное и южное обрамление Тюбукского гранитоидного плутона, установлены восточнее с. Татарская Караболка и в антиклинальной структуре Калдинского плутона. Аллохтонные блоки этажа слагают пластины в основании Метелёвско-Есаульской системы надвигов в Челябинско-Суундукского антиклинория.

Структуры яруса сложены ранне- и среднерифейскими метаморфизованными песчано-глинистыми отложениями чехла микроконтинентов и метаморфизованным терригенно-вулканогенным парагенезом, образованным в обстановке континентального рифтогенеза. Структуры яруса доступны для наблюдения в небольших фрагментах, где они затушеваны позднейшими дислокациями. Структурный план яруса определяется развитием нескольких систем складчатости, имеющих субширотное ($210\text{--}250^\circ$), субмеридиональное ($0\text{--}10^\circ$) и северо-северо-западное простирание в разных фрагментах. Парагенезис дислокаций представлен дисгармоничными складками, чередующимися с участками моноклиналиного (?) залегания с развитием острозамковой квиважной складчатости. Строение структурного яруса осложнено интрузиями разного возраста, а первичные структуры осложнены и часто затушеваны позднейшими дислокациями.

Верхнекембрийско–среднетриасовый структурный этаж состоит из трех структурных ярусов: *верхнекембрийско–нижнедевонского*, *нижнедевонско–среднекаменноугольного* и *верхнекаменноугольно–среднетриасового*.

Верхнекембрийско–нижнедевонский структурный ярус представляет собой сложно построенный ансамбль автохтонных (параавтохтонных) и аллохтонных структур, сформированных разновозрастными вулканогенными и интрузивными образованиями. Раннепалеозойские вулканогенные образования с размывом залегают на допалеозойских породах. Наиболее древними образованиями яруса являются ранне-среднеордовикские толеитовые базальты саргазинской толщи, первоначально формировавшиеся в условиях континентального рифтогенеза, а затем в островодужной обстановке, ультрамафиты-мафиты габбро-дунит-гарцбургитовой и габбро-гарцбургитовой формаций, интрузии (пироксенит)-габбро-диорит-плагиигранитовой формации рефтинского комплекса (S_2), формировавшиеся в пределах океанического (?) спредингового центра, вулканиты межеской толщи, формировавшиеся в надсубдукционной обстановке. Вулканиты слабо деформированы и в целом имеют субмеридиональную ориентировку, осложненную более поздними надвиговыми дислокациями восточной и юго-восточной вергентности.

Вулканиты теченской толщи (D_1), сформировавшиеся в обстановке задугового растяжения, образуют ряд отдельных блоков, размещенных в виде дуги с субширотным простиранием СВК в центральной части площади и с северо-восточным простиранием – в северной. Субширотное простирание вулканитов в центральной части площади, вероятно, в первом приближении отвечает первоначальному положению центров вулканизма, впрочем, как и пространственному положению оси океанического спрединга (O_2) в данной части Уральской складчатой системы. Структуры этажа, в целом достаточно слабо деформированные, осложнены системами надвиговых дислокаций и многочисленными разновозрастными интрузиями, в том числе комагматичными образованиями вулканогенных толщ. Основной структурный план этого яруса по геолого-геофизическим данным обусловлен развитием кольцеобразных палеовулканических центров базальтоидного магматизма. Образования этого яруса представлены также олистоплаками в Султановской олистостроме.

Нижнедевонско–среднекаменноугольный структурный ярус объединяет вулканогенные, интрузивные и осадочные образования островодужной системы, активной континентальной окраины и раннеорогенной коллизионной стадии. Разновозрастные вулканогенные и осадочные образования с несогласием залегают на структурах нижнего яруса, либо контактируют с ними тектонически. Характерными структурными элементами этого яруса являются кольцевые структуры и их фрагменты, отвечающие многофазным и полихронным интрузивным массивам, элементам вулканических и вулканоплутонических построек.

Другая особенность в строении яруса связана с развитием грабен-синклинальных структур практически симметричного строения, выполненных образованиями карбона (Усть-Багарякская грабен-синклиналь и Айбыкульско-Копейский грабен-синклинорий).

К нижнему уровню яруса относятся структуры в разной степени дислоцированных рудянской (D_2) и карагайлинской (D_{2-3}) толщ, осложненных субвулканическими телами уруккульского комплекса. В зонах надвигов породы толщ рассланцованы, на остальной площади залегают субгоризонтально. Такие же элементы залегания характерны для образований верхнего уровня яруса, представленных вулканогенными образованиями дербишевской (C_1), и кургинской ($D_3\text{--}C_1$) толщ и карбонатными и терригенно-карбонатными толщами раннего–среднего карбона, структуры которых осложнены многочисленными, разновозрастными интрузиями. Залегание

вулканогенных и осадочных комплексов пород практически субгоризонтальное с образованием простых малоамплитудных складок.

С пологими надвиговыми дислокациями в этом ярусе связано возникновение Султановской олистостромы, детально охарактеризованной в разделе «Стратиграфия».

Верхнекаменноугольно–среднетриасовый структурный ярус характеризует этап формирования позднепалеозойского уральского орогена. Нижний уровень яруса представлен карбонатно-терригенными молассоидными формациями межгорных депрессий и коллизионными гранитоидными формациями: монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой (P_1), трахириолит-риолитовой (P_1), гранитовой (P_1) и гранит-лейкогранитовой (P_1-T_2), осложняющими структуры более нижних этажей и ярусов. Гранитоидные интрузии большей частью представлены изометричными штокообразными массивами. Субвулканические интрузии трахириолит-риолитовой формации (P_1) большей частью тяготеют к синклинорным структурам, образуя силлоподобные линейные тела, согласные с залеганием вмещающих пород. Верхний уровень яруса представлен структурами образований терригенно-риолит-базальтового парагенеза (T_{1-2}). На площади листа N-41-II они фрагментарно присутствуют в Челябинском грабене. К структурам яруса относятся также интрузивные дайковые образования лампрофир-щелочно-габброидной формации (T_2), размещение которых контролируется разломами северо-западного и субширотного простирания.

Мезозойско–кайнозойский структурный этаж. В структурах этажа выделено два структурных яруса: *верхнетриасовый* и *среднемезозойско–кайнозойский*.

Структуры *верхнетриасового яруса* представлены дислоцированными и слабодислоцированными отложениями угленосной челябинской серии (T_3) в Челябинском грабене. В пределах Челябинского грабена триасовые отложения образуют пологие синклинальные и антиклинальные складки с пологим падением крыльев, увеличивающимся до 60° в приразломных зонах субмеридиональных и субширотных разломов. Осложняющими элементами структур яруса являются шарьяжно-надвиговые дислокации.

Верхнемезозойско–кайнозойский структурный ярус сформирован после завершения коллизионных процессов и наступления длительной стабилизации, сопровождавшейся пенепленизацией и образованием площадных кор выветривания. В целом ярус представлен структурами практически горизонтально залегающих на всех более ранних структурных ансамблях континентальных и морских терригенных образований. Структуры этажа на отдельных участках осложнены наследуемыми крутопадающими разрывными нарушениями, являющимися ограничителями пологих, большей частью малоамплитудных синклинальных и антиклинальных структур в практически горизонтальном чехле осадков, перекрывающих образования нижних структурных этажей.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Структурный план Кунашакской площади, наряду с выведенными на эрозионный срез разновозрастными структурно-вещественными комплексами мозаично-блокового распределения, в разном стиле и степени деформированных складчатостью, осложненными разновозрастными интрузиями, определяют системы пологих дислокаций и закономерно расположенных крутопадающих разрывных нарушений различных направлений. Система тектонических нарушений включает крутопадающие разломы субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и северо-северо-западного, а также субширотного направлений. Нарушения других направлений являются разрывами более высокого порядка. Крупные тектонические структуры ограничены субмеридиональными разломами сложной морфологии.

Тектонически ослабленные и наиболее подвергнутые выветриванию зоны разломов практически не обнажены и изучены фрагментарно буровыми скважинами, а также прослежены по геофизическим данным.

Аргаяшский разлом сложной морфологии (1) (под этим названием впервые выделен А. В. Коровко [95]) ограничивает Шилово-Конёвский блок с юго-востока. Он является морфологически сложным, в целом дугообразным. На юго-западе площади – это система сдвиго-сбросовых дислокаций северо-восточного простирания, осложненных смещениями по субмеридиональным разломам, на севере – малоамплитудный надвиг восточной вергентности. Севернее площади в меридиональном отрезке надвиг меняет вергентность на западную (сдвиго-сброс), а затем еще севернее на юго-восточную [95]. На отдельных участках разлом фиксируется линейными корами выветривания, отмечаются небольшие линзы серпентинитов в юго-

западной его части. В геофизических полях он фиксируется сменой инфраструктуры и смещением локальных аномалий.

Касаргино-Рефтинская антиклиналь с востока ограничена главным *Алапаевско-Челябинским глубинным разломом сложной морфологии* (12). Он прослеживается через всю площадь листа в субмеридиональном северо-восточном направлении.

Главный Алапаевско-Челябинский разлом, вместе с главным *Бичурско-Копейским* (13), принадлежат Челябинско-Карталинской системе глубинных разломов, образующих мощную шовную зону. Заложение разлома произошло в раннем палеозое, а активные движения по нему зафиксированы как неотектонические и отражены в элементах рельефа. Разлом формировался по типу листрических сбросов и в верхней части имеет субвертикальное падение. К разлому приурочены субвертикальные тела серпентинитов, вдоль него развиты зоны рассланцевания и какталаза в полосе шириной до двух километров.

Надыровский разлом сложной морфологии (10) принадлежит системе разрывных дислокаций зоны динамического влияния Кременкульско-Азбаевского трансформного разлома [100]. Данный парагенезис сдвиговых дислокаций включает в себя разрывные нарушения северо-северо-западного (Надыровский разлом) и северо-западного направлений. Разломы северо-западного простирания (7, 8) параллельны Кременкульско-Азбаевскому трансформному разлому и так же, как и последний, частично, формировались как правые сдвиги (*Карабольский правый сдвиг* (7)). Падение разломов в верхней части земной коры субвертикальное. Значительное участие разломов этого направления в строении площади подтверждается сейсмическими исследованиями, по результатам которых в районе *Мулюмовского мафит-ультрамафитового массива* (11) установлена анизотропия скоростей упругих волн, обусловленная развитием трещинных систем с азимутом простирания 295–305° [85].

Система сдвиговых дислокаций северо-восточного и северо-северо-западного простираний, названный Тахталымско-Надыровским [101], является почти полным аналогом Биргильдинско-Томинской системы дислокаций, детально изученной на площади листа N-41-VIII [100]. Вдоль разломов северо-восточного простирания взброшены восточные блоки с падением плоскости сместителя на юго-восток, а вдоль разломов Надыровской системы взброшены западные блоки с падением плоскости сместителя на запад. Часть выделенных разломов Тахталымско-Надыровской системы представляет собой эшелонированные системы трещин без существенных подвижек по ним. Время заложения данного парагенезиса дислокаций определяется как поздний девон [100], активное развитие дислокаций (пульсационное) продолжалось до триаса. Отраженные системы дислокаций этих направлений фиксируются геологическими наблюдениями и в палеогеновых отложениях [101]. Парагенезис тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного направлений контролировал процессы рудогенеза, по крайней мере, в позднедевонско-раннекаменноугольное время – ими контролируется размещение малых тел биргильдинско-томинского диоритового комплекса (D_3-C_1) с медно-порфировым оруденением.

Системы сдвиговых дислокаций зоны динамического влияния Кременкульско-Азбаевского разлома в значительной мере определяют структурный рисунок автохтонов (параавтохтонов) и в ряде случаев осложняют строение аллохтонов. В физических полях эти системы нарушений выделяются по смене инфраструктуры полей, локальными линейными аномалиями, иногда гравитационными ступенями.

Картуемые широтные и дуговые разломы в пределах Рефтинско-Касаргинской антиклинали, обусловлены иным полем напряжений и другими причинами. Субширотные разломы вероятно, наследуют структуры палеоостроводужных сооружений. Разломы активизировались вплоть до поздней перми. Дуговые разломы формировались по периферии вулканоплутонических построек и неоднократно подновлялись (район Куяшского массива). Они фиксируются дуговыми аномалиями магнитного и гравитационного полей и в ряде случаев сопровождаются комплексными геохимическими аномалиями. Зоны разломов в карбонатных породах наблюдаются в виде интенсивно брекчированных пород. Выделенный по геофизическим данным дуговой разлом в Усть-Багарякской грабен-синклинали, по-видимому, фиксирует краевую часть синседиментационной котловины.

Главный *Бичурско-Копейский разлом* разделяет Айбыкульско-Копейский грабен-синклинорий и Красногвардейский антиклинорий, а главный *Касаргино-Есаульский разлом сложной морфологии* (11) разграничивает Айбыкульско-Копейский грабен-синклинорий и Челябинско-Суундукский антиклинорий.

Все разломы Челябинско-Карталинской системы нарушений являются субвертикальными глубинными [152]. В гравитационном поле они выделяются зонами высоких горизонтальных градиентов. Дискретно распределенные протрузии серпентинитов в зонах разломов сопровож-

даются линейными аномалиями магнитного поля различной интенсивности. Разломы этого направления наблюдаются и в смежных структурах, среди которых одним из наиболее крупных является *Теченский*.

Теченский разлом сложной морфологии (3) ранее (Шагина, 1984, 1991) выделялся фрагментарно как скрытый. Комплексом геолого-геофизических данных он фиксируется практически на всем его протяжении. В зоне разлома западнее оз. Чебакуль располагается линейно вытянутый на 6 км массив мафит-ультрамафитов надыровомостовского (D_3) и канзафаровского (D_1) комплексов. Южнее и севернее отмечаются участки развития линейных кор выветривания, цепочка останцов отложений серовской свиты (P_2) и неогена. В зоне разлома размещается *Сарсагинский массив* (15) рефтинского комплекса (S_2), интенсивно деформированы ультрамафиты *Касаргинского массива* (16). В северной части листа в зоне разлома сформирована Усть-Багаряжская структурно-тектоническая депрессия (грабен-синклиналь), выполненная терригенно-карбонатными образованиями карбона, которые перекрыты меловыми отложениями (Синарская депрессия). Теченский разлом относится к системе дислокаций Челябинско-Карталинского разлома, в верхней части имеет крутое восточное падение и формировался, по видимому, как и остальные разломы этой системы в данной части территории, по типу листрических сбросов с формированием серии клавишных блоков. Зарождение разлома предположительно происходило в послеордовикское время, а подвижки по нему, в том числе сдвиговые, продолжались как минимум до раннего карбона.

В обстановке начавшейся коллизии с раннего карбона интенсивное развитие приобрели надвиговые и шарьяжно-надвиговые дислокации, которые в значительной мере определяют структурный план территории.

Султановская олистострома, описанная в разделе «Стратиграфия», относится к тектоно-гравитационному типу и образование ее связано с поступлением в раннекаменноугольный бассейн седиментации обломков и глыб разрушавшейся фронтальной части надвига. В олистолитах и олистоплаках представлены практически все докаменноугольные структурно-вещественные комплексы территории, в том числе и мафит-ультрамафиты. В олистоплаках образований рудянской толщи с колчеданным оруденением рудные горизонты (Султановское месторождение) иногда разделены пластинами или линзами серпентинитов.

Подавляющая часть надвигов имеет восточную и юго-восточную вергентность. Амплитуды конкретных надвигов различны. Максимально возможные амплитуды перемещения аллохтонов оцениваются в 60–75 км [101]. Малоамплитудные надвиги в северной части площади иногда являются продолжениями сдвиго-взбросов. Во многих пунктах площади зоны пологих дислокаций установлены в разрезах различных образований. Преобладающее направление вектора перемещений блоков в них – с запада на восток и с северо-запада на юго-запад, редко встречаются векторы южных направлений. На поверхности блоков отмечается штриховка надвигового и поддвигового типов. Это отвечает сложной динамике перемещений отдельных пластин с элементами их вращения в плоскостях деформаций, с возникновением поперечных к фронту надвигания внутриаллохтонных разломов сдвигового (сдвиго-взбросового) типа с вероятностью образования малоамплитудных надвигов обратной вергентности. Вероятно, именно такому типу дислокаций обязано формирование части разломов субширотных нарушений сложной морфологии, с образованием малоамплитудных надвигов северо-западной вергентности в районе Теченского месторождения.

К наиболее крупным надвигам относятся *Метлинский надвиг* и *Метелёвско-Есаульская система надвигов*.

Метлинский надвиг (2) установлен по геологическим (большое количество скважин глубиной до 2 000 м, повторяющиеся наборы фаунистических остатков нижнего, верхнего визе и серпухова) и геофизическим данным и является восточным ограничением Аргаяшской системы надвигов [102]. На денудационной поверхности он представлен трогом, заполненным мезокайнозойскими отложениями, образовавшимся в форланде надвига при разрушении пород при зонной релаксации напряжений. Трог четко фиксируется локальной отрицательной аномалией силы тяжести интенсивностью до 3 мГал. Плоскость надвига по сейсмическим данным [85] имеет крутое западное падение на глубину около 1,5 км, а затем выполаживается («носок лыжи»).

Метелёвско-Есаульская система надвигов (9) состоит из серии пластин юго-восточной вергентности. Углы падений плоскостей надвигов меняются от 15 до 50°. Одна из пластин представлена базальтами саргазинской толщи (O_{1-2}), надвинутыми на известняки тугундинской толщи (C_1) [157]. В зонах надвиговых дислокаций обычно присутствие линз и пластин серпентинитов. Системы пластин надвигов являются основанием Касаргинского аллохтона.

Касаргинский аллохтон, как единая структура, размещается в пределах Рефтинско-Касаргинской антиклинали. Основание аллохтона представляет сложную систему пластин и блоков пород различного состава и возраста, разделенных зонами катаклазитов и милонитов различной мощности (от нескольких метров до 300 м) [101]. Надвиги (зоны милонитов) облекают и разделяют пластины, сложенные серпентинитами, образованиями самарской и саргазинской толщ, отложениями тугундинской толщ. Общая ширина подошвенной части аллохтона колеблется от 5 до 6 км [101], что при установленных углах падения 15–30° отвечает мощности 1,5–2,0 км. В тыловой части аллохтона развиты вулканиты рудянской толщи (D_2), перекрытые на отдельных участках малоамплитудными надвигами.

В структуре Челябинского грабена выделен Черкасовский аллохтон, в котором слагающие его комплексы пород шарьированы с востока (возможно и с запада тоже). Основанием для такого вывода является то, что в сложно построенном останце покрова присутствуют крупные блоки диоритов черкасовского комплекса (D_3), известные только в Красногвардейском антиклинории; а также установлен блок терригенных угленосных образований позднего триаса, которые известны в грабенах, расположенных восточнее Бичурско-Копейского разлома. В пределах площади листа размеры аллохтона составляют приблизительно 10–11×28 км. С востока он ограничен главным Бичурско-Копейским разломом сложной морфологии, с запада – западной ветвью Челябинского грабена, выполненного триасовыми отложениями. Южная граница Черкасовского аллохтона откартирована на листе N-41-VIII [100], принятого к изданию в 1999 году (в то время наличие данной структуры сомнений не вызывало). Северное ограничение аллохтона условное (по субширотному разлому западно-северо-западного направления, расположенного на широте *Ветродуйского гранитного массива* (12)) из-за отсутствия достоверных геолого-геофизических данных. Формирование аллохтона происходило, вероятно, пульсационно, так как он представляет собой коллаж крупных блоков разновозрастных разного состава пород (базальтов, серпентинитов, гранитоидов, терригенно-карбонатных образований), часто отделенных надвиговыми дислокациями с линзами серпентинитов в них. Южнее площади, в аллохтоне, скважинами вскрыта зона терригенного меланжа мощностью до 109 м, сложенная разнообломочным полимиктовым материалом с величиной глыб до 19 м. В составе его – серпентиниты, диориты, порфириновые базальты, габброиды, гнейсы, кварциты [100]. Аллохтон перекрывает терригенные угленосные осадки Челябинской серии (T_3), что обосновывается анализом гравитационного поля [100] и данными сейсморазведки. Как уже упоминалось, максимальное понижение аномалий силы тяжести в редукции Буге (до 20 мГал) наблюдается над угленосными осадками Сугояжского угленосного района. В пределах площади работ характер аномального гравитационного поля между западной и восточной ветвями грабена позволяет утверждать, что блок палеозойских пород, разделяющих их, не является горстом (выступом палеозойского фундамента), а представляет собой останец тектонического покрова (Черкасовский аллохтон) мощностью 700–1 500 м [100]. По сейсмическим данным [24] здесь в интервале глубин 1 100–(2 500–3 000) м характерно преобладание субгоризонтальных отражающих площадок, а плотность пород в интервале 1 100–2 000 м (по линии сейсмического профиля) составляет 2,60 г/см³ [24], что может отвечать только плотности отложений триаса. Одним из элементов строения Черкасовского аллохтона является так называемый Мыркайский надвиг в восточном борту Челябинского грабена, по которому среднекаменноугольные образования надвинуты на терригенные отложения триаса. В подошве надвига установлена мощная пачка шоколадных глин трения, образованных по терригенным породам. В целом мощность аллохтона оценивается в 700–1 500 м.

Имеющиеся геологические данные позволяют предполагать, что формирование аллохтонных структур происходило в два основных, разделенных большим промежутком времени, этапа. Первый этап относится к раннему карбону, о чем свидетельствует раннекаменноугольный возраст вмещающих пород Султановской тектоно-гравитационной олистостромы. Аллохтонные блоки прорываются гранитоидами урукульского комплекса (P_1). В зонах милонитов отмечаются секущие и согласные с дислокациями дайки гранитов кременкульского комплекса (P_1) [101]. Второй этап – поздний триас–юра: Черкасовский аллохтон перекрывает отложения верхнего триаса, что подтверждается в Мыркайском надвиге. Следы надвиговых дислокаций установлены в гранитах султаевского комплекса (P_1) – в *Султаевском массиве* (14) [101]. Пластины Метелёвско-Есаульского надвига, сложенные серпентинитами, содержат закатанные глыбы гранитов кременкульского комплекса [100].

Главные разломы, имея значительную глубину формирования (по оценкам глубина формирования Кременкульско-Азбаевского трансформного разлома порядка 45 км [100], системы Челябинско-Карталинских разломов не менее 20 км), являлись дренажными системами для поступления рудоносных растворов, но непосредственно в их зонах проявлений и месторожде-

ний полезных ископаемых на площади не установлено. Исключение – Теченское месторождение железа, расположенное вблизи Теченского разлома. В целом рудно-метасоматические процессы фиксируются в узлах пересечений разломов более высокого порядка, развивавшихся в зонах динамического влияния глубинных разломов. Имея меньшую проницаемость (часто отсутствует магистральный разрыв, но развиваются зоны трещиноватости и брекчирования), они обладают более благоприятной обстановкой для рудоотложения. Син- и пострудные разломы создают условия для формирования комплексных геохимических аномалий даже от глубокозалегающих рудных зон. В данной ситуации наблюдается так называемый каркасный тип геохимических ореолов, распределение аномалий в которых подчинено системе разрывных нарушений.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие изученной площади, как и всего Урала обусловлено крупномасштабной цикличностью, т. е. совокупностью повторявшихся деструктивно-конструктивных процессов в земной коре.

История геологического развития территории начинает свой отсчет с раннего протерозоя. Реликты более ранних стадий (архей) развития Земли, когда формировались первые гранит-зеленокаменные области и происходило становление эократонов, здесь отсутствуют.

В истории развития территории выделяются следующие этапы: **раннепротерозойский, позднепротерозойский (рифейский), палеозойский и мезозойско-кайнозойский.**

Раннепротерозойский этап. Палеогеодинамическая интерпретация событий этого этапа весьма условна, так как, во-первых, условия формирования литокомплексов в тот период были отличны от палеозоя (мощность и Р–Т условия земной коры, состав атмосферы и т. д.), а, во-вторых, первичный состав структурно-вещественных комплексов (СВК) изменен интенсивными более поздними метаморфическими преобразованиями.

Континентальная кора в начале раннего протерозоя стала достаточно жесткой и хрупкой, что способствовало при поднятии разогретых плюмов образованию глубинных разломов и трещин, и в конечном счете, привело к проявлению рассеянного рифтинга на большой территории. СВК нижнего протерозоя в пределах площади представлены аллакинской толщей (Сосьвинско-Синарская СФЗ) и ильиновским комплексом (Таборско-Тапская СФЗ).

Накопление осадков в сочетании с вулканитами в континентальных рифтовых трогах послужило базовым материалом раннепротерозойских образований вышеуказанных стратифицированных подразделений. В последующем вулканогенно-терригенные СВК подверглись метаморфизму амфиболитовой фации с наложением позднее ультраметаморфизма (Кейльман, 1974) и диафтореза. Они в современной структуре представлены гнейсами различного состава с прослоями амфиболитов, кристаллосланцев, кварцитов, кальцифиров. Петрогеохимические параметры аповулканогенных пород характерны для рифтовых континентальных структур. Рифтогенез, вероятно, происходил в условиях рассеянного спрединга. К концу раннего протерозоя территория представляла собой сложно построенную молодую платформу.

Позднепротерозойский этап. В раннем рифее после длительного этапа платформенной стабилизации, предположительно под воздействием мантийного плюма было сформировано обширное сводовое поднятие, приведшее к интенсивной деструкции континентальной коры. Начался новый этап континентального рифтогенеза с осадконакоплением в эпиплатформенных бассейнах и в зарождающихся грабеновых структурах, с трещинными излияниями платобазальтов (куяшская, самарская, городищенская толщи). Признаками общих условий формирования рифейских терригенных образований является присутствие в разрезах кварцитов, метапесчаников, филлитов и филлитовидных сланцев, имеющих однотипные характеристики. Метабазальты самарской толщи соответствуют внутриплитным континентальным базальтам, а по распределению РЗЭ относительно хондрита, идентичны траппам бичурской свиты (с более низким содержанием РЗЭ) и сопоставимы с траппами Декана [82]. Они обеднены КИРЭ (Rb, Sr, Ba) и несколько обогащены ВЗЭ. Составы метабазальтов, апобазальтовых амфиболитов и аповулканогенных амфиболовых кристаллосланцев куюшской толщи также отвечают континентальным условиям образования вулканитов.

Проявления вулканизма в рифее происходили в различных СФЗ на разных временных уровнях. На востоке и юге территории они отмечаются уже в нижнерифейских образованиях (в Пластовско-Суондукской и Таборско-Тапской СФЗ), а в Сосьвинско-Синарской зоне метавулканиды отмечаются только в среднем рифее. Это, вероятно, было обусловлено рассеянным характером рифтогенеза, локальными проявлениями вулканизма в отдельных узких зонах, разделяющих более обширные блоки, на которых в условиях мелководных бассейнов сохранялись платформенные условия осадконакопления.

В конце раннего рифея тектоническая активность внутри суперконтинента ослабела, но с еще большей интенсивностью вспыхнула в среднем рифее. Степень деструкции значительно превзошла раннерифейскую.

Во второй половине позднего рифея начался распад единого суперконтинента (Родинии), отдельные же блоки (что относится и к Южному Уралу), сохраняли свою монолитность. По нашим представлениям нет оснований говорить о том, что в пределах Южноуральского региона континент распадался на отдельные блоки, так как островодужные, окраиноконтинентальные, океанические комплексы и офиолитовые ассоциации этого периода здесь отсутствуют. Несколько позже, по версии некоторых исследователей (Young, 1992) вследствие кембрийского орогенеза (кадомского, байкальского) был сформирован новый континент – Канотия.

В результате орогенных процессов кадомской фазы тектогенеза мощность континентальной коры увеличилась. Повышенный тепловой поток способствовал процессам палингенеза в породах фундамента и рифейских образованиях, и как следствие – появлению в них мигматитов. Образования верхнего рифея–кембрия, соответствующие байкальскому циклу развития Земли (циклы Бертрана), на описываемой территории не установлены.

Палеозойский этап наиболее сложен по разнообразию палеогеодинамических обстановок формирования СВК (платформенные, континентально-рифтогенные, спрединговые, островодужные, активных континентальных окраин и коллизионные). Каледонскому циклу развития Урала соответствует время с ордовика до позднего девона.

В начале ордовика (в конце кембрия?) началось раскрытие Уральского палеоокеана, в котором процессы тектоники плит стали проявляться так, как мы их представляем в настоящее время. В результате общего растяжения и утонения континентальной коры произошел ее раскол, с заложением грабенов, образованием разломов и трещин, ортогональных вектору напряжений, и часто наследовавших шовные зоны рифейского рифтогенеза. На территории Южного Урала сформировалась рассеянная рифтовая система, охватившая территорию всего Южного Урала. В расширяющихся и углубляющихся офиолитовых трогах, в пределах Восточно-Уральской мегазоны изливались базальтовые лавы саргазинской толщи. Южнее исследуемой территории (лист N-41-VIII) нижняя часть ее разреза сложена континентально-рифтогенными высокотитанистыми толеитами [82].

Процессы рифтогенеза в различных частях региона были не одновременными (растянутыми во времени от позднего кембрия до позднего ордовика), а сам рифтинг был достаточно кратковременным и быстро переходил в спрединг, что дало начало формированию на большей части Урала океанического бассейна. Размеры бассейна по латерали были не большими и на современном этапе сопоставимы с Красноморским, о чем еще в 1971 году говорил академик Д. В. Наливкин. Таких же взглядов придерживаются и многие другие исследователи (И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов и др.). По мнению В. Е. Хаина (2004 г.) Уральский бассейн не являлся автономным палеоокеаном, а представлял собой лишь окраинное море Палеоазиатского океана, зарождение которого произошло в позднем протерозое. По представлению М. С. Рапопорта (2006 г.), «в окраинно-морском глубоководном бассейне не существовали цепи вулканических островов, на его западном континентальном побережье – пассивная континентальная окраина, а внутри – цепь авулканических поднятий с древним кристаллическим фундаментом – микроконтиненты (или срединные массивы) Восточно-Уральской мегазоны». Наши представления близки выше описанным – в результате дробления континентальной коры были сформированы микроконтиненты, занимавшие значительную часть океанического бассейна. С востока и с запада (Восточно-Уральский и Магнитогорский прогибы в традиционном понимании) от этих микроконтинентов, а также между ними развивались зоны спрединга. Западная окраина Восточно-Европейской (Русской) плиты оставалась пассивной на протяжении всей последующей истории развития Урала. Она представляла собой амагматичную область с периодическими регрессиями и трансгрессиями моря. На территории площади изучения можно предположить наличие фрагментов Тюбукского микроконтинента и Азиатского палеоконтинента (Казахия). Не исключено, что Челябинский блок являлся также микроконтинентом, хотя есть основания предполагать, что он являлся частью Казахстанского континента – его индентором.

Океанические образования ордовикского окраинного моря представлены альпинотипными гипербазами (чебаркукульско-казбаевский и дружининский комплексы). Они, вероятнее всего, представляют собой блоки верхней мантии и/или нижней части океанской коры, прошедшие различные этапы трансформации в ходе цикла Вилсона. Большая их часть являлись источником, из которого выплавлялись базальты, изливавшиеся в рифтогенной структуре, подобной срединно-океаническому хребту. При переходе территории к развитию в режиме островных дуг ультрабазиты могли входить в состав различных частей подстилавшей ее мантии: фронтальной

(преддуговой) части, глубоководного желоба, фундамента дуги, надсубдукционного мантийного клина и задугового бассейна. В верхние горизонты литосферы ультрабазиты были перемещены в коллизионный этап развития территории.

В ордовике–раннем силуре на западной окраине Уральского палеобассейна и на юго-восточной окраине «срединного» микроконтинента (Тюбукского) произошло заложение зон субдукции восточного и северного падения (соответственно) и формирование первых островодужных СВК (саргазинская и межевская толщи). Базальты саргазинской толщи совмещают в себе признаки обстановок континентального рифтогенеза (нижняя часть разреза на листе N-41-VIII), срединно-океанических хребтов (СОХ) и островных дуг (ОД). Они имеют низкие содержания Ni и Cr (при Ni/Co – 0,9, что характерно для островных дуг), пониженные содержания ВЗЭ (ОД, СОХ). Содержания КИРЭ неоднозначны: пониженные – La, Rb, Sr, K (СОХ), повышенные Ba, Cs (ОД). Кроме того, вулканы толщ, включая и кислые дифференциаты, имеют низкие содержания легких лантаноидов (океанические базальты), при четко выраженном европиевом минимуме, что характерно для вулканитов ОД. Отношения La/Yb ~ 0,8 и Th/Ta ~ 4 сопоставимы с таковыми для океанических базальтов [82]. Анализируя вышеизложенное, можно предположить формирование саргазинской толщи в переходных условиях – кратковременный рифтинг–СОХ–энсиматическая первичная (примитивная) островная дуга. Вулканы межевской тощи по всем параметрам относятся к образованиям недостаточно зрелых (малый объем средних дифференциатов) энсиалических островных дуг.

С конца раннего силура до раннего девона магматическая активность в пределах описываемой территории затухает, и проявлена лишь внедрением интрузий рефтинского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса. В это же время в задуговом бассейне Тюбукской ОД отлагались терригенно-карбонатные образования (истокская и колюткинская свиты).

В раннем девоне опять начинают формироваться островные дуги на континентальном основании. На площади работ геодинамическая обстановка этого времени фиксируется наличием базальт-исландит-дацит-риолитовой (теченская толща) и габбро-диоритовой (канзафаровский комплекс) формаций, которые отвечают зонам спрединга задуговых бассейнов. Вулканы толщ по своим параметрам соответствуют данной обстановке [82]. В отличие от базальтов СОХ, толеиты теченской толщи имеют более низкие содержания MgO и более высокие отношения FeO*/MgO, что связано с более частым глубинным фракционированием оливина в промежуточных очагах при подъеме к поверхности. Обоеднение пород Ni и Cr объясняется концентрацией их в оливине и хромите (Фролова Т. И., Бурикова И. А., 1997). Базальты толщ обогащены КИРЭ и ВЗЭ, что свидетельствует о выплавлении их из недеплетированной мантии. В них также устанавливаются высокие содержания как легких, так и тяжелых лантаноидов. Отношение La/Yb >7, что характерно для всех типов океанических пород. Габбро канзафаровского комплекса с офиолитовыми геохимическими характеристиками представляют собой фрагменты верхнемантийных магматических камер и каналов, трассирующих пути проникновения базальтовых выплавов.

В конце раннего и среднем девоне островодужный магматизм активизируется, и в пределах площади изучения проявлялся до раннего карбона включительно. Он связан с формированием зон субдукции на западной окраине Челябинского континентального блока (Азиатско-Казахстанского континента?) с падением слеба на восток, а также на юго-восточной окраине Тюбукского микроконтинента (падение слеба на северо-запад?). Эта геодинамическая обстановка фиксируется образованиями островодужных терригенно-вулканогенных формаций и интрузивных комплексов (терригенно-вулканогенная, рудянская, карагайлинская и кургинская толщ, касаргино-тептяргинский, баклановский, надыровомостовский, смолинский, черкасовский и биргильдинско-томинский комплексы). Терригенно-вулканогенная толща по своей формационной принадлежности отвечает юной островной дуге на континентальном основании с неполно дифференцированным базальт-андезитовым вулканизмом. Вулканы рудянской толщи соответствуют таковым классической островной дуги (энсиалической) с полным набором дифференциатов от базальтов до риолитов (в том числе и бонинитов). Эффузивы кургинской толщи представлены андезит-дацитовой формацией с резко подчиненным объемом базальтов и андезибазальтов. «Островодужные» характеристики перечисленных толщ приведены в разделе «Стратиграфия». Их вулканы имеют высокие содержания КИРЭ и низкие ВЗЭ. Отношение La/Yb в них >1 (до 4). Интрузивные комплексы этой геодинамической обстановки представлены габбро-диорит-плагиогранитовым, габбро-диорит-гранодиоритовым, габбро-долеритовым, диоритовыми и монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовым комплексами. Последний из них имеет щелочной уклон, и вероятно, формировался в удаленной внутренней части островодужной системы. Вулканическая активность среднедевонско–раннекаменноугольной обстановки островных дуг не была непрерывной. В определенные периоды вулканизм затухал и западная

(северо-западная) окраина Челябинского блока представляла собой пассивную континентальную окраину. На континентальном склоне, и возможно подножье, накапливался карбонатно-терригенный материал (карагайлинская толща).

Период с позднего девона до среднего карбона (герцинский цикл) на Южном Урале ознаменовался коллизионными процессами. В позднем девоне начинаются частные коллизии (столкновения Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом, Азиатского континента с микроконтинентами, микроконтинентов между собой и т. д.). В позднем девоне и вплоть до раннетурнейского века на описываемой территории все еще проявлялся магматизм островных дуг (кургинская толща, биргильдинско-томинский комплекс) в сочетании с мощными вертикальными подвижками, приведшими к воздыманию отдельных блоков континентальной коры и «экстумации» образований гранитоидного состава. В позднетурнейское–ранневизейское время островодужный режим сменился на обстановку активных континентальных окраин (дербишевская толща) с излияниями базальтов и андезитов с щелочным уклоном и выбросом большого объема пироклаستيку. Щелочность вулканитов и явное преобладание эксплозивного вулканизма над эффузивным, наряду с красноцветностью пород, свидетельствующей о субмаринных и континентальных условиях формирования, дают основания идентифицировать дербишевскую толщу как комплекс активных континентальных окраин (в отличие от близких по многим параметрам островодужных). В это же время на Азиатском континенте в мелководных бассейнах накапливались терригенно-карбонатные образования (потоповская толща).

Ранний карбон в пределах описываемой территории характеризуется переходом от мягкой коллизии (когда еще существует океанический слэб) – к жесткой. В это время под влиянием двустороннего (косого) сжатия происходит скучивание микроконтинентов между Азиатско-Казахстанским и Восточно-Европейским суперконтинентами, и позднее их слияние. Регион вступает в раннеорогенный этап своего развития, который продолжается до позднего карбона. В региональном плане площадь работ попадает в область перемычки Уральской субмеридиональной складчатой системы. Многие исследователи в разное время обращали внимание на эту широтную структуру, ортогональную общеуральскому структурному вектору. Речь идет о территории, расположенной восточнее Уфимского выступа (Уфимский амфитеатр – по Карпинскому, Уральское широтное поднятие (Н. С. Шатский, 1948), Уфимская широтная структура (В. И. Ленных, 1992), широтный поперечно-уральский разлом первого порядка (М. С. Рапопорт, 1998) и т. п.). У разных исследователей есть свои мнения (предположения) по этой проблеме, хотелось бы озвучить еще одно. Как уже говорилось выше, не исключено, что Челябинский блок являлся принадлежностью Азиатско-Казахстанского континента, т. е. его индентором на конвергентных границах. В результате движения в западном, северо-западном направлении он мог перемещать встречные более мелкие блоки (микроконтиненты) в северо-восточном и южном направлениях, в определенных случаях провоцируя их вращение (вращение Тюбукского микроконтинента по часовой стрелке). При этом структурно-вещественные комплексы форленда Азиатского материка могли деформироваться и дугообразно изгибаться (подобно формированию Карпат под влиянием индентора Адрии).

В ранне-среднекаменноугольное время в пределах внутриконтинентальных бассейнов формируются мощные пачки терригенно-карбонатных пород (соболевская, тугундинская, исетская, баязитовская, биргильдинская, еткульская, федоровская и ухановская толщи, шербаковская, усмановская и аргаяшская свиты). Проявляется интрузивный магматизм от основного до кислого состава, причем на ранних стадиях этого периода он представлен габбро-диорит-плагиогранитной и плагиогранитной формациями (влияние остаточной океанической коры), а на поздних – исключительно гранодиорит-гранитовыми.

В раннеорогенный этап формируются многочисленные разломы субмеридионального направления, левосторонние срывы, а также тектонические нарушения, наследующие древние внутриконтинентальные деформации и межконтинентальные швы. Под воздействием напряжений сжатия формируются тектонические покровы и гравитационно-тектонические олистостромовые комплексы.

Наряду с этим отмечается проявление первого внутриконтинентального траппового магматизма (соболевская толща) в локальных зонах растяжения на фоне коллизионного процесса.

В начале позднеорогенного этапа в позднем карбоне в континентальных троговых впадинах накапливается молассоидный грубообломочный (карбонатно)-терригенный материал (саксанская толща).

Позднепалеозойское время (поздний карбон–пермь) – период гиперколлизии, завершившейся формированием нового суперконтинента (Пангеи). В этот период с еще большей интенсивностью проявились сдвиговые и надвиговые нарушения, произошло общее смятие, складча-

тость и горообразование В шовной зоне были сформированы горные хребты высотой до 7 км (Петров, 2010). Мощность континентальной коры резко увеличилась. На глубинах более 10 км началось ее плавление (Рапопорт М. С., 2006), в результате чего в широких масштабах проявился гранитный плутонизм с формированием лейкогранитов, продуктивных на редкометальное оруденение.

Коллизия (орогенез) закончилась в конце пермского периода значительным разрушением Уральских гор и заполнением межгорных впадин обломочным материалом. Не отрицается, что в это время имели место гравитационные срывы (детачменты), частично сместившие уже деформированные палеозойские образования.

В посторогенный этап территория развивалась в платформенных условиях. Орогенез сменился процессами растяжения, что привело к образованию локальных раздвигов, грабенов, трогов и тектонических нарушений. В раннем–среднем триасе растрескивание палеозойского фундамента способствовало траппообразованию. Восточная часть территории была охвачена мощными трещинными излияниями платобазальтов (бичурская свита). Местами проявлялся внутриплитный щелочной габброидный магматизм (шиханский комплекс). В позднем триасе–ранней юре в мелководных бассейнах накапливались угленосные терригенные отложения (челябинская серия), а в средней–поздней юре – терригенные (таборинская свита). В это же время, по всей видимости, происходили мощные горизонтальные подвижки, наследовавшие энергетический потенциал пермской коллизии, что выразилось в локальном «захоронении» триасовых отложений более древними образованиями (Мыркайский надвиг, Черкасовский аллохтон и др.).

Мезозойско–кайнозойский этап. В последующем, на протяжении большей части мезозоя и в кайнозое территория развивалась в составе единого Евразийского континента. За этот период поверхность была пенеппенизирована. Периодически на ней формировались эпиконтинентальные моря, в которых осаждались терригенные, и реже карбонатные отложения. На суше сформировались мощные коры выветривания, впоследствии частично смытые. В мезозое и кайнозое формировались протяженные эрозионные депрессии с приуроченными к ним речными долинами. Новейшие неогеновые процессы тектонической активизации привели к формированию современной Уральской горной гряды (Рапопорт М. С., 2006).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Согласно схеме геоморфологического районирования Урала (Сигов, Шуб и др., 1981) в пределах исследуемой площади выделяются две основные геоморфологические области: **Зауральский пенепплен (I)**, входящий в состав Уральского горного сооружения, и **Западно-Сибирская равнина (II)**.

Приподнятый отпрепарированный пенепплен (Ia), расположенный в западной половине площади, представляет собой слабо всхолмленную равнину с плоскими междуречьями. Абсолютные отметки междуречий изменяются от 240 до 220 м с запада на восток. Район сложен преимущественно метаморфическими, вулканогенно-осадочными, терригенно-карбонатными и кислыми интрузивными породами. Водораздельные пространства, как правило, покрыты корами выветривания. Спорадически встречаются континентальные отложения мела, неогена и морские образования палеогена. Речная сеть представлена мелкими реками и ручьями со слабо развитым комплексом террас.

Отпрепарированный Зауральский пенепплен (Iб), расположен южнее приподнятого отпрепарированного пенепплена. Рельеф равнинный пологохолмистый с абсолютными отметками поверхности, изменяющимися от 250 м на западе до 220 м на востоке площади. Образования фундамента представлены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. На водоразделах развиты коры выветривания. Морские отложения палеогена сохранились в виде небольших разрозненных пятен, широко развиты образования неогена.

Западно-Сибирская равнина (II) по тектоническому уступу восточного склона Урала примыкает на западе к зоне пенепплена. Это типичная равнина с плоскими водоразделами и широкими речными долинами. Она имеет слабый уклон к востоку, северо-востоку. Абсолютные отметки междуречий постепенно уменьшаются от 230 м на западе до 160 м на востоке. Она представлена двумя районами: *континентально-морской цокольной (IIa)* и *континентально-морской аккумулятивной (IIб) равнинами*. В пределах *континентально-морской цокольной равнины (IIa)* долинами рек вскрыты палеозойские породы (цоколь); фрагментарно на дневную поверхность выведены континентальные и морские отложения мела, а также преимущественно морские осадки палеогена. Равнина более интенсивно расчленена водотоками и имеет участки слабо всхолмленную поверхность.

В пределах *аккумулятивной равнины (IIб)* палеозойские образования перекрыты мощным чехлом мезозойских и кайнозойских морских и континентальных отложений. Равнина представляет собой субгоризонтальную выровненную поверхность с сильно заболоченными водоразделами. Среди низменной выровненной поверхности наблюдаются возвышенные участки с пологобугристо-холмистым микрорельефом. Значительную часть этой равнины занимают озерные ванны с абсолютными отметками уреза воды от 190 до 160 м с запада на восток.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

Денудационные аструктурные поверхности комплексной денудации (поверхности выравнивания) формируют междуречья в зоне зауральского пенепплена и Западно-Сибирской равнины.

Субгоризонтальные поверхности, созданные, преимущественно, карстовыми процессами (1), прослеживаются в западной и локально в северной частях площади зоны пенепплена и сформировались на терригенно-карбонатных породах, менее устойчивых к гипергенному разрушению. Рельеф мелко-холмистый с блюдцеобразными западинами.

Субгоризонтальные поверхности, срезающие древнее складчатое основание (2), развиты в зоне пенепплена на вулканогенных, осадочных, интрузивных и метаморфических породах ши-

рокого возрастного диапазона и различного состава, длительное время находящихся под влиянием процессов химического выветривания. Характерным для этих поверхностей является широкое развитие древних площадных кор выветривания с гипергенным разложением первичных пород до глинистого состояния и имеющих значительную мощность, достигающую десятков метров. Коры выветривания, как синхронные меловым образованиям относятся к позднему мезозою.

Субгоризонтальные поверхности комплексной денудации на раннемеловых континентальных отложениях (3) развиты в зоне пенеппена. Сингенетичные осадки кор выветривания (осадки формации коры выветривания) представлены континентальными алапаевской (апт, нижняя часть), синарской (апт–альб) и мысовской (альб–сеноман) свитами, сложенными беликовыми образованиями, глинами с обломками кремней, известняков, с линзами бурых железняков, каолиновыми и аллитными глинами, разнотерными кварцевыми песками с гравием и галечником в основании. Возраст свит определен по палинологическим данным. Возраст денудационной поверхности раннемеловой–четвертичный.

Субгоризонтальные поверхности комплексной денудации на породах морского палеогена (4) в Западно-Сибирской равнине сформированы на морских отложениях кремнистой формации – серовской и ирбитской свитах эоцена и *на бассейновых осадках олигоцена (5)* – куртамышской свиты. Они имеют слабо всхолмленную поверхность с абсолютными отметками 230–210 м – на цокольной равнине и низменную выровненную поверхность с микропонижениями и озерными ваннами, с отдельными эрозионными останцами, образующими положительные формы рельефа, с абсолютными отметками 200–180 м – на аккумулятивной. На поверхность положительных форм рельефа выходят морские осадки кремнистых свит палеогена. Возраст поверхностей – раннепалеогеновый–четвертичный.

Эрозионно-денудационные склоны речных долин (6) приурочены к современной гидросети. Заложение и развитие их связано с плиоцен–четвертичным тектоно-климатическим этапом. Поверхности имеют сложное строение и представлены чередованием аккумулятивных и эрозионно-денудационных участков. Формы склонов выпуклые, в различной степени террасированные. Процессы формирования этой поверхности продолжаются и в настоящее время. Возраст плиоцен–четвертичный.

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

Аккумулятивные поверхности сформированы аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными и фитогенными образованиями. Древний аллювий приурочен к междуречьям, плейстоценовый – к современным долинам; лимний – к древним и современным озерным ваннам; палюстрий и лимно-палюстрий – к современным долинам и озерным ваннам. Возраст поверхностей определяется палеонтологическим методом по сингенетичным образованиям.

Раннемиоценовые озерно-аллювиальные поверхности (7) выделяются по распространению осадков наурзумской свиты нижнего–среднего миоцена и развиты в пределах древних палеодолин. К ней приурочены россыпи золота.

Среднеплейстоценовая исетская эрозионно-аккумулятивная террасовая поверхность (9) развита на левобережье р. Миасс. Ширина поверхности около 500 м; относительная высота 18–20 м. Терраса наклонена в сторону долины, бровка ее размыта, тыловой шов в рельефе не выражен.

Верхнеплейстоценовые камышловская и режевская аккумулятивные террасовые поверхности (10) широко распространены на крупных реках площади. Ширина их варьирует от первых десятков метров до 0,6–0,8 км; относительные высоты 3–4 до 8–10 м. Поверхности субгоризонтальные, участками заболоченные с хорошо выраженными бровками и тыловыми швами.

Голоценовые пойменные аккумулятивные террасы (11) имеют ширину 0,2–2,5 км, относительную высоту 0,5–2 м, горизонтальную, часто заболоченную поверхность со старичными водоемами при тыловом шве, с четко выраженной бровкой. Поверхности заливаются в половодье.

Озерные поверхности распространены в пределах всей площади. Они округлой или вытянутой формы, различных размеров и выделяются по отложениям: (12) – светлинской свиты, (13) – кустанайской свиты, (14) – уйско-убоганской свиты, (15) – кумляжской свиты, (16) – современных водоемов. Озерные ванны имеют различное происхождение – эрозионное, суффозионное и термокарстовое. Древние озерные поверхности в разной степени эродированы и не выражены в современном рельефе. Позднеплейстоценовые и голоценовые поверхности чет-

ко проявляются понижениями, или заболоченными западинами; часто они наследуются современными озерами или болотами.

Фитогенные (палюстринные, озерно-палюстринные) поздненеоплейстоценовые и голоценовые поверхности (17) широко распространены преимущественно в восточной части площади. Ширина заболоченных поверхностей на междуречьях Зауралья достигает 4–5 км. Поверхности субгоризонтальные, слабо вогнутые.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Среди наиболее древних форм рельефа (палеоструктур) выделяются **позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии, раннемиоценовые и раннеоплейстоценовые палеодолины.**

Позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии выделены А. П. Сиговым и В. С. Шубом при составлении геоморфологической карты Урала. Основным фактором формирования эрозионно-структурных депрессий был эрозионный. Эрозия носила избирательный характер, разрабатывая депрессии среди наименее устойчивых пород (известняков, сланцев и т. п.), распространение которых определялось направлением тектонических структур складчатого субстрата, имеющим субмеридиональное простирание. Доказательством этого фактора является развитие аллювиальных отложений мысовской свиты позднего мела.

Синарская депрессия расположена в северной части площади в пределах континентально-морской цокольной равнины и имеет северо-восточное простирание, близкое к субмеридиональному. Протяженность ее около 20 км, ширина от 2 до 6 км. Днище депрессии имеет карстовый характер, с резкими колебаниями глубин. Ложем служат терригенно-карбонатные породы нижнего карбона. Сингенетично-синхронными отложениями времени заложения депрессии являются беликовые образования, каолиновые глины, кварцевые пески и галечники апт-сеноманского возраста. Суммарная мощность меловых отложений в пределах депрессии достигает 100 м (в карсте). В западном борту депрессии располагается Новоказакбаевское месторождение бурых железняков, связанное с алапаевской беликовой толщей.

Соболевская депрессия расположена в западной части площади и приурочена к зоне пенеплена, очень слабо и не на всем протяжении выражена в рельефе. Прослеживается она, главным образом, по реликтам меловых континентальных отложений, участкам карстового рельефа и приурочена к полосе развития терригенно-карбонатных пород нижнего карбона. В пределах исследуемой территории депрессия прослеживается на расстоянии около 30 км. Ширина ее колеблется от 6 до 8 км. В составе сингенетичных меловых отложений наблюдаются беликовые образования, глины с обломками окремненных известняков и кремней алапаевской толщи, а также мелко- и среднезернистые слабослоистые кварцевые пески с редкими маломощными линзами галечников мысовской свиты.

Раннемиоценовые палеодолины на изучаемой площади имеют субширотное простирание. Ширина палеодолин 2–5 до 10 км, глубина вреза в подстилающие породы – до 20 м; борта долин сnivelированы эрозией и палеодолины практически не проявляются в современной скульптуре рельефа. Сингенетично-синхронными образованиями является аллювий наурзумской свит.

Карабольская палеодолина по своим очертаниям очень близка к современной долине р. Караболки, хотя и лежит несколько в стороне от нее.

Кыштымская палеодолина унаследована р. Теча и вплоть до своего впадения в Миасскую палеодолину (восточнее изучаемой площади) имеет субширотное простирание. Восточнее оз. Шугуняк в палеодолину впадает (палеопристок), протягивающийся от оз. Табаккуль.

Миасская палеодолина в пределах площади фрагментарно наследуется современной р. Миасс. Ширина ее 2–4,5 до 13 км, абсолютные отметки днища долины 280–300 м. Поверхность ее – слегка всхолмленная равнина, развитая на корях выветривания (по породам сланцевого и интрузивного комплексов) и морских образованиях палеогена. На всем протяжении долины наблюдаются пункты, где встречаются отложения наурзумской свиты. Наиболее обширные поля этих отложений известны на участках пересечения долиной аккумулятивной равнины.

Раннеоплейстоценовые «мертвые» палеодолины расположены, как правило, на водораздельных пространствах и имеют субмеридиональное простирание. Они уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках, обычно четко выделяются на местности и представляют собой плоские заболоченные низины с многочисленными цепочками мелких озер и болот. Наиболее крупные фрагменты этих палеодолин прослежены в центральной части площади: западнее оз. Уелги; в восточной части – северо-восточнее и юго-восточнее оз. Уелги; в юго-западной

части – южнее д. Нов. Соболева, между оз. Касарги и р. Теча, между озерами Урефты и Тишки. Сингенетично-синхронными образованиями является аллювий батуринской свиты. В некоторых случаях палеодолины наследуются современными ручьями и малыми притоками рек.

Карстовые формы рельефа имеют широкое распространение в пределах пенеппена и приурочены к площадям развития палеозойских карбонатных пород. Мезозойский карст заполнен беликовыми образованиями, бокситами, каолиновыми глинами и разнородными песками с галечниками. Пространственно проявления мезозойского карста приурочены к эрозионно-структурным депрессиям. Проявляется он в виде многочисленных и сравнительно небольших углублений и провалов неправильной формы и более округлых очертаний в виде воронок, клиньев. Отдельные карстовые полости нередко достигают больших размеров: до 70–100 метров в длину и ширину и около 85 м на глубину (к юго-западу от оз. Урефты и др.).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа исследуемого района устанавливается с раннего мезозоя. **Поздне-мезозойско–палеогеновый тектоно-климатический этап** формирования рельефа связан с переходом территории в платформенную фазу развития. Этот этап характеризуется денудационным выравниванием зоны пенеппена с образованием площадных мезозойских кор выветривания, с заложением структурно-эрозионных депрессий, в которых отлагались континентальные осадки алапаевской толщи, синарской и мысовской свит. Отпрепарированный Зауральский пенеппен и Западно-Сибирская равнина в течение мезозоя и большей части палеогена испытывали медленное эпейрогеническое погружение, сопровождавшееся морскими трансгрессиями с образованием мощных осадочных толщ. **В позднепалеогеновый тектоно-климатический этап** (олигоцен) территория испытывает общее поднятие, формируется расчлененный рельеф, продолжается денудационное выколаживание склонов и вынос рыхлого материала. Раннемиоценовая речная сеть местами вырабатывала новые долины, приобретающие субширотное простирание. После отступления моря с территории отпрепарированного пенеппена морские осадки были в значительной мере смыты и на дневную поверхность выведены реликты древних поверхностей выравнивания. Регрессия моря обусловила образование аккумулятивных прибрежно-морских (пляжевых) поверхностей, сложенных кварцевыми песками куртамышской свиты в пределах Западно-Сибирской равнины. **Миоценовый этап** был тектонически спокойным с умеренно-теплым аридным климатом, способствующим образованию многочисленных озерных ванн, развитию денудационных процессов и педипленизации территории.

Последний – **плиоцен–четвертичный этап** характеризуется резким усилением тектонических движений и похолоданием климата. В течение этого времени исследуемая территория испытывала подвижки преимущественно положительного знака. Следствием этих подвижек явилось заложение новой речной сети современных очертаний и формирование соответствующих поверхностей. Поднятия сводового характера в четвертичное время были осложнены разрывными нарушениями и носили блоковый характер. Тектонические швы отвечают границам геоморфологических районов, эрозионно-структурных депрессий и выражены в рельефе уступами, перепадами высот. Происходит понижение базиса эрозии рек с врезанием тальвегов долин до пород фундамента. В зоне пенеппена речные долины частично наследуют раннемиоценовые. Амплитуды поднятий в зоне пенеппена составили до 150 м, на равнине около 100 м. Амплитуда вертикальных голоценовых движений измеряется единицами метров. С ними связано образование пойменных и русловых россыпей золота, накопление в зонах погружения торфа и сапропеля, усиление трещиноватости, и в связи с этим, возрастание водообильности. Неотектонические движения, преобразующие ландшафты, продолжают по настоящее время.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа N-41-II выявлено и с различной степенью детальности изучено свыше 190 месторождений, проявлений, пунктов минерализации и геохимических ореолов горючих, металлических и неметаллических полезных ископаемых и подземных пресных вод, из которых 96 – рассматриваются в ранге месторождений (из них 2 россыпные), 53 – проявлений, 34 – пунктов минерализации и 10 геохимических ореолов. В разные годы в пределах листа разрабатывались месторождения торфа, железа, строительных и облицовочных материалов, подземных вод и отдельные золотоносные кварцевые жилы (прил. 1–5).

Сейчас некоторые из этих месторождений уже выработаны, другие по техническим или экономическим причинам законсервированы и заброшены. В настоящее время эксплуатируются месторождения торфа, железа, строительного камня, мрамора, кирпичных глин, строительных песков и подземных вод; подготавливается к освоению Султановское месторождение меди.

Ниже приводятся краткие сведения о наиболее типичных и перспективных месторождениях, проявлениях и пунктах минерализации.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горючие ископаемые представлены проявлениями нефти и газа, месторождениями и проявлениями бурого угля и торфа.

НЕФТЬ И ГАЗ

НЕФТЬ И ГАЗ ГОРЮЧИЙ

В юго-восточной части площади листа расположено северное окончание Челябинского грабена, представленное двумя ветвями – западной и восточной. В процессе разведочных работ на уголь в пределах западной ветви в одиннадцати скважинах отмечались признаки нефтеносности в виде твердых и жидких битумов, капель жидкой газированной нефти, пород, пропитанных нефтью, и выделений газа [106]. Они наблюдались в слоях обломочных (песчаники, гравелиты, конгломераты), сильно трещиноватых пород триаса. Было выделено 5 проявлений нефти, где мощность интервалов с нефтепроявлениями колебалась от 0,4 до 20,6 м. В нефти содержится (*проявление скв. 1294 – IV-3-3*): углерода – 84,05 %; водорода – 10,85 %; кислорода – 2,80 %; серы – 1,70 %; азота – 3,24 %; удельный вес нефти – 0,958 г/см³.

В процессе поисковых работ, проводимых в 1951–1955 гг. трестом «Тюменьнефтегеология» на описываемой территории, на площади *проявления скв. 513, 525, 1101 (IV-3-5)*, была пройдена одна скважина (1-р) глубиной 1 200 м, в которой были отмечены (интервал 300–308 и 316,8–325,8 м) лишь пропитанные битумом карбонатные корочки на плоскостях трещин, секущих песчаники.

Прекращение поисковых работ многие исследователи считали преждевременным [131, 190] и указывали на ряд не проверенных перспективных участков. В пределах одного из этих участков, у пос. Слава, расположено *проявление нефти в скв. 714 (IV-3-17)*.

Известно одно *проявление горючего газа скв. 628, 1060, 1072 (IV-3-15)*, объединяющее три близко расположенные скважины, в которых происходило выделение свободного газа во время проходки и даже через 5 лет (1960 г.) после окончания бурения (скв. 628). Газ содержит: CO₂ – 0,2–0,8 %; CH₄ – 64,0–90,6 %; N₂+редкие – 9,1–34,9 %. Дебит газа достигал 1,6 м³/сут [106].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ БУРЫЙ

На описываемой территории располагается северная часть Челябинского буроугольного бассейна – Сугоякский угленосный район, объединяющего семь угленосных участков (месторождений). Он выделен в результате геологоразведочных работ 1950–1958 гг., когда были выявлены и разведаны основные площади развития угленосных отложений, которые представлены здесь осадками поздне триасовых (kozyrevskoy и korkinskoy) и раннеюрской (сугоякской) свит.

Отложения козыревской свиты представлены, в основном, алевро-псаммитовыми осадками речных и озерных фаций, среди которых залегают редкие пласты угля. Угольные пласты вскрывались в северной половине угленосного района на *участках Сугоякский-VI (IV-3-7) и VII (IV-3-8)*, где мощность их лишь изредка достигала 2,0 м.

Коркинская свита представлена ритмично построенным угленосным комплексом озерных, речных и реже – болотных отложений мощностью 600–1 250 м. В разрезе свиты выделены 11 угольных зон, объединенных в две угленосные толщи. Нижняя толща вскрывалась на всех участках, но угленосность ее различная – слабая на *участке Сугоякский-IV (IV-3-18)* и в южной части *Сугоякского-IX (IV-3-16)*, и более высокая – на остальных, где развита компактная угленасыщенная зона пласта Сугоякского и его спутников. Эта зона включает в себя до 45 угольных прослоев мощностью от 0,05 до 5,15 м, которые объединены в 4 пачки, представляющие собой зоны сближенных угольных прослоев общей мощностью 25–75 м, разделенные породными прослоями примерно такой же мощности.

Верхняя угленосная толща обладает меньшей угленасыщенностью, чем нижняя. Она объединяет пять угольных пластов, которые лишь на *участке Сугоякский-IV* достигают мощности 0,8 м и более. На других участках рабочей мощности достигает лишь пласт III (Западный), имеющий простое строение и мощность более 1,0 м.

Отложения сугоякской свиты сохранились от размыва лишь в ядерных частях синклиналиных структур. Они представлены тонко отмученными, тонкослоистыми, пестроцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, содержащими 7 пластов угля различной мощности. Максимальной угленосностью отложения свиты обладают на *участке Сугоякский-V (IV-3-14)*, где максимальная мощность пяти рабочих пластов колеблется от 1,35 до 1,65 м, а мощность междупластий – 30–40 м.

В 1956 г. участки с наиболее значимыми запасами были объединены в 4 шахтные поля, общие запасы которых оценивались в 47,7 млн т [105]. Остальные участки рассматривались в качестве резервных. Позже из-за сложности горно-геологических условий запасы угля по угленосному району были переведены в забалансовые [97]. На 01.01.2011 г. забалансовые запасы (A+B+C₁) угля Сугоякского угленосного района, включая и запасы *участка Сугоякский-III* и южных частей *участков Сугоякский-IV* и *Сугоякский-IX* (расположенных южнее площади листа), оценивались в 64 498 тыс. т. и C₂ – 4 411 тыс. т.

Перспективы увеличения запасов бурых углей связывались с глубокими горизонтами известных шахтных полей и участков, прогнозные ресурсы (P₁+P₂) которых до глубины 1 500 м оценивались в 193,1 млн т [97]. Эти ресурсы вряд ли могут представлять в настоящее время промышленный интерес, как из-за сложности строения, так и в связи с тем, что большинство ресурсов (82 %) приурочены к глубинам 600–1 500 м.

При поисках угленосных отложений в восточной ветви северного окончания Челябинского грабена были выявлены меловые угленосные отложения (*Восточно-Сугоякское проявление – III-4-3*). Скважинами [184] были вскрыты угленосные отложения (глины, аргиллиты, алевролиты) мощностью до 71,0 м, выполняющие депрессию в палеозойском фундаменте. Угольные пласты имеют сложное строение, состоят из нескольких (от 2 до 5) пачек мощностью от 0,1 до 1,13 м, разделенных прослоями глин или аргиллитов. Уголь бурый, черный, матовый, землистой структуры, высокозольный. Площадь распространения угленосных отложений незначительная. Практического интереса не представляет.

ТОРФ

На площади листа расположены 24 месторождения торфа, приуроченные к площадям болот, заболоченным частям современных озер, заболоченным долинам рек и ручьев. Площади их (в границе промышленной глубины) колеблются от 8 до 1 154 га, максимальная мощность тор-

фов – от 0,7 до 4,6 м, средняя – от 0,7 до 2,31 м; объем залежей – от 46 до 18 799 тыс. м³, запасы торфа – от 9 до 3 542 тыс. т (категорий А, С₂ и забалансовых).

Наиболее крупным является *Булатовское месторождение* (III-1-11), восточная часть которого расположена на описываемой территории. Оно расположено в пойме р. Зюзелга, в 2,0 км северо-западнее пос. Старо-Соболево. Занимает площадь 1 880 га (в нулевой границе) и 1 154 га в границе балансовых запасов; максимальная мощность – 4,6 м, средняя – 1,63 м, объем торфа-сырца 18 799 тыс. м³. Средняя степень разложения торфа – 29 %; зольность – 16 %; влажность – 88,1 %; рН – 7,6–5,5. Торф месторождения пригоден для использования в качестве топлива или удобрения.

Запасы торфа были утверждены ТКЗ ПГО Торфгеология в количестве 3 542 тыс. т (категории А) и 219 тыс. т забалансовых (Протокол № 83 от 05.10.1981 г.). На 01.01.2011 г. балансом учитывались запасы торфа в количестве 3 263 тыс. т (категории А) и 219 тыс. т забалансовых.

Месторождение разрабатывается с 1964 г. В настоящее время лицензия на разработку месторождения выдана ОАО «Челябоблтоппром».

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Металлические ископаемые представлены месторождениями, проявлениями и пунктами минерализации черных, цветных, благородных и радиоактивных металлов.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади известны месторождения, проявления и пункты минерализации железа, проявления хромистого железняка, хрома и титаномагнетитового оруденения.

ЖЕЛЕЗО

Железо представлено 5 месторождениями, 6 проявлениями и 5 пунктами минерализации, которые относятся к двум рудноформационным типам: скарново-магнетитовому и бурожелезняковому оолитовому.

Из объектов первого типа (4 месторождения, 3 проявления, 5 пунктов минерализации) наибольшее значение имеет *Теченское месторождение* (III-2-1), расположенное в 3,0 км восточнее пос. Бол. Таскино. Месторождение было выявлено в процессе проведения геологической съемки масштаба 1 : 100 000 [119]; разведывалось в 1951–1956 гг. [142] и доразведывалось в 1965–1970 годах [43].

Месторождение приурочено к зоне субмеридионального Теченского глубинного разлома. Рудное поле месторождения сложено вулканитами теченской толщи (D₁), осадочными отложениями карагайлинской толщи (D₂₋₃) и кремнисто-вулканогенными образованиями кургинской толщи (D₃–С₁). Северо-западнее и юго-восточнее месторождения на расстоянии 1,5–2 км расположены гранитоидные массивы Калдинский и Надыровомостовский. Вулканогенные и осадочные породы имеют крутое юго-восточное падение и северо-восточное простирание по азимуту около 45°. Оруденение вмещают образования карагайлинской толщи.

В результате метасоматических процессов породы площади претерпели значительные изменения: ороговикование, калишпатизацию, альбитизацию, эпидотизацию, скарнирование. Скарны сложены гранатом, эпидотом и пироксеном. Эпидотовые скарны и эпидозиты развиты, в основном, на периферии рудных залежей: ближе к центру рудных залежей залегают пироксеновые эпидозиты или гранат-пироксен-эпидотовые скарны и пироксеновые скарны; центральные части залежей сложены преимущественно гранатовыми скарнами и рудами [7]. Скарновые зоны залегают среди измененных пород, среди которых выделены: диопсидизированные и амфиболизированные (высокотемпературные) амфибол-эпидот-альбитовые и калишпатизированные (среднетемпературные): хлоритизированные и карбонатизированные (низкотемпературные) образования.

Из рудных залежей только одна (1-я) занимает согласное с вмещающими породами положение, а остальные имеют субмеридиональное простирание и крутое (70–80°) восточное падение. Зоны скарнирования пород прослеживаются по простиранию толщ.

На месторождения выделяются магнетитовые руды (железа более 50 %), богатые рудные скарны (железа от 30 до 50 %) и бедные рудные скарны (железа от 20 до 30 %). Руды месторождения слагают 17 тел, которые объединены в 4 рудные залежи; наиболее значительной из которых является залежь № 3, вмещающая основные запасы руд месторождения [142, 43]. Она

состоит из шести рудных тел, самым крупным из которых является рудное тело № 14, имеющее длину по простиранию 520 м, по падению – 650 м, мощность – от 60 до 130 м. На глубине около 700 м отмечается расщепление и выклинивание рудного тела.

По текстурным особенностям руды разделяются на сплошные (массивные), брекчиевидные, вкрапленные и полосчатые. Кроме первичных руд на месторождении выделяются полуокисленные руды (полумартиты и полуокисленные рудные скарны), развитые преимущественно в северной части залежи № 3, до глубины 200 м. Они образовались в результате неполного окисления первичных сплошных руд или рудных скарнов и представляют собой обломки этих руд в ожелезненной песчано-глинистой массе.

Минеральный состав руд довольно однообразный. Главным рудным минералом первичных руд является магнетит, в полуокисленных рудах – мартит и лимонит. В меньших количествах присутствуют сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенипирит), являющиеся наложенными. Из нерудных минералов развиты гранат, эпидот, пироксен, амфибол, хлорит, кальцит, плагиоклаз и др.

В рудах отмечено присутствие многих сопутствующих элементов, но практическое значение имеет только кобальт, среднее содержание которого в магнетитовых рудах изменяется по рудным залежам от 0,009 до 0,034 %, а в богатых рудных скарнах – от 0,006 до 0,012 %. Основными концентраторами кобальта в рудах являются пирит (в среднем содержится до 0,56 % кобальта), пирротин (0,37 %), галенит (0,14 %). В магнетите содержание кобальта изменяется от 0,002 до 0,023 %.

Руды месторождения легкообогатимые. Технологическими испытаниями установлено, что путем дробления руды (до 0,1 мм) и мокрой магнитной сепарации можно получить концентрат с содержанием железа больше 55 %. При флотации хвостов магнитной сепарации можно получить кобальтсодержащий пиритный концентрат с содержанием кобальта от 0,34 до 0,99 %.

Запасы руд Теченского месторождения оценивались в 73,9 млн т, с запасами кобальта около 7 тыс. т [142]. В результате доразведки они были увеличены до 83,7 млн т [43]. Разработку месторождения ведет ООО «Бакальское рудоуправление». На 01.01.2011 г. на балансе числятся запасы руд: категории В – 18 824 тыс. т, С₁ – 47 039 тыс. т, В+С₁ – 65 863 тыс. т, С₂ – 2 978 тыс. т; забалансовые – 5 549 тыс. т.

Таскинское месторождение (III-2-2) расположено в 3,0 км юго-западнее Теченского и занимает одинаковую с ним геологическую позицию и обладает сходными чертами геологического строения. На месторождении вскрыты две (Мало- и Ново-Таскинская) рудные залежи, ориентированные в северо-восточном направлении и расположенные кулисообразно относительно друг друга. Длина залежей по простиранию от 150 до 250 м, по падению – от 170 до 350 м, мощности их изменяются от 9 до 80 м. Среди руд преобладают брекчиевидные руды с содержанием железа от 20 до 40 %.

Запасы руд по данным доразведки [43] оценивались в 6,6 млн т (С₁+С₂).

По мнению многих исследователей скарново-магнетитовое оруденение этих месторождений и ряда проявлений имеет контактово-метасоматический генезис.

Проверка других магнитных аномалий на площади Теченского рудного поля показала, что они вызваны тонкой вкрапленностью магнетита в осадочно-вулканогенных образованиях. Поэтому обнаружение здесь новых промышленных залежей маловероятно. Кроме этих двух месторождений, севернее и северо-западнее от них известен еще ряд месторождений, проявлений и пунктов минерализации железа скарново-магнетитовой формации. Они характеризуются незначительными масштабами оруденения (прогнозные ресурсы от 0,3 до 15 млн т) и наличием сульфидного наложенного оруденения. Содержание меди в этих объектах (*Зырянкульское – I-2-1* и *Кульмяковское – I-2-6 месторождения, Береговое проявление – I-2-2* и др.) достигает 0,66 %. Некоторые исследователи [35, 36] относили эти объекты к медно-порфировой формации, однако, по нашему мнению, это не имеет серьезного обоснования.

Кроме железорудных объектов скарново-магнетитового типа, на площади листа известны 1 месторождение и 3 проявления бурых железняков бурожелезнякового оолитового типа. Они расположены на площади развития карбонатных отложений, где приурочены к «беликовым» отложениям алапаевской толщи. В основании разреза отложений толщи залегают бурые железняки оолитового, скорлуповатого и натечного строения. Они образуют линзовидные и гнездобразные залежи размером до 150×50 м при мощности от 0,2 до 7,0 м.

Наиболее известным является *Ново-Казакбаевское месторождение* (I-2-22), руды которого добывались в 60-70 годы XIX века небольшими (150×30 м) карьерами. Н. Ф. Мамаев [117] считал эти руды осадочными образованиями, а А. П. Сигов [166], основываясь на спектре содержания цветных и благородных металлов (Cu – сл.–0,01 %; Zn – 0,04–0,07 %; Au – 0,1–0,4 г/т; Ag – 4,8–5,6 г/т), считал возможным рассматривать их как образования коры выветривания

сульфидных руд («железная шляпа»). По данным спектрального анализа проб [101] в бурых железняках содержится: Cu – до 0,02 %; Zn – до 0,15 %; Pb – до 0,02 %; Ag – до 0,7 г/т; As – до 0,07 %; Sb – до 0,05 %; Mo – до 0,0007 %.

ЖЕЛЕЗО, ХРОМ

Известно одно проявление – *Муртазинское* (IV-3-1), расположенное в 1 км юго-западнее южного окончания оз. Киржакуль. Скважиной 1072, в интервале 12,8–38,7 м среди рассланцованных серпентинитов было вскрыто тело хромит-магнетитовых руд. По мнению Ю. П. Бердюгина [39], эти руды представляют собой сильно магнетитизированные хромиты, в которых хромшпинелиды были замещены магнетитом и сохранились лишь в виде мелких реликтов. В рудах содержится Fe_2O_3 – 44,57 %; FeO – 29,72 %; Cr_2O_3 – 2,95 %; V_2O_5 – 0,44 %.

ЖЕЛЕЗО, ТИТАН

Известны три проявления титаномагнетитовых руд, приуроченные к небольшим интрузивным массивам габброидов и пироксенитов канзафаровского комплекса. В породах присутствует титаномагнетит в виде мелкой вкрапленности, шлировидных выделений или тонких прожилков. Все три проявления вскрыты скважинами в эпицентрах магнитных аномалий интенсивностью от 5 500 до 9 000 гамм. На *Буринском проявлении* (I-4-1) скважиной 172 [63] в эпицентре магнитной аномалии были вскрыты меланократовые габбро с вкрапленностью титаномагнетита. В интервале 35,2–67,25 м выявлено: Fe(в) – от 12,59 до 43,57 %; Fe_2O_3 – 20,32–61,79 %; TiO_2 – 1,49–2,40 %; V_2O_5 – 0,13–0,42 %. Скважина остановлена в минерализованных породах. В 75,0 м к востоку в скв. 120 также были вскрыты габбро с вкрапленностью титаномагнетита, а в интервале 67,25–69,05 м – сплошные титаномагнетитовые руды, содержащие до 43 % Fe(в) и до 61,48 % Fe_2O_3 . Другими скважинами, пройденными на площади этой магнитной аномалии, оруденение не обнаружено.

На *Каинкульском проявлении* (II-2-2) оруденение вскрыто в пределах магнитной аномалии в пироксенитах, где развито в виде мелких вкрапленников, шлировых скоплений и тонких прожилков. Пироксениты минерализованы титаномагнетитом и сульфидами. Мощность минерализованных прослоев небольшая и колеблется от 0,1 до 1,55 м. В минерализованных зонах содержится: Fe – от 11,04 до 24,56 %; Ti – 0,2–1,74 %; V_2O_5 – 0,037–0,28 %; Cu – 0,02–0,11 %; S – 0,35 %. Предполагается, что сульфидное оруденение является более поздним и наложенным на титаномагнетитовое.

Аналогичным строением, минеральным и химическим составом руд характеризуется и *Чебакульское проявление* (II-2-3).

По особенностям локализации, минерализации и химическому составу руды проявлений наиболее близки к рудам Волковского месторождения.

ХРОМ

Известны два проявления и два пункта минерализации хромитовых руд хромитовой дунит-гарцбургитовой формации, расположенные на площади развития ультрабазитов Муслюмовского массива. Проявления находятся на западной и северо-западной окраинах пос. Муслюмовский на правом берегу р. Теча и восточнее его, где среди зеленовато-серых аподунитовых, сильно трещиноватых, серпентинитов наблюдались тонкие (1,0–1,5 см) полосы средне- и густовкрапленных (до сплошных) руд и гнездообразные скопления хромитов. Полосы имеют северо-восточное (*проявление обн. 1* – III-3-4) и юго-восточное (*проявление обн. 3* – III-3-5) падение под углом 45–55°. Местами наблюдается выклинивание рудоносных зон в северо-западном и юго-восточном направлении. Рудные полосы пересекаются трещинами различных направлений, по плоскостям некоторых из них отмечается смещение полос на расстояние до 0,5 м.

В рудах из перечисленных точек соответственно содержится: Cr_2O_3 – 23,31 и 47,20 %; Fe_2O_3 – 4,00 и 3,29 %; FeO – 6,58 и 11,44 %; MgO – 25,13 и 13,27 %.

Пункт минерализации обн. 78 (III-3-11) расположен в юго-восточной части Муслюмовского массива [82], где в небольшом карьере на северо-западном берегу оз. Тишки вскрыты карбонатизированные, рассланцованные, трещиноватые серпентиниты. В основании перекрывающих их мелко- и среднезернистых песков залегают озерные галечники, содержащие гальки серпентинитов, кварцитов, базальтов и опок. Среди галек встречены полуокатанные обломки густов-

крапленных хромитовых руд. Незначительная окатанность обломков может свидетельствовать о близости расположения их источника.

В хромитах содержится: Cr_2O_3 – 39,91 %; Fe_2O_3 – 1,41 %; FeO – 10,11 %; MgO – 14,47 %.

Имеющихся данных явно недостаточно для прогнозирования здесь промышленного хромитового оруденения. И поэтому оценка прогнозных ресурсов (P_3) хромитов по Муслимовской площади в 40 млн т [158] является, по нашему мнению, чрезмерно завышенной.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Цветные металлы представлены месторождениями, проявлениями и пунктами минерализации меди, свинца, цинка, никеля, молибдена, вольфрама и алюминия.

МЕДЬ

Известны 4 проявления и 7 пунктов минерализации, относящиеся к двум рудным формациям (медно-кварцевой жильной и медно-порфировой).

К объектам медно-кварцевой жильной рудной формации в пределах листа отнесены одно проявление и 2 пункта минерализации, из которых более изученным является *Куяшское проявление* (II-1-2), расположенное на площади развития метаморфических образований куяшской толщи. Шурфами была вскрыта кварцевая жила мощностью 0,1–0,2 м, залегающая в коре выветривания рассланцованных пород. В кварце жилы отмечалась вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание меди в кварце достигало 0,6 %.

Вкрапленность халькопирита в сером, местами обохренным кварце отмечалась на *пунктах минерализации «Калгановская разведка»* (I-1-12) и *Карабольском* (I-2-14).

К объектам медно-порфировой рудной формации на описываемой территории относятся три проявления – *Темрясовское* (I-2-17), *Тахталымское* (I-4-2) и *Бараковское* (II-3-1) и 2 пункта минерализации – *Башакульский* (II-1-11) и *Сураковский* (IV-3-4), из которых лучше изученным является *Тахталымское проявление*, выявленное в процессе поисковых работ [63].

Проявление расположено в зоне контакта отложений межевской толщи (андезиты, андезибазальты, дациты и их туфы) и порфировых диоритов биргильдинско-томинского комплекса. Диориты и вмещающие породы разбиты многочисленными нарушениями, оперяющими Тахталымский разлом. Породы брекчированы, рассланцованы и интенсивно изменены (окварцевание, серицитизация, хлоритизация, местами скарнирование). Различаются две разновидности руд: скарново-магнетитовые с наложенной сульфидной минерализацией и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в измененных породах.

Руды первой разновидности представлены пироксен-эпидот-гранатовыми и магнетит-эпидотовыми скарнами с наложенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Руды содержат: магнетит, пирит, халькопирит, реже халькозин, ковеллин, гематит, пирротин, и нерудные – эпидот, гранат, кварц, карбонат, актинолит. Содержание железа изменяется от 18 до 50,41 %; меди – от 0,08 до 2,06 %. Мощность оруденелых скарнированных пород обычно небольшая (1,8–8,1 м), по простиранию и падению рудные тела быстро выклиниваются. По минеральному составу руд и приуроченности их к скарново-магнетитовым телам оруденение этого типа, вероятно, следует относить к медно-железорудному скарновому формационному типу, но учитывая что на проявлении преобладает прожилково-вкрапленное оруденение, проявление в целом должно относиться к медно-порфировому формационному типу.

Прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение локализовано чаще в измененных диоритах и порфировых диоритах, реже во вмещающих породах. По данным И. Б. Федоровой [197] оруденение представлено тремя крутопадающими минерализованными зонами северо-восточного и меридионального простирания, располагающимися вдоль тектонических нарушений, оперяющих рудоконтролирующий Тахталымский разлом.

В рудах присутствуют пирит и халькопирит, реже молибденит, магнетит, халькозин и нерудные – кварц, хлорит, серицит, эпидот, карбонат, альбит, пренит.

Содержание меди в минерализованных зонах – от 0,1 до 1,2 %, редко 1,43–3,05 %; серы – 0,38–4,0 %; молибдена – 0,001–0,003 %, реже 0,01–0,03 %; цинка – 0,001–0,02 %. Необходимо отметить, что ни одна из скважин не вышла из минерализованных пород, а с глубиной содержание меди увеличивается. По данным опробования максимальная мощность рудных зон по скважинам достигала 156,0 м (скв. 114 глуб. 132,0–288,0 м) со средним содержанием меди 0,4 % и молибдена от 0,0001 до 0,3 %.

По ряду благоприятных факторов было выделено три перспективных участка [197], для одного из которых (Центрального) протяженность минерализованной зоны принималась равной 2,0 км при общей ширине площади развития оруденелых пород 800 м. Для площади участка прогнозные ресурсы меди категории P_2 (глубина подсчета 250 м) оценивались в 800 тыс. т. Предполагалось, что после проведения дополнительных поисковых работ и полноценного опробования прогнозные ресурсы меди могут быть увеличены до 1 500 тыс. т.

При оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Челябинской области [158] ресурсы меди проявления представлялись в количестве: 800 тыс. т (категории P_2) и 1 500 тыс. т (категории P_3).

Решением НТС Челябинского территориального комитета по геологии и природным ресурсам (Протокол № 56 от 05.12.1997 г.) природные ресурсы Тахталымской площади были исключены из оценки как недостаточно обоснованные.

Позже (2003–2006 гг.) ООО «Горное дело» были выполнены поисковые работы на участке, включающем и площадь проявления. Прогнозные ресурсы меди участка были оценены в 440 тыс. т (категории P_1) и 220 тыс. т (категории P_2). Был сделан вывод о непромышленном масштабе оруденения этой площади [33].

Сходными чертами геологического строения и металлогении обладают *Бараковское* и *Темрясовское проявления*, расположенные на площади развития измененных вулканогенных образований межевской толщи. Оруденение представлено вкрапленностью и тонкими прожилками пирита и реже халькопирита. Содержание меди достигает 1,02 и 0,50 %.

МЕДЬ, ЦИНК

Медь и цинк представлены одним месторождением, 5 проявлениями и 4 пунктами минерализации, которые относятся к медно-цинково-колчеданной рудной формации. Из них наиболее крупным и лучше изученным является *Султановское месторождение* (Ш-3-3). Месторождение выявлено в 1950-е годы при поисках бокситов, разведывалось в 1954–1960 гг. [164]. Оно расположено на площади Султановской олистостромы, сложенной крупными блоками, олистоплаками, олистолитами пород различного состава, возраста и генезиса, сцементированных терригенными отложениями тугундинской толщи (C_1tg). Оруденение локализовано в относительно небольшом (3,0×0,7 км) аллохтонном блоке, сложенном вулканогенными образованиями рудянской толщи (D_2rd), представленными афировыми и порфиристыми базальтами, долеритами, реже андезибазальтами, их туфами, риолитами, риодацитами и их туфами.

Породы толщи подверглись значительным метасоматическим изменениям (каолинизация, серицитизация, хлоритизация, окварцевание). Порфиристые долериты вблизи рудных тел часто гематитизированы. Оруденение локализовано в кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитах, риолитах, риодацитах и их туфах, реже в порфиристых долеритах. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Протяженность рудных тел колеблется от 50 до 600 м, мощность – от 1,0 до 48,0 м; они имеют неправильную форму с многочисленными раздувами, пережимами и апофизами.

Среди руд месторождения выделяются: серный колчедан, медистый колчедан, медисто-цинковый колчедан, медистые и медисто-цинковые вкрапленные руды. При подсчете запасов все разновидности руд были объединены в 3 сорта: медистый массивный колчедан, медистые вкрапленные руды и серный колчедан.

На месторождении выделено 147 рудных тел, но основные запасы (96 %) сосредоточены в 10 из них. Все рудные тела группируются в трех рудных зонах – юго-восточной, центральной и северо-западной.

Юго-восточная зона объединяет 10 небольших рудных тел линзовидной формы мощностью от 1,0 до 29,0 м. Они залегают в кварц-серицитовых метасоматитах и туфах риолитов и риодацитов на глубинах от 70 до 280 м. Рудные тела сложены сплошными и вкрапленными рудами.

В центральной зоне выявлено 75 рудных тел, среди которых и наиболее крупные рудные тела месторождения (№ 1, 2, 3), размеры которых колеблются от 300 до 600 м по простиранию, от 50 до 240 м по падению, а мощность изменяется от 0,3 до 44,0 м. Они локализованы в кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитах, хлоритизированных риолитах и порфиристых долеритах. Форма рудных тел очень сложная, неправильная. В их составе участвуют все сорта руд, известных на месторождении, но преобладают медистый и серный колчеданы.

Северо-западная зона объединяет 62 рудных тела и среди них тело № 4 – самое крупное на месторождении. Остальные рудные тела имеют, в основном, небольшие размеры и сложную форму. Рудное тело № 4 залегают в кварц-серицитовых породах и частично – в риодацитах на глубинах от 130 до 300 м. Длина рудного тела по простиранию около 400 м, по падению – 50–

300 м, мощность – от 0,3 до 48,0 м. Отмечаются многочисленные разветвления, раздувы и пережимы рудного тела.

В южной части зоны рудные тела сложены в основном серным колчеданом, в северной – медистым и медисто-цинковым колчеданом; реже отмечались серный колчедан и вкрапленные руды.

Во всех зонах распределение сортов руд в рудных телах не выдержано. Отмечалось, что серный колчедан тяготеет к краевым и глубоким частям медно-колчеданных рудных тел. Вблизи порфировых долеритов или на контакте с ними руды обычно обогащены цинком и представлены медисто-цинковым колчеданом и цинковыми вкрапленниками.

В рудных телах, выходящих на поверхность эрозионного среза палеозойских пород, развита кора выветривания, представленная зоной вторичного сульфидного обогащения, мощностью до 80 м.

В составе рудных тел преобладают пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды; реже встречаются марказит: мельниковит, галенит, энаргит, альгодонит, пирротин, гематит, а также вторичные – ковеллин, халькозин, борнит; нерудные минералы представлены кварцем, халцедоном, карбонатом, баритом, хлоритом, серицитом, антигоритом.

В рудах месторождения присутствуют более 40 элементов, главными из которых являются: медь, цинк, сера, золото, серебро, селен, теллур, индий, галлий и германий. В рудах в среднем содержится: меди – 2,37 %; цинка – 1,05 %; серы – 41,24 %; золота – 1,1 г/т (от следов до 14,9 г/т); серебра – 12,8 г/т (от следов до 921 г/т); селена – 0,004 % (от следов до 0,015 %); теллура – 0,003 % (от следов до 0,013 %); индия – от 2 до 48 г/т; германия – от 2 до 12,5 г/т; галлия – от 2 до 64 г/т.

Руды относятся к труднообогатимым. Месторождение считается типично колчеданным, аналогичным южно-уральским медно-колчеданным месторождениям.

По категориям C_1+C_2 запасы меди оценивались в 122,6 тыс. т; цинка – 54,9 тыс. т; серы – 1 892,5 тыс. т; золота – 10 т; серебра – 110 т [164].

Позже перспективы прироста запасов связывались с разведкой глубоких горизонтов и флангов месторождения и переувязкой известных рудных тел, а прогнозные ресурсы меди оценивались в 200 тыс. т [185], 150 тыс. т [219] и 125 тыс. т [36]. В настоящее время [158] прогнозные ресурсы (P_1) меди на месторождении оцениваются в 120 тыс. т и цинка – 50 тыс. т, а прогнозные ресурсы категории P_2 всего Султановского рудного поля оцениваются в 240 тыс. т меди и 100 тыс. т цинка. В настоящее время ОАО «СУМЗ» ведет работы по подготовке месторождения к освоению.

К этому же рудно-формационному типу вероятно относятся расположенные южнее и юго-западнее проявления обн. 76 (III-3-10), Южно-Тишкинское (IV-3-6) и пункт минерализации Северо-Тишкинский (III-3-9), оруденение которых приурочено также к образованиям рудянской толщи, слагающим аллохтонные блоки в составе Султановской олистостромы.

Объектом медно-цинково-колчеданного типа является и Касаргинское проявление (IV-1-3), расположенное на северо-восточном берегу оз. Мал. Кисегач. Оно имеет много общего с рассмотренным выше Султановским месторождением. Приурочено к вулканогенным образованиям рудянской толщи (D_2), представленными базальтами, дацитами, их туфами, игнимбритами, слагающими небольшую брахиантиклинальную структуру [176, 177]. Медно-колчеданное оруденение приурочено к контакту вулканогенно-осадочных отложений и субвулканических образований, представленных риолитами и их автомагматическими брекчиями. Вмещающие породы обычно серицитизированы, окварцованы и хлоритизированы. Минерализация прожилково-вкрапленного типа, реже отмечаются сплошные колчеданные руды. В плане рудная залежь имеет субмеридиональное простирание, которое в северной части проявления сменяется субширотным. По простиранию залежь прослежена на 600 м при ширине до 100 м.

В разрезе выделено 3 основных рудных тела, залегающие друг над другом почти горизонтально на глубинах 0–120 м (верхнее); 100–180 м (среднее) и 230–270 м (нижнее). Мощность их изменяется от 2,0 до 25,0 м. Кроме этих тел вскрыто еще 9 более мелких, мощностью от 1,8 до 15,0 м. Рудные тела сложены сплошными и вкрапленными медно-цинковыми рудами. Минеральный состав руд аналогичен рудам Султановского месторождения. Руды Касаргинского проявления также труднообогатимы из-за тонкого взаимопрорастания основных рудообразующих минералов друг с другом и с нерудными минералами. В рудах в среднем содержится: меди – 1,72 %; цинка – 1,45 %; серы – 35,61 %. В различных количествах присутствуют другие элементы, максимальное количество основных из них достигает: золота – до 3,8 г/т; серебра – 67,1 г/т; свинца – 0,26 %; селена – до 250 г/т; теллура – до 340 г/т; галлия – до 14,6 г/т; индия – до 2 г/т; кадмия – до 0,02 %. Запасы меди в рудах оценивались (C_2) в 39,9 тыс. т; цинка – 34,0 тыс. т; серы – 823 тыс. т. Руды обоих объектов однотипны, в них наблюдается преоблада-

ние тяжелого изотопа серы ($\delta^{34}\text{S}=+0,22\text{ ‰}$), что говорит о формировании их в сходных условиях (сера морских сульфатов).

Из остальных проявлений этого типа несомненный интерес представляет *проявление Тептяргинское-I* (III-1-6), расположенное на площади развития вулканогенных образований теченской толщи в зоне их контакта с гранитоидами Тептяргинского массива. Гранитоиды и вмещающие их породы в зоне контакта раздроблены, серицитизированы, альбитизированы и в разной степени минерализованы сульфидами. При геологической съемке масштаба 1 : 50 000 [37] скважинами и шурфами вскрывались обеленные и минерализованные порфириновые базальты, содержание меди в которых изменялось от 0,06 до 0,42 % (скв. 267). Позже для поисков медного оруденения были выполнены литохимические поиски, в результате которых были выделены комплексные ореолы Cu, Zn, Pb, Ag, As, характерные для колчеданного оруденения. В результате геофизических работ были выделены гравитационные аномалии и аномалии ВП, которые пространственно совмещались с выделенными геохимическими аномалиями [203].

При поисковых работах на никелевые и медные руды [150] в скв. 842 было вскрыто рудное тело колчеданных медных руд мощностью 1,8 м (25,6–27,4 м), залегающее среди выветрелых альбитизированных и эпидотизированных базальтов. Содержание меди в руде достигало 9,13 %. Для прослеживания этого рудного тела и поисков новых тел Южно-Уральской ГРП в 1969–1971 гг. на Тептяргинском участке проводились поисковые работы [175] с применением горных выработок и бурения. Поисковыми скважинами были вскрыты лишь маломощные (от 0,1 до 1,5 м) интервалы обогащенных сульфидами пород, содержание меди в которых изменялось от 0,06 до 0,95 %, цинка – от 0,01 до 7,72 %.

Не было выявлено промышленного оруденения и при поисковых работах 1978–1980 годов [94]. Поисковыми скважинами № 43–48 были вскрыты лишь небольшие (до 25 м) зоны измененных пород с сульфидной минерализацией разной интенсивности, где содержание меди изменялось от 0,02 до 0,07 %, достигая в отдельных пробах 0,1 %, а содержание цинка не превышало 0,05 %. Необходимо отметить, что большинство скважин было пройдено в пределах понижений поля силы тяжести.

В краевой части локальной положительной аномалии силы тяжести выявлено и *проявление Тептяргинское-II* (III-1-4), расположенное на площади развития осадочно-вулканогенных образований теченской толщи, представленных туфоалевролитами, базальтами и дацитами. Породы часто гидротермально изменены и содержат сульфидную минерализацию различной интенсивности. В шурфах [37], вскрывающих прослойки туфоалевролитов (мощностью до 0,5 м), содержание меди изменялось от 0,003 до 0,07 % ; свинца – от следов до 0,002 %. В выветрелых лимонитизированных туфоалевролитах содержание меди достигало 0,25 %.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Свинец и цинк представлены одним проявлением и четырьмя пунктами минерализации, которые с некоторой долей условности отнесены к двум рудным формациям – свинцово-цинковой стратиформной в карбонатных породах и свинцово-цинковой жильной. К первой из них относятся одно проявление и два пункта минерализации.

Биктимировское проявление (I-2-11) приурочено к площади развития карбонатных отложений истокской свиты (S_{1-2}). Скважиной 6-г [32] были вскрыты мраморизованные известняки, переслаивающиеся с порфириновыми базальтами. В известняках отмечались тонкие (до 2 мм) кварцевые прожилки с пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом и др. В прожилках содержится: свинца – от 0,06 до 0,3 %; меди – до 0,01 %; мышьяка – до 0,06 %; бария – до 0,6 %; серебра – до 0,0003 %.

Сарыкульмякский пункт минерализации (II-1-6) расположен на площади развития терригенно-карбонатных отложений соболевской толщи (C_1), представленных известняками, доломитизированными известняками, доломитами, углистыми известняками и алевролитами. Доломитизированные известняки и доломиты характеризуются повышенными концентрациями Pb, Zn, Cu и Ag. В небольшом карьере (обн. 1187) [82] вскрыты доломитизированные известняки и доломиты, среди которых наблюдались зоны сильно трещиноватых и обохренных доломитов мощностью от 1,0 до 10,0 м. Содержание меди в них составляет 0,02–0,03 %; цинка – 0,07–0,1 %; свинца – 0,15–0,2 %; серебра – 1,63–2,67 г/т; золота – 0,033–0,15 г/т. Выявленный пункт минерализации расположен в пределах участка интенсивной доломитизации пород на площади комплексного литохимического ореола (Pb, Ag, Zn, Cu) в области аномального поля силы тяжести.

В 3,2 км юго-юго-восточнее вышеописанного пункта выявлен *пункт минерализации свинца и цинка* в скв. 1 (II-1-7) [82]. До глубины 150,3 м скважина вскрыла доломитизированные свет-

ло-серые известняки, ниже – углеродистые доломитизированные известняки и доломиты. В интервале 95,0–102 м наблюдается интенсивное брекчирование пород в зоне тектонического нарушения. В зоне брекчирования установлены оксиды свинца и цинка. По данным химического анализа здесь установлены концентрации цинка от 0,1 до 0,75 %, свинца – от 0,05 до 0,13 %.

К объектам второй (свинцово-цинковой жильной) рудной формации условно отнесены два пункта минерализации. Первый из них (*пункт минерализации скв. 5 – I-2-10*) [82] расположен на площади развития вулканогенных образований теченской толщи (D_1), где выделен *литохимический ореол Pb, Cu, Zn (I-2-3)*. На площади этого ореола была пройдена скважина № 5 глубиной 110 м, вскрывшая брекчии андезибазальтов на риодацитовом цементе и туфы андезитов и андезибазальтов с инъекциями кислых пород. По всей скважине отмечалась прожилково-вкрапленная минерализация пирита. Порода рассечена тонкими (до 3 см) кварц-карбонатными прожилками с вкрапленностью крупнокристаллического галенита, в том числе во вмещающих породах. Содержание свинца в интервалах мощностью 1,0 м с такими прожилками достигает 0,42 %. Из интервалов с интенсивной сульфидной минерализацией были отобраны пробы (14 проб) для определения в них содержания золота и серебра. Содержание золота изменяется от 0,013 до 0,157 г/т; серебра – от 0,30 до 13,6 г/т.

Еще один *пункт минерализации – Халитовский (I-3-3)* расположен на площади развития вулканогенных образований кургинской толщи (D_3-C_1). Скважиной ударного бурения были вскрыты хлоритизированные микропорфировые базальты. В интервале 40–50 м в шламе в обломках породы отмечалась густая вкрапленность пирита, отмечались также мелкие обломки серного колчедана. Содержание цинка в этом интервале достигало 1,0 %, меди – 0,1 % [28].

НИКЕЛЬ

Известно пять проявлений силикатных никелевых руд, приуроченных к корам выветривания серпентинитов Муслюмовского (*Бараковское – II-4-1; Муслюмовское – III-3-7; скв. 1133 – III-3-8*) и Касаргинского (*Касаргинское – IV-1-5*) массивов и безымянного небольшого тела серпентинитов (*Башакульское – II-1-10*). В результате геологосъемочных и поисковых работ установлено, что по серпентинитам повсеместно развита кора выветривания площадного типа, но от размыва сохранились лишь ее нижние части (нижние горизонты зоны выщелачивания и зона дезинтеграции). Содержание никеля в зоне выщелачивания редко превышает 0,5 %. Лишь на небольших участках в зонах тектонических нарушений, где мощность коры выветривания повышается, от размыва сохранились ее верхние зоны с содержанием никеля до 0,94 % [201].

Полученные при поисковых работах данные позволили сделать вполне обоснованные выводы [150, 201] о бесперспективности площадей Муслюмовского и Касаргинского серпентинитовых массивов на обнаружение промышленных залежей силикатных никелевых руд. Поэтому оценка прогнозных ресурсов (P_3) Муслюмовской площади в 200 тыс. т никеля [158] представляется сильно завышенной.

МОЛИБДЕН

Молибден представлен *пунктом минерализации скв. 4 (I-1-3)*, расположенным на площади развития интрузивных образований Татарско-Карабольского массива в зоне контакта гранитоидов надыровомостовского и югоконёвского комплексов. Скважиной № 4 были вскрыты гранодиориты и кварцевые диориты с дайками плагиогранитов. Породы эпидотизированы и грейзенизированы. В диоритах и секущих их плагиогранитах отмечаются тонкие (до 1 см), различно ориентированные кварцевые прожилки с вкрапленностью пирита, халькопирита и молибденита. В интервалах, содержащих такие прожилки (40,0–42,0 м), содержание молибдена достигает 0,015 %, вольфрама – 0,001 %. В кварцевой жиле мощностью 0,33 м (47,6–47,9 м) с крупными (до 1 см) кристаллами пирита и халькопирита содержание меди достигает 0,15 %, молибдена – 0,006 %, вольфрама – 0,007 % (по данным спектрального анализа).

ВОЛЬФРАМ

Известно одно проявление и один пункт минерализации вольфрама вольфрамит-кварцевой жильной рудной формации, представленные кварцевыми жилами небольшой мощности (до 25 см) с вкрапленностью вольфрамитов и шеелита. Лучшее изученным является *Биктимировское проявление (I-2-7)*, выявленное в 1950 г. [117] и изучавшееся на протяжении нескольких лет [118, 136, 146]. В результате работ было выявлено около 10 кварцевых жил преимущественно

северо-восточного простирания (60–85°) с крутым (80–90°) юго-восточным падением и мощностью от 1,0 до 24 см, залегающими среди измененных пепловых и агломератовых туфов и порфировых базальтов дербишевской толщи (С₁). Жилы сложены серым и молочно-белым кварцем с вкрапленностью вольфрамита, шеелита, пирита, висмутина, айкинита, берилла, флюорита и др. Минерализация приурочена чаще к зальбандам жил. Содержание WO₃ в жилах изменяется от 0,02 до 13,05 %; BeO – от следов до 0,13 %; висмутина – от 0,006 до 0,64 %. Оруденение вероятно связано, как и на большинстве объектов этой группы, с телами гранитоидов югоконёвского комплекса пока еще не вскрытыми на площади проявления.

Запасы WO₃, подсчитанные по жилам № 1 и 2, составляли 16 и 60,7 т [146]. Здесь же отмечалось, что содержание WO₃ в жилах 1, 2, 7, 8 выше, чем в большинстве месторождений Боевско-Юго-Конёвской группы, крайним южным объектом которой является Биктимировское проявление; но из-за малой мощности рудных тел и их разобщенности перспективы на значительное увеличение запасов отсутствуют, и проводить более детальные разведочные работы нецелесообразно. Тем не менее, в последующие годы прогнозные ресурсы WO₃ без достаточных на то оснований были значительно увеличены: 1 300 т – P₁ [158] и 4 300 т – P₁+P₂ [210].

Несомненный поисковый интерес представляет *пункт минерализации канав 1–11* (I-1-7) в зоне восточного эндоконтакта Татарско-Карабольского массива (граниты надыровомостовского комплекса). Канавами [128] была вскрыта и прослежена на расстояние 20 м кварцевая жила мощностью от 5 до 20 см. Вмещающие жилу граниты сильно выветрелые, каолинизированные, на контакте с жилой окварцованы. Жила сложена массивным белым и серовато-белым кварцем и полевым шпатом. Простирание жилы юго-восточное (115°), падение юго-западное под углом 30–50°.

Рудные минералы представлены: пиритом, малахитом, азуритом, молибденитом, базовисмутинитом и шеелитом (40 знаков). 17 знаков шеелита было обнаружено в шлиховой пробе, отобранной из рыхлых отложений вблизи жилы.

В 2,0 км западнее, в центральной части массива (обн. 226–231) вскрыты порфировидные грейзенизированные граниты с тонкими (до 2 мм) жилками кварца с обохренными пустотами от выщелоченных сульфидов [101]. По данным спектрального анализа в гранитах содержатся: свинец – 0,005–0,05 %; серебро – 0,1–1,5 г/т; висмут – до 0,001 %, молибден – 0,00015–0,0007 %; вольфрам – 0,0015–0,01 %; бериллий – 0,0003–0,005 %; литий – до 0,02 %.

АЛЮМИНИЙ

Известно 1 *месторождение* – *Сосновское* (IV-2-24) бокситов мелового возраста, расположенное в зоне тектонического контакта карбонатных отложений тугундинской толщи (С₁) с базальтами саргазинской толщи (O₁₋₂). Месторождение представляет собой ряд разобщенных отдельных бокситовых залежей, расположенных в карстовых понижениях на известняках. Рудные тела залегают среди бокситоносных отложений синарской свиты (K₁) в виде небольших линз, столбов и гнезд, достигая иногда большой мощности. Они сложены глинистыми (46,3 %), рыхлыми (43,5 %) и каменистыми (10,2 %) разностями гиббситовых высокожелезистых бокситов. Определенных закономерностей в распределении бокситов разных типов не установлено – они непрерывно чередуются один с другим и переслаиваются с бокситовыми и пестроцветными глинами. Из 44 карстовых воронок, содержащих бокситоносные отложения, промышленный интерес представляют только 10, остальные отбракованы по результатам химического анализа, малой мощности кондиционных бокситов и большой мощности вскрыши. Промышленные залежи вытянуты цепочкой между озерами Сагаусты и Урефты на расстояние около 4 км.

Руды сложены гиббситом, гидроокислами железа, каолинитом и гидрослюдами. Содержания основных компонентов в каменистом боксите изменяются: SiO₂ – от 3,36 до 6,99 %, Al₂O₃ – от 31,68 до 38,39 %, Fe₂O₃ – от 32,13 до 42,47 %; в рыхлом боксите: SiO₂ – от 5,90 до 10,10 %, Al₂O₃ – от 33,18 до 40,97 %, Fe₂O₃ – от 25,04 до 36,80 %; в глинистом боксите: SiO₂ – от 5,94 до 13,17 %, Al₂O₃ – от 33,15 до 42,82 %, Fe₂O₃ – от 26,22 до 35,15 %. Технологические испытания показали, что бокситы месторождения могут использоваться для производства глинозема методом спекания [157].

Запасы руд месторождения оценивались: категории В – 45 тыс. т, С₁ – 66 тыс. т, В+С₁ – 111 тыс. т. Данных, позволяющих увеличить запасы Сосновского месторождения или прогнозировать возможность обнаружения новых рудных объектов, не получено.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благородные металлы представлены россыпями и проявлениями коренного золота.

ЗОЛОТО

Золото представлено 10 проявлениями золото-сульфидно-кварцевой формации и 2 небольшими россыпями. Большинство (9) проявлений золота расположены в зоне северного эндо-экзоконтакта Челябинского плутона. Они представлены кварцевыми жилами, залегающими в трещиноватых гранитоидах полетаевского комплекса (C_2) реже – в блоках, сложенных пироксен-плагиоклазовыми базальтами (O_{1-2}), в разной степени рассланцованными и измененными. Жилы имеют широтное и северо-западное простирание ($280-320^\circ$) и, в основном, крутое ($60-80^\circ$) южное или северо-восточное падение. Форма жил линзовидная, часто с разветвлениями, пережимками и раздувами. Прослежены они на протяжении от 80 до 350 м при мощности от 0,2 до 1,0 м (в раздувах – до 3,0 м). Жилы сложены серым и молочно-белым кварцем с неравномерной сульфидной (пирит, халькопирит, галенит) минерализацией.

Жилы обрабатывались с перерывами с 1914 до 1949 гг. до глубин 5,0–25,0 м [133]. Сохранились лишь отрывочные, неполные сведения о содержании золота в отдельных жилах (от следов до 42,6 г/т), количестве добытого металла (от 4,0 до 12,5 кг) и оценках его запасов (от 4,0 до 266,2 кг). Имеются сведения о уменьшении с глубиной мощности отдельных жил и снижении содержания в них золота.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том что эта площадь не представляет в настоящее время промышленного интереса.

Еще одно проявление золота этой формации – *Карабольское* (I-1-10) известно в северо-западной части площади, где в отвалах старых старательских выработок встречаются обломки и щебенка минерализованного и ожелезненного кварца. В обломках сильно ожелезненного кварца наблюдается тонкая вкрапленность золота [119].

На площади развития золотоносных кварцевых жил, в долине р. Миасс известны две *россыпи* – *Шигаевская* (IV-2-19) и *Прохоровская* (IV-2-14), приуроченные к аллювиальным и ложковым песчано-галечным отложениям. Мощность золотоносных отложений – от 0,2 до 2,0 м, содержание золота – от 60 мг/м³ до 1,5 г/м³. Россыпи обрабатывались до 1938 г. [133].

Восточнее пос. Бол. Баландино, в логу северо-восточного направления, впадающего в р. Миасс, в гравийно-песчано-галечных отложениях обнаружено золото в количестве от 2 до 10 знаков. Золотины тонкопластинчатой, лепешковидной, чешуйчатой и крючковидной формы размером от 0,1 до 1,3 мм. В 1 пробе отмечены единичные зерна демантоида.

ПЛАТИНА

Самостоятельные объекты с платиновым орудением на площади работ не выделяются, хотя о присутствии здесь элементов группы платины имеются некоторые сведения. Так при поисково-разведочных работах на олово на площади Челябинского массива в 1938–1939 гг. [111] в нескольких шлиховых пробах вместе с касситеритом выявлен осмистый иридий (невьянскит) в виде гексагональных пластинок размером от 0,01 до 0,5 мм, содержание которого достигало 14,94 г/м³. Пробы были отобраны между пос. Бол. Баландино и Прохоровка из русловых отложений р. Миасс, представленных серыми мелко- и крупнозернистыми песками с различно окатанной галькой кварца, гранита, долерита, мрамора, известняка и зеленых сланцев. На других участках долины реки в русловых отложениях изредка отмечались лишь единичные зерна осмистого иридия. Обогащение ценными минералами лишь указанной части русла р. Миасс объяснялось тем, что здесь плотик долины поднят и образует естественный барьер, через который продукты размыва пород фундамента почти не переносились. Из-за ограниченного распространения русловых отложений с повышенными содержаниями платиноидов они не могут представлять промышленного интереса.

В 16 км западнее на площади Касаргинского массива (чебаркульско-казбаевский комплекс) в карьере при изучении геологического разреза [101] были отобраны 13 проб для определения содержания платиноидов. Химико-спектральным анализом было определено, что в серпентинитах содержится палладий в количестве от 0,02 до 0,3 г/т. Максимальное содержание палладия приурочено к аподунитовым серпентинитам.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

В пределах листа известны 12 пунктов урановой минерализации, которые относятся к четырем рудным формациям: урановой березитовой, урановой буроугольной, ураноносных кор выветривания, ураноносных лигнитов и фосфатных пород.

Объекты первого типа приурочены к зонам дробления, рассланцевания, обеления и окварцевания в гранитах. Они представлены вкрапленностью уранинита, примазками и налетами урановой черни по плоскостям трещин и сланцеватости в гранитах – *Южный-I* (I-1-2), *Долгодеревенский* (IV-2-16), в кварцевых жилах – *жилы № 10* (IV-2-7) и наличием ториеносного фосфата и ураноносных циркона и сфена в биотитовых гранитах – *Султаевский* (IV-2-2).

Урановая минерализация в гранитах фиксируется радиоактивными аномалиями интенсивностью от 15 до 270 мкР/ч. Мощность оруденелых зон незначительная (0,1–0,5 м), содержание в них урана изменяется от 0,02 до 0,056 %.

Султаевский пункт минерализации (IV-2-2) расположен на площади одноименного гранитного массива, где при шпуровой гамма-съемке была выявлена радиоактивная аномалия интенсивностью 875 мкР/ч (при фоне 100–150 мкР/ч). В эпицентре аномалии канавой был вскрыт контакт крупнозернистых порфиroidных гранитов султаевского комплекса и прорывающих их мелкозернистых гранитов кременкульского комплекса. В зоне контакта в порфиroidных гранитах отмечались линзовидные маломощные (0,3–0,5 м) зонки биотитизации, радиоактивность которых достигала 150–300 мкР/ч. Радиоактивность пород обусловлена наличием ториеносного фосфата и ураноносных циркона и сфена. В биотитизированных гранитах содержалось: урана – 0,004 %, тория – 0,049 %; в цирконе содержание урана достигало 0,1 %; в сфене – 0,05–0,07 %.

Ко второму формационному типу (урановому буроугольному) относится один пункт минерализации – *Сугоякский I-II* (IV-3-12), приуроченный к триасовым угленосным отложениям. Минерализация локализуется в темно-серых гравелито-песчаниках, обогащенных углистым веществом на контакте с обохренными породами. Оруденение было выявлено при разведочных работах на уголь, когда в скв. 378 (271,0–279,0 м) были вскрыты три рудные зонки общей мощностью 0,25–0,30 м, где содержание урана достигало 0,1–0,332 %. В скв. 1 в интервале 414,3–416,0 м содержание урана достигало 0,023 % на мощность 0,1–0,2 м. Оруденение фиксировалось радиоактивной аномалией интенсивностью 50–80 мкР/ч.

К третьему формационному типу (ураноносных кор выветривания) относятся два пункта минерализации, приуроченных к глинистым корам выветривания гранит-порфиров (*Сарыкаевский* – I-2-20) и нижнекаменноугольных песчаников, содержащих углистое вещество (*Баландинский* – IV-3-19). Мощности оруденелых прослоев (0,01 % и больше урана) обычно небольшие (0,1–0,3 м), содержание урана в них изменяется от 0,0102 до 0,0143 %. Минерализованные зоны фиксируются радиоактивными аномалиями интенсивностью до 47 мкР/ч.

К четвертому формационному типу (ураноносных лигнитов и фосфатных пород) относятся 5 пунктов минерализации, приуроченных к нижнемеловым песчано-глинистым («беликовым») отложениям алапаевской толщи (*Карпинский* – III-4-4), лигнитовым глинам синарской свиты (*Сосновский* – IV-2-23) и верхнемеловым (ганькинская свита) кварц-глауконитовым песчаникам на фосфатсодержащем цементе, содержащим стяжения фосфоритов (*Буринский* – I-3-4, *Кункульский* – I-4-3 и *Султановский* – III-3-12). Оруденение фиксируется аномалиями радиоактивности интенсивностью от 32 до 340 мкР/ч. Мощность интервалов с повышенной радиоактивностью от 1,0 до 12,0 м, содержание урана в них от 0,002 до 0,04 %, мощности рудных тел с содержанием урана 0,01 % и выше не превышают 1,0 м.

Все пункты минерализации признаны бесперспективными из-за небольших размеров и низкого содержания урана.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

КАОЛИН

Каолин представлен тремя проявлениями, приуроченными к площадям развития каолинитовых кор выветривания гранитоидов надыровомостовского (*проявления обн. 4796* – I-1-8 и *обн. 4795* – I-1-9) и риолитов урукульско-покровского (*проявление Кунакбаевское* – I-3-2) ком-

плексов. Более изученным из них является *Кунакбаевское проявление* [80], продуктивная толща которого сложена глинистым, песчано- и дресвяно-глинистым материалом светло-серого, светло-желтого, светло-розового и кремового цвета мощностью до 37,4 м. Перекрываются коры выветривания бурыми глинами кустанайской свиты и глинами, песками, песчаниками, опоками серовской свиты. Мощность вскрыши достигает 10,1 м.

Каолины могут использоваться только после предварительного обогащения. Выход обогащенного каолина – от 50,6 до 93,3 %, преимущественно 85–90 %. В каолине содержится: Al_2O_3 – 19,88–29,69 %; Fe_2O_3 – 0,73–3,38 %; TiO_2 – 0,32–0,43 %. Каолин может использоваться для производства пластмассовых и резинотехнических изделий.

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

Огнеупорные глины были обнаружены у южной границы площади листа на 5 участках (*проявления IV-2-25; IV-3-24, 27, 29, 32*) в результате проведения поисковых работ в 1942–1943 гг. [27]; тогда были изучены условия их залегания и качество, и подсчитаны их ориентировочные запасы.

Они залегают среди песчано-глинистых отложений куртамышской свиты в виде небольших линз протяженностью 120–200 м и мощностью от 0,5 до 4,0 м при мощности вскрыши от 0,7 до 6,9 м. Продуктивная толща сложена светло-серыми и серыми, пластичными глинами с желтовато-серыми пятнами, гнездами песка и галькой кварца. Вскрышные породы представлены почвой, бурым суглинком, и желто-бурой песчанистой глиной с галькой кварца и буровато-желтым разнозернистым кварцевым песком. В глинах содержится: SiO_2 – от 51,82 до 75,0 %; $Al_2O_3 + TiO_2$ – от 25,05 до 31,23 %. Огнеупорность их от 1 590 до 1 690°. Они относятся к низкоортному огнеупорному сырью.

Большим развитием на участках (проявлениях) пользуются тугоплавкие глины серые и светло-серые, буровато- и желтовато-зеленые, часто песчанистые, пластичные. Мощность их изменяется от 0,6 до 5,9 м, вскрыши – от 2,3 до 6,0 м. Огнеупорность тугоплавких глин от 1 500 до 1 570°.

Запасы огнеупорных глин по участкам незначительные – от 12 до 96 тыс. т, а объем вскрыши – от 7 до 148 тыс. м³, запасы тугоплавких глин – от 154 до 166 тыс. т, а их вскрыши – от 344 до 1 000 тыс. м³.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На описываемой территории продуктивные толщи месторождений строительных материалов сложены магматическими, карбонатными, глинистыми и обломочными породами.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В пределах площади листа широким распространением пользуются магматические породы кислого, среднего, основного и ультраосновного состава, которые могут применяться в качестве строительных материалов. Их выходы на дневную поверхность и места неглубокого залегания расположены в основном в западной половине описываемой территории, где практически возле каждого населенного пункта имеются небольшие карьеры, в которых в разное время добывались магматические породы. В данной работе учитываются 11 месторождений, на площади которых были выполнены поисковые и разведочные работы и проведена оценка их запасов по промышленным категориям.

Продуктивные толщи этих месторождений сложены гранитами, гранит-порфирами и гранодиоритами (8 объектов), диоритами (1 объект), габброидами (1 объект) и эффузивными породами (1 объект). Краткие сведения об этих месторождениях приведены ниже в таблице 3.

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТ И ДР.)

Из восьми месторождений, представленных кислыми магматическими породами, наиболее крупным является *Прохорово-Баландинское (IV-2-18)*, расположенное в северо-восточном эндоконтакте Челябинского плутона. Разведана только южная часть месторождения – Прохоровский участок [19]. Продуктивная толща месторождения представлена в разной мере измененными гранодиоритами зеленовато-серыми крупнозернистыми трещиноватыми. Гранодиориты месторождения удовлетворяют требованиям ТУ и могут использоваться в качестве бутового

камня и щебня, а массивные породы глубоких горизонтов могут использоваться в качестве облицовочного материала.

Таблица 3

Месторождения строительного камня Кунашакской площади

| № п/п | Индекс квадрата и № объекта | Месторождение | Полезное ископаемое | Освоенность объекта |
|-------|-----------------------------|------------------------|---------------------|---------------------|
| 1 | I-2-19 | Сарыкаевское | гранит-порфир | разведано |
| 2 | I-2-21 | Тюляковское | гранит-порфир | разведано |
| 3 | I-3-1 | Буринское | гранодиорит | разведано |
| 4 | II-2-1 | Уелгинское | базальт | эксплуатируется |
| 5 | II-3-2 | Канзафаровское | габбро | эксплуатируется |
| 6 | III-2-5 | Сосновское | диорит | разведано |
| 7 | III-2-7 | Агашкульское | гранит | эксплуатируется |
| 8 | IV-2-1 | Западно-Султаевское | гранит | эксплуатируется |
| 9 | IV-2-3 | Южно-Султаевское | гранит | эксплуатируется |
| 10 | IV-2-4 | Султаевское | гранит | эксплуатируется |
| 11 | IV-2-18 | Прохорово-Баландинское | гранодиорит | эксплуатируется |

Запасы месторождения были утверждены ТКЗ (Протокол № 7 от 26 января 1957 г.) в количестве 33,4 млн м³. Лицензия на добычу строительного камня выдана ООО «Миасский щебеночный завод». На 01.01.2011 г. балансом учитывались запасы камня в количестве: А – 3 415 тыс. м³, В – 1 353 тыс. м³, С₁ – 19 197 тыс. м³, А+В+С₁ – 23 965 тыс. м³ и С₂ – 9 881 тыс. м³.

На площади Султаевского гранитного массива разведаны и разрабатываются 4 месторождения (*Агашкульское* – III-2-7, *Западно-Султаевское* – IV-2-1, *Южно-Султаевское* – IV-2-3 и *Султаевское* – IV-2-4), продуктивная толща которых сложена лейкократовыми светло- и серовато-розоватыми средне и разнозернистыми порфировидными гранитами. Порфировидную структуру гранитам придают фенокристаллы микроклина таблитчатой формы размером до 4 см. Граниты рассекаются жилами и прожилками аплита, мелкозернистого гранита и кварца, мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до 19,0 м. Плотные граниты хорошо обрабатываются, принимают полировку высокого качества и могут служить хорошим облицовочным материалом. Но из-за высокой (40–215 мкР/ч) радиоактивности некоторых разновидностей гранитов Султаевского массива применение их ограничено, и они могут использоваться только в дорожном и промышленном строительстве. В настоящее время в качестве облицовочного сырья балансом учитываются (на 01.01.2011 г.) только граниты *Южно-Султаевского месторождения* в количестве: А – 586 тыс. м³, В – 1 511 тыс. м³, А+В – 2 097 тыс. м³.

СРЕДНИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ДИОРИТ)

Сосновское месторождение (III-2-5) диоритов расположено на площади развития интрузивных образований Надыровомостовского массива [162]. Продуктивная толща месторождения сложена серыми и темно-серыми диоритами, местами порфировидными, реже кварцевыми диоритами. Они состоят из плагиоклаза, амфибола (роговой обманки), биотита и кварца.

По физико-механическим свойствам диориты пригодны для производства строительного щебня марок 1 200–1 400.

Плотные диориты залегают на глубинах от 0,6 до 7,3 м. Перекрывающие породы представлены палеогеновыми и четвертичными отложениями, а также глинистыми и щебнисто-глинистыми продуктами коры выветривания. Диориты изучены до глубины 50 м. Запасы месторождения до этой глубины оценены в 7 689 тыс. м³ (С₁+С₂).

ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ГАББРО)

Продуктивная толща *Канзафаровского месторождения* (II-3-2) сложена габброидами одноименного небольшого массива и прорывающими их базальтами порфировыми и микропорфировыми. Габбро и прорывающие их породы хлоритизированы, эпидотизированы, уралитизированы и окварцованы с многочисленными, беспорядочно ориентированными хлорит-кварцевыми и хлорит-карбонатными прожилками.

На месторождении развита кора выветривания, мощность которой изменяется от 3,0 до 11,0 м (средняя 6,1 м). Образования коры выветривания перекрываются глауконит-кварцевыми песчаниками, глинами и почвенным слоем. Все породы месторождения представляют собой единый технологический тип сырья и согласно ГОСТ 23845-79 пригодны для производства строительного щебня: марок 800–1 400 из невыветрелых пород, марки 600 – из пород, затронутых выветриванием. Щебень может применяться в жилищном, строительном и дорожном строительстве [208].

Месторождение разрабатывается ООО «Кунашакское дорожно-ремонтно-строительное управление». На 01.01.2011 г. балансом учитывались запасы камня в количестве: А – 170 тыс. м³, В – 1 023 тыс. м³, С₁ – 903 тыс. м³, А+В+С₁ – 2 096 тыс. м³, а также С₂ – 484 тыс. м³.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ОСНОВНЫЕ)

На площади листа разведано одно месторождение (*Велгинское – П-2-1*), продуктивная толща которого сложена порфиоровыми базальтами и их кластолавами [88]. Наблюдаются редкие маломощные (0,2–3,0 м) дайки габбро-диоритов и риолитов. Породы месторождения интенсивно хлоритизированы, эпидотизированы, местами окварцованы и карбонатизированы. Все породы относятся к одному технологическому типу сырья, пригодному для производства щебня марок 800–1 400, который может использоваться в дорожном строительстве [88].

Для производства щебня могут применяться плотные породы, а также их щебнистые коры выветривания, развитые на месторождении. Средняя мощность полезного ископаемого – 51,2 м, вскрыши – 1,3 м, коэффициент вскрыши – 0,031.

На 01.01.2011 г. запасы строительного камня на месторождении оценивались в 3 464 тыс. м³ (А+В+С₁), в том числе категории: А – 431 тыс. м³, В – 1 529 тыс. м³, С₁ – 1 504 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется ООО «Кунашакская ДПМК-4».

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

Разведаны два месторождения мрамора, приуроченные к площади развития нижнекаменноугольных карбонатных отложений. Ранее эксплуатировалось *Прохорово-Баландинское месторождение (IV-2-11)*, разведка которого была выполнена в 1930 г. [167]. В последующие годы неоднократно производилась его доразведка и переоценка запасов. Последняя переоценка выполнена в 1984 г. [207].

Месторождение расположено в зоне экзоконтакта гранитоидов Челябинского плутона с карбонатными нижнекаменноугольными отложениями тугундинской толщи. Карбонатные отложения сильно изменены (мраморизация, доломитизация), что и предопределило состав пород месторождения (мраморы, доломитизированные мраморы, доломиты и мраморизованные известняки). К полезному ископаемому относятся мраморы и их доломитизированные разновидности.

Тектоническими нарушениями широтного и субмеридионального направлений продуктивная толща разбита на ряд блоков, смещенных друг относительно друга. Тектонические нарушения сопровождаются зонами дробления и образованиями карста, что обусловило интенсивное дробление мрамора в отдельных блоках и ограничило возможность получения в них блочного камня.

Мраморы обладают красивым цветом, тонкозернистой структурой, способностью принимать зеркальную полировку, что позволяет применять их в качестве облицовочного материала. Выход блоков около 18 %. Отходы обработки мрамора, а также доломитизированные и дробленые мраморы могут применяться для изготовления декоративных отделочных бетонов и мозаичных плит. Мраморы светлых тонов могут применяться в качестве электротехнического сырья.

Месторождение числится в резерве, с запасами мрамора по категории В+С₁ в количестве 2 719 тыс. м³, в том числе категории В – 1 500 тыс. м³, С₁ – 1 219 тыс. м³.

Второе месторождение мрамора (*Ново-Баландинское – IV-2-5*) расположено в 4,0 км севернее Прохорово-Баландинского, на северном продолжении той же структуры. Оно разведывалось в 1975–1987 гг. [187]. Мрамор обладает теми же свойствами, что и мрамор Прохорово-Баландинского месторождения.

Месторождение числится в резерве с запасами мрамора на 01.01.2011 г. по категориям А+В+С₁ в количестве 5 309 тыс. м³ (А – 455 тыс. м³; В – 996 тыс. м³; С₁ – 3 858 тыс. м³) и по категории С₂ – 5 276 тыс. м³.

БРЕКЧИЯ ДЕКОРАТИВНАЯ

Брекчия декоративная представлена одним – *Урефтинским месторождением* (IV-2-6), расположенным в ядерной части наложенной грабенообразной структуры, где приурочено к площади развития нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений тугундинской толщи. Продуктивная толща представлена карбонатной брекчией зеленовато-серой, местами пестрой окраски, состоящей из уплощенных обломков светло- и желтовато-серого мрамора, серого и вишнево-розового мраморизованного известняка, бурого и серого кремня и кварцево-карбонатного или кремнисто-карбонатного цемента, слабо серицитизированного и хлоритизированного. Простираение продуктивной толщи северо-западное (335–340°), падение пологое (5–8°) западное. Протяженность залежи (в контуре подсчета запасов) – 1 200 м, при ширине от 200 до 850 м и мощности от 11,6 до 39,6 м (средняя – 35,8 м), мощности вскрыши от 4,5 до 8,8 м (средняя – 5,5 м). Вскрышные породы представлены почвенным слоем, бурой песчанистой глиной, опоковидной глиной, кремнистой опокой и песчаником на опоковом цементе.

Брекчии могут использоваться для наружной облицовки и внутренней отделки общественных и административно-бытовых зданий и сооружений. Щебень брекчий может применяться в качестве заполнителя в декоративных бетонах, для изготовления мозаичных покрытий и для дорожного строительства.

На месторождении проведена детальная разведка [186], в настоящее время оно числится в резерве с запасами (A+B+C₁) камня в количестве 2 427 тыс. м³ и C₂ – 14 963 тыс. м³.

ИЗВЕСТНЯК

Известняк представлен двумя месторождениями – *Худайбердинское* (III-1-1) и *Баландинское* (IV-2-12), расположенными соответственно на западной границе и в южной части листа. Более крупным и лучше изученным из них является *Худайбердинское месторождение*. Впервые известняки месторождения разведывались в 1956 г. [172], как сырье для получения строительной извести для производства известково-песчанистых блоков для малоэтажного строительства. Запасы известняков (A+B+C₁) до глубины 3,0 м оценивались в 271 тыс. м³. В 2008 г. [143] известняки изучались с целью использования их в качестве строительного камня.

Месторождение расположено на площади развития карбонатных отложений баязитовской толщи. Продуктивная толща сложена известняками серыми и светло-серыми тонко- и мелкозернистыми органогенными массивными трещиноватыми. Известняки малоглинистые и маломagneзиальные и являются кондиционным сырьем для производства воздушной маломagneзиальной извести. Кроме того, известняки месторождения пригодны для производства строительного щебня марок 600–800. Известняки перекрываются почвенным слоем, суглинками и глинисто-щебнистой корой выветривания, средняя суммарная мощность которых достигает 7,63 м.

Месторождение подготавливается к освоению ООО «Худайбердинский карьер». На 01.01.2011 г. балансом учитываются запасы известняка в количестве: категории А – 5 651 тыс. м³, В – 2 978 тыс. м³, C₁ – 16 382 тыс. м³, A+B+C₁ – 25 011 тыс. м³, а также C₂ – 8 375 тыс. м³.

Продуктивная толща *Баландинского месторождения* сложена известняками тугундинской толщи – серыми и темно-серыми тонкозернистыми трещиноватыми, мощность которых достигает 200 м. Известняки перекрываются почвенным слоем, песчано-глинистыми отложениями палеогена и продуктами выветривания известняков. Мощность вскрыши изменяется от 0,2 до 3,0 м.

Известняки месторождения пригодны для производства воздушной маломagneзиальной строительной извести.

Запасы известняков (A+B+C₁) оценивались в 875 тыс. т [34].

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Глины кирпичные представлены шестью месторождениями, продуктивные толщи которых сложены или только четвертичными бурыми песчанистыми глинами – *Мулюмовское* (III-3-17) и *Долгодеревенское* (IV-2-31) *месторождения*, или разновозрастными глинистыми отложениями: четвертичными глинами и суглинками и глинистыми корами выветривания эффузивных пород – *Куюшское-II* (II-1-12) и *Ужовское* (IV-1-7), или четвертичными глинами и зеленовато-серыми опоковидными глинами ирбитской свиты – *Канзафаровское* (II-2-4).

Сырьем для производства кирпича на *Куяшском месторождении* (II-1-14) могут служить четвертичные бурые глины, опоковидные глины серовской свиты, а также глинистые и дресвяно-глинистые коры выветривания эффузивных пород. Из одних бурых четвертичных глин может производиться кирпич марки 100, а при введении в шихту к бурым глинам 30 % опоковидных глин или 50 % глин коры выветривания повышается качество изделий (получается кирпич марок 125–250). Однако, из-за того, что не были проведены полузаводские испытания опоковидных глин и глинистой коры выветривания, к утверждению были представлены лишь запасы бурых четвертичных глин [79] (месторождение показано на геологической карте четвертичных образований).

В настоящее время это месторождение подготавливается к освоению ООО «Южно-Уральский кирпичный завод», а его запасы бурых глин по категории А+В+С₁ на 01.01.2011 г. составляют 1 526 тыс. м³.

Среди остальных пяти объектов более изученным является *Куяшское-II месторождение*, продуктивная толща которого сложена четвертичными суглинками бурыми и красновато-бурыми, серыми озерно-аллювиальными глинами и глинистыми корами выветривания. Полезная толща представлена пластообразной залежью площадью 143,5 тыс. м², при средней мощности глин 4,8 м и средней мощности вскрыши (почвенный слой) – 0,36 м.

Испытания показали, что лучшие результаты были получены при смешивании в шихте разных видов сырья. Было установлено, что из шихты, содержащей 50 % бурых суглинков и 50 % серых глин или глин коры выветривания (или их смеси), можно получать кирпич марок 100–150 методом полусухого прессования [148].

Месторождение разрабатывается ООО «Покровский кирпич». На 01.01.2011 г. балансом учитывались запасы (В+С₁) глин в количестве 675 тыс. м³.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

На описываемой территории находится 11 разведанных месторождений и большое количество небольших карьеров, где для местных нужд и дорожного строительства разрабатывались мелкие песчаные залежи, на которых геологоразведочные работы не проводились. Из 11 разведанных только одно *месторождение* – *Прохоровское* (IV-2-30) приурочено к аллювиальным отложениям р. Миасса, остальные представлены песчаными отложениями неоген-олигоценного возраста.

Пески месторождений образуют пласто- и линзообразные залежи разных размеров, где средние мощности песков изменяются от 1,9 до 8,0 м, а вскрыши – от 0,3 до 1,7 м. Залежи сложены кварцевыми песками от мелко- до крупно- и грубозернистых, содержащих в различных количествах гальку кварца, кремней, щебенку палеозойских пород и примесь глинистого материала. В природном виде пески почти всех месторождений не пригодны для применения в строительстве. После отмыва глинистых частиц и отсева гравия пески могут применяться для приготовления кладочных и штукатурных растворов и бетонов.

Изученность месторождений различная – для некоторых подсчитаны лишь прогнозные ресурсы, для других запасы утверждены ТКЗ по категориям А, В и С₁ (прил. 2, 3). Из всех месторождений до недавнего времени эксплуатировалось и уже отработано лишь одно – *урочище «Хлебороб»* (IV-3-23). В настоящее время эксплуатируются два месторождения: *«Хлебороб-2»* (IV-3-25) и *Нагорное* (IV-3-30), и одно – *Муслюмовское* (III-3-16) числится в резерве.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПЕСОК ФОРМОВОЧНЫЙ

Известны два месторождения формовочных песков, расположенные северо-западнее оз. Сугояк. Продуктивная толща обоих месторождений представлена верхнеолигеновыми (куртамышская свита) кварцевыми песками серого, светло- и желтовато-серого цвета, мелко- и тонкозернистыми, глинистыми с прослоями серой каолиновой глины; а на *месторождении Сугоякское-II* (IV-3-21) к продуктивным отнесены и пески наурзумской свиты, развитые в северной части месторождения. Пески месторождения изучались на возможность применения их в качестве сырья для производства пенобетона [170] и строительных песков [149]. Из-за высокого содержания глинистых частиц большая часть песков в естественном виде не может применяться по назначению, поэтому было произведено изучение возможности их использования в

качестве формовочных. Установлено, что пески *Сугоякского-III месторождения* (IV-3-20) могут применяться только в качестве формовочных, а часть песков (наурзумской свиты) *Сугоякского-II месторождения* (после обогащения) могут применяться для производства пенобетона и в качестве строительных.

Запасы формовочных песков *месторождения Сугоякское-III* оценивались в 32 млн м³ (С₁), а *Сугоякского-II* – 13 100 тыс. т. Кроме того, после обогащения 1 651 тыс. т (С₁) и 5 065 тыс. т (С₂) песков *Сугоякского-II месторождения* могут использоваться для производства пенобетона, а 2 644 тыс. м³ (С₂) песков – применяться в строительстве. В качестве формовочных могут использоваться и стекольные пески *Сугоякского месторождения*.

ПЕСОК СТЕКОЛЬНЫЙ

Песок стекольный представлен одним *месторождением Сугоякским* (IV-3-31), расположенным на юго-западном берегу оз. Сугояк. Геологоразведочные работы на месторождении проводились с 1930 по 1959 гг. [137]. Пески месторождения неоднократно оценивались на возможность использования их в качестве формовочных и стекольных.

Продуктивная толща месторождения сложена олигоценowymi песками, кварцевыми, серыми и светло-серыми, мелко- и тонкозернистыми с линзами и прослоями окрашенных песков и серых каолиновых глин. Пески образуют пластообразную залежь размером 750×620 м, средней мощностью 8,3 м при средней мощности вскрыши 3,3 м. В естественном виде пески месторождения могут применяться в качестве формовочных и стекольных (для изготовления бытовых сортов стеклоизделий). Для использования песков в производстве ответственных сортов стекла, специальных изделий и тонкой керамики необходимо их обогащение путем промывки, грохочения и обогащения на концентрационных столах. После обогащения содержание SiO₂ увеличивается до 98 %; понижается содержание Fe₂O₃ до 0,021–0,032 %; TiO₂ – до 0,02 %; Al₂O₃ – до 0,81–1,03 %.

Запасы песков были утверждены ГКЗ в 1959 г. в количестве 9 922 тыс. т (А+В+С₁), в том числе: категории А – 2 315 тыс. т, В – 2 162 тыс. т, С₁ – 5 445 тыс. т. С этими запасами месторождение числится в резерве.

ГИПС

Известно одно проявление гипса (*проявление скв. 225 – III-4-1*), приуроченное к терригенно-карбонатным отложениям тугундинской толщи (С₁). Скважиной 225 Калачевской ГРП [179] были вскрыты окремненные известняки, переслаивающиеся с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, среди которых отмечены прослои гипса мощностью от 0,6 до 6,35 м.

Качество гипса не изучалось.

САПРОПЕЛЬ

Поиски и разведка озерных месторождений сапропеля проводились с 1990 г., но особенно интенсивно – в 1992 г. Из многих обследованных на описываемой территории озер залежи сапропеля с промышленной мощностью были выявлены на 13 озерах. Они занимают всю площадь озер или их часть и представлены обычно одним классом сапропеля – карбонатным, объединяющим два вида – известковый и органично-известковый. Сапропель состоит из органического (аморфный детрит, остатки высших растений, водорослей, животных) и минерального (кварц, кальцит, глинистые минералы) вещества. В нем в среднем содержится: СаО – 14,6–30,4 %; Fe₂O₃ – 1,5–3,4 %; P₂O₅ – 0,1–0,15 %; N_{общ.} – 1,6–2,6 %; S_{общ.} – 0,2–1,1 %.

Реакция среды слабощелочная (рН от 7,2 до 8,2). Зольность сапропеля изменяется от 44 до 60 %; влажность – от 70,4 до 81,5 %. Сапропель образует залежи простого строения, площадь которых (в границе промышленной глубины) изменяется от 13 до 276 га, а средняя мощность – от 1,1 до 4,2 м, объем залежей от 11 до 3 035 тыс. м³, а запасы от 5 до 1 527 тыс. т.

Сапропель может применяться в качестве органико-известкового удобрения для известкования кислых почв, а также в качестве минеральной добавки в корм животным и птицам. Месторождения не разрабатываются.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

ПИТЬЕВЫЕ ПРЕСНЫЕ ВОДЫ

Разведано 7 месторождений питьевых пресных вод, водоносные горизонты которых приурочены к породам фундамента (4 объекта) или к рыхлым песчано-глинистым отложениям поровного комплекса (3 объекта).

Основными коллекторами подземных вод для месторождений первой группы являются зоны контактов и повышенной трещиноватости серпентинитов чебаркульско-казбаевского комплекса (*Муслюмовское* – III-3-2 и *Бежин луг* – IV-1-6) и нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений исетской свиты (*Южно-Каменское месторождение*, *Береговой участок* – I-2-5) и тугундинской толщи (*Сугоякское месторождение*, *Западно-Сугоякский участок* – IV-3-13). Подземные воды этих месторождений по условиям формирования относятся к трещинным и карстово-трещинным слабонапорным и безнапорным водам. Их питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным и хлоридно-сульфатным кальциевым, магниевым-кальциевым и натрий-кальций-магниевым. Минерализация их редко превышает 1 г/дм³. Эксплуатационные запасы их изменяются от 0,285 до 9,9 тыс. м³/сут.

Основными коллекторами подземных вод месторождений второй группы (*Сугоякские шахты* – IV-3-28, *Кунашакское* – II-3-3 и *Султановское* – III-3-13) служат рыхлые отложения верхнего мела и палеогена, представленные песчаниками, песками, алевритами, диатомитами и опоками. По условиям формирования воды этих месторождений относятся к трещинным и трещинно-пластовым. Питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным и сульфатно-гидрокарбонатным, кальциевым и магниевым-кальциевым. Эксплуатационные запасы их изменяются от 0,086 (*Султановское месторождение*) до 6,2 (*Сугоякские шахты*) тыс. м³/сут.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Описываемая территория прошла сложный полициклический путь развития, поэтому площадь характеризуется полигенной и полихронной минерагенией, особенности которой обусловлены сменой структурно-вещественных комплексов и рудообразующих систем, сформировавшихся в широком возрастном диапазоне в различных геодинамических обстановках. Импульсы эндогенной активности отвечают общеуральским минерагеническим эпохам.

Докембрийские минерагенические эпохи на Урале характеризуются преобладающим развитием метаморфогенных систем, сформировавших различные гнейсы, кристаллосланцы, сланцы, кварциты и мигматиты, метапесчаники, кварцитопесчаники и метабазалты. Проявлений металлических полезных ископаемых, связанных с ними на площади листа N-41-II неизвестно.

Наиболее продуктивной в металлогеническом отношении является **палеозойская минерагеническая эпоха** ($C_3 - P(T_2)$), подразделяющаяся на несколько минерагенических этапов, характеризующихся разными типами ведущих рудообразующих систем: *позднекембрийско-раннедевонский*, *среднедевонско-раннекаменноугольный*, *позднепалеозойско-раннемезозойский*.

Основными рудообразующими системами *первого этапа* (деструкция земной коры и рифтинг) на описываемой территории являются офиолитовые ультрамафитовые (чебаркульско-казбаевский и дружининский) комплексы (O_2), в которых известны проявления и пункты минерализации хрома. В ультрабазитах чебаркульско-казбаевского комплекса (Касаргинский массив) отмечаются повышенные содержания платиноидов. В силурийских терригенно-карбонатных образованиях установлены признаки (Биктимировское проявление) полиметаллического стратиформного оруденения. В связи с мафитовыми интрузиями канзафаровского комплекса (D_1) отмечается формирование титаномагнетитового оруденения. С раннедевонскими вулканическими поясами связано формирование медно-цинково-колчеданного оруденения (Тептяргинские проявления) в теченской толще. Севернее площади в образованиях этой толщи известно Сафьяновское колчеданное месторождение [139].

Преобладающими типами рудообразующих систем в *среднедевонско-раннекаменноугольный этап* (формирование островодужных вулканических поясов) являлись гидротермальные и магматические. С образованиями рудянской толщи, относящейся к островодужной формации, связаны месторождение (Султановское) и проявление (Касаргинское) медно-цинково-колчеданной формации.

В это же время формируется скарново-магнетитовое оруденение (Теченское первого этапа в пределах Челябинского грабена формировались месторождения); с диоритами биргильдино-томинского комплекса связано формирование медно-порфирирового оруденения.

В каменноугольных терригенно-карбонатных образованиях установлены признаки (пункты минерализации) полиметаллического стратиформного оруденения.

Позднепалеозойско-раннемезозойский минерагенический этап отвечает обстановке поздней коллизии. С гранитоидным магматизмом этого времени связано формирование вольфрам-молибденовой, вольфрам-бериллиевой и урановой минерализации.

Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха объединяет два минерагенических этапа: *позднетриасово-раннеюрский* и *среднеюрско-кайнозойский*. В течении *первого этапа* в пределах Челябинского грабена формируются триас-юрские угленосные отложения. Минерагения *второго этапа* в основном связана с процессами корообразования и денудации. Формируются месторождения и проявления железа инфильтрационного алапаевского типа, силикатного никеля в корах выветривания, а также месторождения и проявления бокситов, каолинов, огнеупорных и кирпичных глин, строительных, стекольных и формовочных песков. Денудационные процессы при разрушении золоторудных объектов образуют золотоносные россыпи.

В современных застойных речных долинах и озерных ваннах накапливаются торф и сапропель.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Площадь листа N-41-II расположена, в основном, в пределах **Урало-Новоземельского минерагенического пояса** и частично (северо-восточный угол) в **Западно-Сибирской минерагенической провинции**, в составе которых выделяются фрагменты четырех минерагенических зон. Две из них относятся к доюрским образованиям фундамента и две – к образованиям мезозойско–кайнозойского чехла. Необходимо отметить, что в северо-восточной части площади листа (Западно-Сибирская минерагеническая провинция) на зоны фундамента накладывается зона, выделенная в мезозойско–кайнозойских образованиях.

УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Большую часть площади листа занимает **Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфраморудная минерагеническая зона** (1 W,Be,Au(gp,УБ)/PR₁-J), пространственно совпадающая с Алапаевско-Адамовской СФЗ. Площадь зоны сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями различного возраста (от протерозойского до раннеюрского). Они прорываются многочисленными разновозрастными интрузиями габбро, долеритов, диоритов, гранитов, риолитов и риодацитов от раннедевонского до среднетриасового возраста. В зонах надвигов размещаются тела серпентинизированных ультрамафитов чебаркульско-казбаевского комплекса (O₂). В пределах зоны известны месторождения, проявления и пункты минерализации различных видов полезных ископаемых: бурого угля, железа, меди, цинка, молибдена, вольфрама, алюминия, золота, нефти, газа, хрома, свинца, никеля, урана, каолина, гипса, месторождения строительных материалов и подземных вод. На площади минерагенической зоны выделяются структуры, перспективные на обнаружение вольфрамово-молибденового, полиметаллического и медно-цинкового оруденения.

В границах минерагенической зоны выделяются:

- *Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел* (1.0.1 Mo,W/S₁-T₂);
- **Колпаковско-Сарыкульмякский цинково-свинцоворудный район** (1.1 Pb,Zn/S₁-C₁), в составе которого выделяются *Колпаковско-Новоказакбаевский* (1.1.1 Pb,Zn) и *Сарыкульмякско-Аргаяшский потенциальный* (1.1.2 Pb,Zn) *рудные узлы*;
- **Касаргино-Теченский медно-железорудный район** (1.2 Fe,Cu/D₁-C₁), в составе которого выделен *Тептяргинский цинково-меднорудный узел потенциальный* (1.2.1 Cu,Zn);
- *Султановская меднорудная зона* (1.0.2 Cu/D₂);
- *Челябинский молибденово-золоторудный узел* (1.0.3 Au,Mo/C₂-P₃);
- **Челябинский бурогольный район** (1.3 УБ/T₁-J₁).

Колпаковско-Сарыкульмякский цинково-свинцоворудный район (1.1 Pb,Zn/S₁-C₁) выделяется в северо-западной части диста. Рудный район объединяет площади двух цинково-свинцоворудных узлов: *Колпаковско-Новоказакбаевского* (1.1.1 Pb,Zn) и *Сарыкульмякско-Аргаяшского* (1.1.2 Pb,Zn).

В границах рудного района отмечаются признаки развития двух видов полиметаллического оруденения в карбонатных образованиях: стратифицированного седиментационно-эксгальационного в силурийских карбонатных отложениях и гидротермально-осадочного (стратиформного) – в раннекаменноугольных. Первое концентрируется в ареалах проявления среднедевонско–раннекаменноугольного магматизма, в том числе интрузивного. Важным фактором рудоконтроля является наличие экранирующих осадочно-вулканогенных образований, для которых характерна интенсивная карбонатизация. Значительная роль принадлежит тектоническому фактору рудоконтроля – оруденение тяготеет к зонам пересечения разноориентированных разломов. К важным локальным критериям прогнозирования этого типа полиметаллического оруденения относится аномальная деформированность геологической среды на перспективных участках. В зависимости от глубины залегания оруденения, оно может фиксироваться или не отмечаться геофизическими и геохимическими аномалиями.

Формирование гидротермально-осадочного свинцово-цинкового оруденения в раннекаменноугольное время определялось литолого-стратиграфическим и структурным факторами. Прежде всего, это: приуроченность оруденения к площадям развития известняково-доломитовых литофаций; связь с осадочными породами, содержащими органическое вещество; наличие конседиментационных палеоподнятий и локальных застойных палеовпадин (углеродистые отложения с сульфидной минерализацией). Локальные критерии прогноза оруденения: наличие проявлений и пунктов минерализации свинца и цинка; развитие бурых железняков типа «железных шляп»; аномальные геохимические поля элементов-индикаторов полиметалли-

ческого оруденения; проявление процессов эпигенетической доломитизации и силицификации. Эти факторы устанавливаются и на Колпаковско-Сарыкульмякской площади.

В северо-западной части площади листа по наличию прямых и косвенных поисковых признаков выделяется *Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел* (1.0.1 Mo, W/S₁-T₂). На описываемой территории располагается южная часть Пороховско-Биктимировского рудного узла, северная часть которого, где известны Пороховское месторождение и Северо-Пороховское проявление бериллий-вольфрам-молибденовых руд, расположена вне площади листа N-41-II. Оруденение располагается в зоне развития интрузий и даек югоконёвского комплекса (S₁-T₂), сопровождающихся ореолами и зонами грейзенов, сопряженными с рудоносными жильными полями, в том числе штокверковыми. Большая часть площади рудного узла располагается в пределах интенсивной отрицательной региональной аномалии силы тяжести, обусловленной так называемым Шилово-Конёвским гранитным батолитом, расположенным на глубине 1,5–2,0 км и формирующим на доюрской поверхности серию массивов югоконёвского комплекса. Геохимическое поле оруденения, в общем, генетически связано с этим батолитом и в региональном плане представлено обширной полиэлементной высококонтрастной аномалией (I-1-5) редкометалльной специализации – W, Mo, Pb, Ag, (Bi, Be, Li). Над вмещающими породами в надинтрузивных (предположительно) зонах располагаются относительно слабоконтрастные аномалии Ag, Pb, Cu, Zn, As, (Ba).

В пределах листа N-41-II на площади рудного узла известны Биктимировское бериллий-молибден-вольфрамовое проявление, пункты минерализации вольфрама и молибдена, шлиховые ореолы вольфрама, комплексные геохимические ореолы и аномалии. Восточная и юго-восточная границы Пороховско-Биктимировского рудного узла в пределах листа N-41-II проведены по градиентной зоне региональной отрицательной аномалии силы тяжести.

Юго-западная часть площади рудного узла расположена в пределах восточной эндо- и экзоконтактной зоны Тюбукского массива, в юго-восточной и восточной эндо- и экзоконтактных зонах которого среди плагиигранитов рефтинского комплекса (S₂) и перекрывающих их отложений соболевской толщи (C₁) установлены тела грейзенизированных аплитовидных гранитов югоконёвского комплекса (P₁-T₂). В экзоконтактной зоне установлено широкое развитие грейзенизированных пород, сопровождающихся комплексной геохимической аномалией (II-1-1) с широким спектром элементов-индикаторов редкометалльной специализации – W, Mo, Pb, Ag, Ba, Bi, Li, Be.

Юго-восточнее Колпаковско-Сарыкульмякского цинково-свинцоворудного района выделяется **Касаргино-Теченский медно-железорудный район** (1.2 Fe, Cu/D₁-C₁), в пределах которого разведано и разрабатывается Теченское железорудное месторождение (III-2-1). В южной части площади района выделяется *Тептяргинский цинково-меднорудный узел потенциальный* (1.2.1 Cu, Zn), на площади которого известны два проявления медно-цинково-колчеданного оруденения: Тептяргинское-I (III-1-6) и Тептяргинское-II (III-1-4), расположенные в зоне контакта вулканогенных образований теченской толщи (D₁) и гранитоидов Тептяргинского массива. В зоне контакта гранитоиды и вмещающие породы раздроблены, серицитизированы, альбитизированы и окварцованы и содержат сульфидную минерализацию различной интенсивности. В геохимическом поле площади рудного узла выделяются полиэлементные ореолы низкоконтрастных содержаний Zn, Pb, Mo, Cu, Co, Ag, характеризующие надрудный (Тептяргинское-II) и надрудно-близрудный (Тептяргинское-I) уровни эрозионного среза [82].

Выделенная перспективная площадь обладает рядом признаков, характерных для колчеданного оруденения Сафьяновского месторождения [139] выбранного нами в качестве эталонного, в том числе:

- развитие вулканитов базальт-андезит-дацит-риолитовой формации раннедевонского возраста,
- широкое развитие серицит-кварцевых метасоматитов,
- наличие локальных положительных гравитационных аномалий, вероятно, фиксирующих рудные зоны,
- наличие аномалий вызванной поляризации, фиксирующих сплошные и вкрапленные сульфидные руды,
- наличие геохимических ореолов элементов-индикаторов (Pb, Cu, Ag, Co, Ba) медно-цинкового оруденения,
- наличие прямых признаков колчеданного оруденения – проявлений минерализации меди и цинка.

В расположенной восточнее *Султановской меднорудной зоне* (1.0.2 Cu/D₂), включающей одноименное месторождение (III-3-3), а также проявления и пункт минерализации, оруденение

локализовано: в олистолитах и олистоплаках Султановской олистостромы, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями рудянской толщи.

У южной границы листа расположено северное окончание *Челябинского молибденово-золоторудного узла* (1.0.3 Au,Mo/C₂-P₃). Здесь развиты разновозрастные интрузивные образования Челябинского плутона и вмещающие их метаморфические, осадочные и вулканогенные образования, возраст которых определяется в широком диапазоне (от рифея до раннего карбона). Площадь узла имеет блоковое строение, обусловленное широким развитием тектонических нарушений к которым приурочены кварцевые жилы, вмещающие золотое оруденение. В пределах листа на площади узла известны проявления золота золото-сульфидно-кварцевой формации. Их образование, связано с внедрением гранитоидов полетаевского комплекса (C₂). В настоящее время эти золоторудные объекты не представляют промышленного интереса.

В юго-восточной части площади листа у восточной границы минерагенической зоны расположено северное окончание **Челябинского буроугольного района** (1.3 УБ/Т₁-J₁), пространственно совпадающего с одноименным грабеном, выполненным вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными (аллювиальными и озерно-болотными угленосными) отложениями раннетриасового–раннеюрского возраста. На площади листа выделяется 7 месторождений (угленосных участков), содержащих разное количество угольных пластов различной мощности. В угленосных отложениях отмечаются нефте- и газопроявления, а также пункты минерализации урана. Возможность выявления новых объектов в пределах угольного района не прогнозируется, но не исключается возможность выявления небольших по масштабам нефтегазовых месторождений.

Фрагмент **Троицко-Мариновской слюдоносной никелево-медно-золоторудной минерагенической зоны** (2 Au,Cu,Ni(mu)/PR₁-MZ), выделяется в юго-восточной части листа, протягиваясь вдоль восточной границы почти на 20 км. На описываемой территории рудные объекты в пределах зоны не обнаружены.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Северо-восточный угол площади листа входит в состав Западно-Сибирской минерагенической провинции, где выделяется фрагмент **Серовско-Шумихинской угленосно-бокситоносной железорудной минерагенической зоны** (3 Fe,Al,УБ/С₁,Т₃-K₂). В пределах зоны широким развитием пользуются мезозойско–кайнозойские озерно-болотные, аллювиальные и прибрежно-морские отложения, мощность которых достигает 100 м и увеличивается в восточном направлении. Эти отложения перекрывают минерагенические зоны, выделенные в составе доюрского фундамента. В образованиях фундамента вскрыто проявление титаново-магнетитовых руд (Буринское, I-4-1), приуроченное к габброидам канзафаровского комплекса (D₁), а в рыхлых покровных отложениях установлены два пункта урановой минерализации, приуроченные к верхнемеловым фосфатсодержащим кварц-глауконитовым песчаникам.

В олигоцен–четвертичных образованиях согласно Южно-Уральской серийной легенде на площади листа выделяются **Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона** (Au,Pt/P₃-Q) Уральского россыпного минерагенического пояса и **Западно-Сибирская минерагеническая провинция**. Почти всю площадь листа занимает Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона, в пределах которой лишь у южной границы площади листа известны две малые золотоносные россыпи (долина р. Миасс), где также в отдельных пробах отмечалось присутствие осмистого иридия (до 14,936 г/м³). Из неметаллических полезных ископаемых в пределах зоны известны месторождения и проявления торфа, огнеупорных и кирпичных глин, строительных, формовочных и стекольных песков и сапропеля.

Западно-Сибирская минерагеническая провинция занимает лишь северо-восточный угол площади листа. В четвертичных отложениях этой территории известны лишь месторождения торфа и сапропеля.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В результате полученных новых данных и анализа предшествующих работ были выделены площади (рудные зоны и узлы), перспективные на обнаружение промышленного оруденения меди, цинка, свинца, молибдена и вольфрама. Для большинства из этих объектов ранее уже проводилась прогнозная оценка и у нас нет достаточных оснований для ее пересмотра. Пять объектов относятся к числу впервые выявленных или переоцененных, где полученные в по-

следние годы данные позволили уточнить параметры подсчета и изменить величину прогнозных ресурсов всего объекта или отдельных видов полезных ископаемых (прил. 8). Необходимо отметить, что все прогнозируемые объекты расположены в пределах Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоны.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ, ЦИНК

Объекты этого типа оруденения расположены в основном в южной половине описываемой территории, где они представлены месторождением, проявлениями и пунктами минерализации медно-цинково-колчеданной формации. Разведано и готовится к освоению Султановское месторождение (Ш-3-3), расположенное в северной половине *Султановской меднорудной зоны* (1.0.2 Cu/D₂). Перспективы прироста запасов связываются с глубокими горизонтами и флангами месторождения, прогнозные ресурсы которых были утверждены [158] по категориям P₁+P₂. Наличие отложений рудянской толщи, вмещающей проявления (Южно-Тишкинское и обн. 76) и пункт минерализации (Северо-Тишкинский) этого типа оруденения и на остальной площади меднорудной зоны позволяет считать ее перспективной на обнаружение промышленного оруденения и за пределами площади месторождения.

Для подсчета прогнозных ресурсов используется формула: $P_3 = S \times P \times k_n \times k_{py}$, где S – площадь прогнозируемого объекта (152 км²); P – площадная удельная продуктивность металла эталонного объекта, определяемая как отношение запасов и прогнозных ресурсов металла к его площади. Площадь эталонного объекта (Султановского месторождения) принимается равной 1,0 км² [164], запасы (C₁+C₂) оценивались в 122 тыс. т меди и 55 тыс. т цинка, а прогнозные ресурсы (P₁) – 120 тыс. т (меди) и 50 тыс. т (цинка); всего – 242 тыс. т меди и 105 тыс. т цинка. Таким образом площадная удельная продуктивность составит – 242 тыс. т/км² по меди и 105 тыс. т/км² по цинку; k_n – коэффициент надежности прогноза, принятый равным 0,6; k_{py} – коэффициент, учитывающий, что величина удельной продуктивности рудной зоны (узла) примерно на два порядка ниже удельной продуктивности месторождения (согласно «Методическим рекомендациям..., 2005», принятый равным 0,01.

Таким образом прогнозные ресурсы (P₃) меди и цинка составят: P_{Cu}=152×242×0,01×0,6=220 тыс. т, P_{Zn}=152×105×0,01×0,6=95 тыс. т.

В западной части листа в составе **Касаргино-Теченского медно-железородного района** (1.2 Fe,Cu/D₁-C₁) выделяется *Тептяргинский цинково-меднорудный узел потенциальный* (1.2.1 Cu,Zn), где устанавливаются признаки медно-цинково-колчеданного оруденения. Здесь известны два проявления и геохимические аномалии элементов-индикаторов оруденения этого формационного типа.

Об особенностях геологического строения участка и близости его по основным признакам к известному Сафьяновскому месторождению указывалось выше. Подсчет прогнозных ресурсов выделенного потенциального узла выполнялся по методу аналогии, где в качестве эталонного объекта принималось, расположенное севернее в пределах той же минерагенической зоны, Сафьяновское месторождение. Для оценки прогнозных ресурсов принималась формула $P_3 = S \times P \times k_n \times k_{py} \times k_p$, где S – площадь прогнозируемого объекта (90 км²); P – площадная удельная продуктивность металла эталонного объекта (Cu – 2 109 тыс. т/км², Zn – 357,7 тыс. т/км²) определяемая как отношение запасов металла (Cu – 632,8 тыс. т, Zn – 107,3 тыс. т) Сафьяновского месторождения к его площади (0,3 км²); k_n – коэффициент надежности прогноза, принятый равным 0,3; k_{py} – коэффициент, учитывающий, что величина удельной продуктивности рудного узла примерно на два порядка ниже удельной продуктивности месторождения (согласно «Методическим рекомендациям..., 2005»), принятый равным 0,01; k_p – коэффициент подобия, прогнозируемого и эталонного объекта принятый равным 0,4.

Таким образом, прогнозные ресурсы (P₃) меди и цинка составят: P_{Cu}=90×2 109×0,3×0,01×0,4=230 тыс. т, P_{Zn}=90×357,7×0,3×0,01×0,4=40 тыс. т.

СВИНЕЦ, ЦИНК

В северной части площади листа расположена южная часть *Колтаковско-Новоказакбаевского цинково-свинцоворудного узла* (1.1.1 Pb,Zn). Как отмечалось выше, имеющиеся признаки [82] указывают на возможность обнаружения здесь полиметаллического ору-

денения двух генетических типов (стратифицированного седиментационно-эксгальационного и вулканогенно-осадочного-стратиформного) на двух стратиграфических уровнях: в карбонатных отложениях истокской свиты (S_{1-2}) и в нижнекаменноугольных карбонатных отложениях собольевской толщи (C_1).

Оценка прогнозных ресурсов полиметаллического оруденения в силурийских карбонатных отложениях проведена методом аналогии, где в качестве эталонного объекта выбрано Биксизакское проявление [100]. Для подсчета использована формула $P=S \times q \times k$, где P – прогнозные ресурсы категории P_3 ; S – площадь развития силурийских карбонатных образований, выходящих на уровень современного среза (32 км^2); q – удельная площадная продуктивность определяется как отношение прогнозных ресурсов (P_2) цинка (1 000 тыс. т) Биксизакского рудного поля к его площади (15 км^2) и равная $66,5 \text{ тыс. т/км}^2$; k – коэффициент надежности прогноза принят равным 0,5. Таким образом, прогнозные ресурсы (P_3) цинка в силурийских отложениях могут составить: $P_3=66,5 \times 32 \times 0,5=1\ 060 \text{ тыс. т}$.

Учитывая, что в рудах этого типа в расположенном севернее Колпаковском проявлении соотношение запасов свинца к запасам цинка составляет 1:4, прогнозные ресурсы свинца могут составить 260 тыс. т.

Для оценки прогнозных ресурсов стратиформного полиметаллического оруденения в нижнекаменноугольных карбонатных отложениях использовалась формула Быховера: $P=q \times V \times k$, где P – прогнозные ресурсы (P_3) полиметаллов; q – удельная рудоносность, которая (согласно «Методическим рекомендациям...», 2005») для руд свинцово-цинковой карбонатной формации составляет от $n \cdot 10$ до 400 т/км^2 (для оценки принята равной 200 т/км^2); V – геометрические параметры оцениваемой площади, равные произведению площади геохимической аномалии (40 км^2) на глубину подсчета (200 м); k – коэффициент надежности прогноза, принятый равный 0,5.

Таким образом, прогнозные ресурсы (P_3) полиметаллов составят: $P=200 \times 40 \times 200 \times 0,5=800 \text{ тыс. т}$.

Учитывая, что соотношение свинца и цинка в рудах этого типа изменяется от 4:1 до 1:15, принимаем его равным 1:3 и тогда прогнозные ресурсы свинца оцениваются в 200 тыс. т, а цинка – 600 тыс. т.

Таким образом, общие прогнозные ресурсы (P_3) южной половины Колпаковско-Новоказакбаевского рудного узла составят: свинца – 460 тыс. т, цинка – 1 660 тыс. т.

Прогнозные ресурсы северной половины *Сарыкульмякско-Аргаяшского потенциального цинково-свинцоворудного узла* (1.1.2 Pb,Zn) подсчитывались в предшествующих работах [101, 82] методами прямого расчета и аналогии с использованием формулы Н. А. Быховера. В итоге подсчетов были получены близкие результаты (1 800 и 1 440 тыс. т свинца и цинка). У нас нет оснований для изменения величины прогнозных ресурсов. Для дальнейшей работы величина прогнозных ресурсов (P_3) свинца и цинка принимается равной 1 440 тыс. т.

Учитывая, что соотношение свинца и цинка в рудах этого типа изменяется от 4:1 до 1:15, принимаем его равным 1:3, а прогнозные ресурсы свинца оцениваются в 360 тыс. т и цинка – 1 080 тыс. т.

МОЛИБДЕН, ВОЛЬФРАМ

Как отмечалось выше, в северо-западной части площади листа выделяется *Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел* (1.0.2 Mo,W/ S_1-T_2).

Основным фактором рудоконтроля вольфрам-молибденового оруденения в пределах рудного узла является его генетическая связь с коллизионными позднепалеозойскими интрузиями гранит-лейкогранитовой формации югоконёвского (P_1-T_2) и кременкульского (P_3) комплексов. Наиболее перспективно здесь оруденение вольфрам-молибденовой грейзеновой формации, ассоциирующейся с интрузиями фтороносных гранитов. Пространственно могут быть совмещены рудные зоны грейзеновой и скарновой формаций (Пороховское месторождение), а также жильной вольфрамово-(молибденово)-кварцевой рудной формации. К благоприятным факторам относится многофазное становление (строение) рудоносных интрузий, а также длительный временной интервал становления интрузий (породы югоконёвского комплекса формировались в возрастном диапазоне от ранней перми до среднего триаса, а постмагматические процессы, по данным Re-Os датирования молибденита из кварцевой жилы, продолжались до раннего мела). В эродированных в разной степени массивах наиболее благоприятны для развития оруденения грейзеновой формации экзо- и эндоконтактные зоны интрузий лейкократовых гранитов. Области развития продуктивных интрузий фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести. Наиболее перспективны участки узлов пересечения разноранговых разрывных нарушений.

При относительно глубоком залегании кровли продуктивных интрузивных тел во вмещающих их вулканогенных породах проявлены процессы пропилитизации или развиты метасоматиты мусковит-полевошпатовой фации; карбонатные породы подвержены скарнированию. Прямыми признаками являются: наличие проявлений и пунктов минерализации вольфрама, молибдена, а также комплексных геохимических аномалий типоморфных элементов-индикаторов (бериллий)-вольфрам-молибденового оруденения.

Наиболее близким по геологическому строению, характеру оруденения и особенностям геофизических и геохимических полей является Коклановское (Кирдинское) рудное поле, включающее одноименное проявление железного, вольфрамово-молибденового и уранового оруденения, выбранное в качестве эталонного объекта. Оно удовлетворяет требованиям «Методических рекомендаций...», 2005», что эталонный объект должен отвечать «следующей – по сравнению с изученностью оцениваемых объектов, стадии геологоразведочных работ, с известными общими ресурсами минерального сырья». Для оценки прогнозных ресурсов по категории P_3 Пороховско-Биктимировского рудного узла, была использована формула: $P_3 = S \times P \times k_n \times k_{py}$, где S – площадь прогнозируемого объекта (250 км^2); P – площадная удельная продуктивность ($\text{Mo} - 1,54 \text{ тыс. т/км}^2$, $\text{WO}_3 - 4,54 \text{ тыс. т/км}^2$), определяется как отношение прогнозных ресурсов Коклановского рудного поля ($\text{Mo} - 17 \text{ тыс. т}$, $\text{WO}_3 - 50 \text{ тыс. т}$ – экспертное заключение № 158/4 ФГУП ВИМС от 28.04.2009 г.) к площади развития лейкогранитов Коклановского массива и метасоматически измененных пород экзоконтактной части (11 км^2), k_{py} – коэффициент продуктивности (удельная продуктивность рудного узла ниже на порядок удельной продуктивности рудного поля, поэтому к рассчитанной удельной продуктивности Коклановского проявления применяем коэффициент 0,1), k_n – коэффициент надежности прогноза (0,5). Таким образом, прогнозные ресурсы (P_3) составят: $\text{Mo} = 250 \times 1,54 \times 0,5 \times 0,1 = 19 \text{ тыс. т}$, $\text{WO}_3 = 250 \times 4,54 \times 0,5 \times 0,1 = 57 \text{ тыс. т}$.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Формирование, распространение, динамика и химический состав подземных вод описываемой площади обусловлены различием физико-географических, структурно-тектонических, геоморфологических, литолого-фациальных и других условий различных ее частей. Основное влияние на формирование подземных вод оказывает количество выпадающих атмосферных осадков: в западной, преимущественно, лесостепной возвышенной равнине – 400–600 мм/год, в восточной степной равнине – 250–300 мм/год. В условиях повышенного увлажнения в западной части формируются ультрапресные (до 0,1 г/дм³) и пресные (0,1–1,0 г/дм³) подземные воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого, магниево-кальциевого или переменного катионного состава. В более засушливом климате восточной части, в зоне дренирующего влияния гидрографической сети, при повышенной испаряемости и процессов континентального засоления минерализация вод достигает 3–5 и более г/дм³, при преобладании в отдельных участках в составе вод хлоридов, сульфатов и натрия.

Исследуемый район располагается на стыке двух крупных региональных гидрогеологических структур и приурочен к переходной зоне от горно-складчатой (в западной зарамочной части) к пенепленизированной и погребенной (восточная половина листа) поверхности и охватывает восточный (открытый) склон Южного Урала и западную часть (погребенную) Западно-Сибирской низменности (плиты). В соответствии с современным гидрогеологическим районированием Российской Федерации (карты гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 (ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, 2004) и «Принципов гидрогеологической стратификации и районирования России» (МПР РФ, М., 1998), исследуемая территория располагается в пределах *Восточно-Уральского гидрогеологического массива* (e-IX-E), выделенного в состав **Уральской сложной гидрогеологической складчатой области** (i-IX) – гидрогеологической структуры первого порядка и *Иртыш-Обского артезианского бассейна* (a-IV-V), выделенного в составе **Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна** (hIV) – структуры первого порядка.

Восточный склон Южного Урала, являющийся складчатым фундаментом, сложен докембрийскими метаморфическими и палеозойскими осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями, которые характеризуются преобладающим развитием трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод со свободной поверхностью. Динамика этих вод определяется рельефом местности. Согласно принципам гидрогеологической расчлененности водовмещающих пород, с учетом геолого-структурного положения и гидрогеологических особенностей данная область образует нижний гидрогеологический этаж.

Восточная часть района, сложенная осадочными континентальными и морскими отложениями раннемелового–четвертичного возраста мощностью от 0 до 150 метров, характеризуется развитием пластовых, пластово-трещинных поровых, безнапорно-субнапорных вод, приуроченных к многочисленным водоносным горизонтам и комплексам, залегающим в почти горизонтальных породах. Динамика этих вод определяется геологической структурой, литологическим составом водовмещающих пород, а выше уреза гидрографической сети и рельефом местности. Химический состав межпластовых вод изменяется с глубиной. Расчленение данного гидрогеологического разреза на водоносные и относительно водоупорные подразделения производится по принципу стратиграфической принадлежности и последовательности залегания пород в соответствии с геологическим строением района. Контуры распространения водоносных и водоупорных горизонтов полностью совпадают с геологическими контурами. Согласно принципам гидрогеологической расчлененности данный водовмещающий комплекс покровных отложений образует верхний гидрогеологический этаж.

Описание гидрогеологических особенностей территории основывается на результатах гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 [127, 45], многолетних поисково-разведочных

работ для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов региона и мониторинга подземных вод, с учетом современных принципов гидрогеологической стратификации.

Поровые и пластово-поровые безнапорные воды приурочены: к аллювиальным отложениям, развитым в долинах рек; к понижениям озерных ванн; к водораздельным пространствам – в западной части с небольшими участками, в восточной части с площадным развитием палеогеновых и неогеновых отложений.

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (2aQ) приурочен к аллювию рек (Караболка, Теча, Миасс), их притокам, слагающему комплекс террас, представленных преимущественно песчано-гравийным материалом с примесью глин и суглинков. Количество грубообломочного материала увеличивается вниз по разрезу. Залегание пород линзовидное. Для них характерна резкая фациальная изменчивость, неоднородность гранулометрического состава, с чем связано непостоянство гидрогеологических параметров. Воды горизонта поровые со свободной поверхностью. Водообильность аллювия зависит от литологического состава вмещающих пород, их отсортированности, проницаемости. Мощность отложений не превышает 10 м. Небольшие дебиты родников и колодцев (до 0,3 л/с) и непостоянство режима свидетельствует о слабой водообильности отложений. Родниковый тип разгрузки не характерен. Вероятно, существует донный тип разгрузки. Питание горизонта происходит за счет атмосферных осадков и поверхностных вод, с которыми тесно связан их режим. Химический состав грунтовых вод четвертичных отложений пестрый, преимущественно гидрокарбонатный кальциево-натриевый, местами с повышенным содержанием сульфат-иона, с минерализацией до 1 г/дм³. Практическое значение вод горизонта невелико. Они каптируются колодцами и используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения небольших населенных пунктов.

Водоносный четвертичный комплекс озерных, озерно-аллювиальных, озерно-болотных отложений (8l, la, lpQ) имеет широкое развитие на водоразделах основных рек, особенно в восточной части территории. Сложен песками с примесью гравия, алевритами, иловатыми и торфянистыми глинами. Мощность отложений от 1 до 8–10 м. Глубина залегания зеркала грунтовых вод от 0 до 8,2 м. Фильтрационные свойства комплекса зависят от литологического состава отложений. Водообильность слабая, приток в колодцах обычно 0,2–0,3 л/с. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков и перетока из прилегающих озер. Химический состав вод пестрый. Вблизи пресных озер воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1,0 г/дм³ и используются в некоторых населенных пунктах как единственный источник хозяйственно-питьевого водоснабжения в восточных частях площади листа, на удалении от речной сети. Вблизи соленых озер воды комплекса хлоридно-гидрокарбонатные, хлоридно-сульфатные натриевые, магниевые с минерализацией от 1,0 до 1,5 г/дм³, местами до 3 г/дм³. Практическое значение вод незначительное.

Относительно водоупорный верхнемиоценово–среднеплиоценовый горизонт (3(N₁³–N₂²)) представлен бурыми, охристо-бурыми глинами с прослоями и гнездами разнозернистых буроватых песков. Наибольшее развитие отложения имеют в восточной части территории, где характеризуются большой фациальной изменчивостью в вертикальном разрезе и по площади. Обычно приурочены к речной и овражно-балочной сети, слагая верхнюю часть цокольных террас, часто распространяются и на водоразделах, являясь водоупором для олигоцен–среднемиоценового водоносного горизонта. Водоносными являются линзы песка мощностью до 15–20 см с суммарной мощностью их в толще до 3 м. Уровень грунтовых вод в пределах района находится на глубине 1,0–3,7 м. Водообильность пород незначительная (Q=0,001–0,05 л/с). По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные, кальциево-магниевые, с минерализацией до 1,5–3,0 г/дм³, что, вероятно, обусловлено приуроченностью вод к маломощным изолированным линзам песка со слабым водообменом и наличием в покровных отложениях легко растворимых соединений. Данные воды не имеют практического значения.

Водоносный олигоцен–среднемиоценовый горизонт (2(P₃–N₁²)) пользуется довольно широким площадным распространением – в западной части площади в виде реликтовых небольших пятен, а в восточной, особенно юго-восточной частях, развит на значительной территории. Представлен светлоокрашенными тонкозернистыми кварцевыми и слюдисто-кварцевыми песками с примесью глинистого материала (куртамышская свита) и разнозернистыми, преимущественно, мелкозернистыми песками и прослоями глин наурзумской свиты. Отложения часто имеют косую слоистость. Мощность горизонта в среднем составляет 5 м, местами достигая 22 м, естественные выходы вод очень редки. Воды безнапорные, глубина их залегания не превышает 7 м. Водоносность горизонта очень неравномерная, зависит от гранулометрического состава вмещающих пород: наибольшая в крупнозернистых песках (Q=1,1 л/с); слабая в мелкозернистых (0,015–0,12 л/с). Коэффициент фильтрации колеблется от 2,0 до 16,0 м/сут. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Из-за отсутствия в

кровле выдержанного водоупора, данный горизонт гидравлически связан с вышележащими водоносными горизонтами. Связь с нижележащими водоносными горизонтами затруднена и осуществляется через гидравлические окна на участках, где отсутствуют водоупорные глины чеганской свиты. По химическому составу воды горизонта относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым с минерализацией до 0,5–1,0 г/дм³. Ввиду небольших запасов и возможности загрязнения водоносный горизонт для централизованного водоснабжения практического значения не имеет, но находит широкое применение в целях хозяйственно-питьевого водоснабжения ряда населенных пунктов и каптируется широкой сетью колодцев.

Относительно водоупорный нижне-верхнеэоценовый горизонт (3P₂¹⁻³) включает чеганскую и ирбитскую свиты, развитые в восточной части площади. Представлены зеленовато-серыми листоватыми глинами с тонкими прослойками мелкозернистых кварцевых песков и слюдисто-кварцевого алеврита (преимущественно в верхней части), сменяющиеся вниз по разрезу водоупорными опоковыми глинами, трепелами, диатомитами с редкими линзами и прослоями кремнистых опок, мелкозернистых глауконито-кварцевых песков и песчаников суммарной мощности до 8 м, тяготеющих к низам разреза и являющихся водовмещающими. Горизонт постепенно погружается к востоку. Мощность кремнистых опок, песчаников и глубина их залегания увеличивается с запада на восток. Воды данного горизонта относятся к типу трещинно-пластовых, напорных. Величина напора достигает 15 м, что обуславливает появление родников восходящего типа с дебитом 0,1–0,3 л/с, редко до 2,0 л/с. Водообильность по площади очень неравномерная вследствие невыдержанности водовмещающих пород (дебит скважин 0,01–0,5 л/с, удельный дебит 0,006–0,8 л/с, коэффициент фильтрации 0,7–14 м/сут). Воды пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией до 1 г/дм³, по мере погружения горизонта к востоку состав их изменяется до хлоридно-гидрокарбонатного, магниево-натриевого, а минерализация увеличивается до 2,4 г/дм³. Питание водовмещающих пород происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет контактирующих пород в местах отсутствия между ними водоупора. Пресные воды используются населением для ХПВ отдельных населенных пунктов, но для централизованного водоснабжения использованы быть не могут.

Водоносный верхнепалеоэоценовый горизонт (2P₁²) имеет широкое площадное распространение в центральной и восточной частях площади, где он в значительной степени скрыт под мощным чехлом вышележащих эоцен–четвертичных образований. Выходы пород наблюдаются по долинам рек. В западной части района горизонт имеет локальное распространение, сохраняясь в понижениях складчатого фундамента. Обводненными являются кремнистые опоки, глауконит-кварцевые песчаники, залегающие преимущественно в низах разреза безводных не окремненных опок и опоквидных глин. В долине р. Миасс наблюдаются естественные выходы подземных вод в виде родников, на остальной территории отложения горизонта залегают на глубине от 8 до 80 м. Глубина залегания увеличивается в восточном и юго-восточном направлении. Мощность водоносного горизонта непостоянная и колеблется от 1 до 40 м. Воды данного горизонта относятся к трещинно-пластовым, напорным, величина которого достигает 25 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 8–11 м. Водообильность горизонта не постоянная, изменяется в довольно широких пределах, что обусловлено резкой фациальной изменчивостью и различной степенью трещиноватости водовмещающих пород. Средний дебит родников равен 0,4 л/с, дебит скважин изменяется в пределах 0,4–10 л/с, установлен самоизлив скважин с дебитом до 2 л/с. Коэффициент фильтрации варьирует в пределах 0,23–19,1 м/сут, водопроводимость высокая. Воды горизонта в большинстве пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией до 0,5 г/дм³, которая возрастает с увеличением глубины залегания водовмещающих пород в восточном направлении до 1–1,5 г/дм³. Питание горизонта осуществляется как за счет отдаленной области питания со стороны западного массива палеозойских пород, так и местной инфильтрации атмосферных осадков. Данный водоносный горизонт имеет большое практическое значение как источник питьевого и хозяйственного централизованного водоснабжения, имея широкое площадное развитие, высокую водообильность и удовлетворительное качество подземных вод.

Относительно водоупорный верхнемеловой–верхнепалеоэоценовый горизонт (3(K₂–P₁²)) объединяет талицкую и ганькинскую свиты, развитые в восточной части площади листа. Представлены они аргиллитоподобными глинами, аргиллитами с редкими линзами кварц-глауконитовых песчаников, сменяющихся вниз по разрезу мергелями, мергелистыми глинами, местами алевритистыми. В основании разреза иногда развиты глауконито-кварцевые песчаники. Суммарная мощность отложений горизонта составляет 30 м. Кварц-глауконитовые песчаники верхней части разреза местами замещаются обводненными песчаниками, образуя с вышележащими верхнепалеоэоценовыми отложениями единый водоносный горизонт. Запасы этого горизонта неболь-

шие, химический состав вод хлоридный натриевый с минерализацией до $1-3 \text{ г/дм}^3$, в хозяйственном водоснабжении не участвуют. В восточной части площади работ глинисто-мергелистый горизонт довольно надежно предохраняет нижележащие водоносные горизонты от загрязнения.

Водоносный верхнемеловой комплекс морских отложений ($8K_2$) включает отложения фадюшинской, зайковской и камышловской свит, представленных: глауконит-кварцевыми песчаниками и песками с прослоями опок; глинами с прослоями песчаников и алевролитов; песками кварцевыми и глауконит-кварцевыми с глинистым цементом (в основании разреза). Эти отложения широко развиты в восточной части площади по обоим бортам Челябинского грабена, залегая на глубине $65-105 \text{ м}$; выходят на поверхность вдоль контакта палеозойских образований с мезозойско-кайнозойским покровом в центральной части района. Водовмещающими являются кварц-глауконитовые песчаники и пески с глинистым цементом. Воды горизонта напорные, величина которого достигает $60-85 \text{ м}$. Увеличение глубины залегания горизонта и напора происходит в восточном направлении. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине $1-6 \text{ м}$. В пределах площади водообильность горизонта незначительная: дебит родников не превышает $0,8 \text{ л/с}$, коэффициент фильтрации варьирует от $0,13$ до $0,83 \text{ м/сут}$. Воды горизонта в западной части района гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией до 1 г/дм^3 . С увеличением глубины залегания горизонта к востоку воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными с минерализацией до $2,3 \text{ г/дм}^3$. Питание водоносного горизонта осуществляется преимущественно за счет верхнепалеоценового водоносного горизонта и за счет вод контактирующих образований.

В западной части исследуемой территории, ввиду отсутствия водоупора между верхнепалеоценовым водоносным горизонтом и верхнемеловым водоносным комплексом, они образуют часто единую водонапорную систему, мощность которой весьма непостоянная, достигающая $40-60 \text{ м}$ на востоке района. Подземные воды данного водоносного комплекса являются трещинно-пластовыми с напорной поверхностью. Это связано со значительной фациальной изменчивостью пород в разрезе, присутствием в нем прослоев глинистых пород и расцементированных до состояния песка песчаников, характером трещиноватости. Максимально возможный приток по скважинам составляет около 20 л/с при понижении уровня воды наполовину величины напора; удельный дебит колеблется в пределах $0,7-4,18 \text{ л/с}$, а коэффициент фильтрации изменяется от $2,66$ до 39 м/сут . Основное пополнение ресурсов данного водоносного комплекса происходит за счет отдаленных областей питания со стороны Уральских гор и частично за счет инфильтрации атмосферных осадков. Для вод характерна повышенная коррозия металла. Они имеют большое практическое значение, являясь надежным источником для централизованного водоснабжения. Долголетняя эксплуатация данного водоносного комплекса показывает устойчивость эксплуатационных запасов подземных вод при небольшом снижении динамических уровней.

Относительно водоупорный нижне-верхнемеловой комплекс континентальных отложений ($3K_{1-2}$) включает кузнецовскую, мысовскую, синарскую и алапаевскую свиты, развитые в виде отдельных пятен в центральной и преимущественно в восточной части площади листа. Отложения, приуроченные обычно к эрозионно-структурным депрессиям, представлены континентальными глинами, «беликовыми» отложениями с прослоями и линзами бурых железняков, песка, щебня (в нижней части разреза); морскими глинами с линзами песков и песчаников мощностью до 2 м (в верхней части). Мощность отложений колеблется от $1-3$ до $60-130 \text{ м}$. В преимущественно глинистом разрезе горизонта иногда присутствуют обводненные линзы песков и железисто-кремнистых образований, вскрытые малодебитными до безводных скважинами. Обводненные линзы гидравлически обычно связаны с нижележащими гидрогеологическими подразделениями. На исследуемой площади в данных отложениях не было зафиксировано ни одного естественного или искусственного водопоявления, что позволяет отнести указанные отложения к практически безводным.

Водоносный нижне-верхнетриасовый комплекс терригенных угленосных отложений ($8T_{1-3}$) включает бичурскую, калачевскую, козыревскую и коркинскую свиты, выполняющие грабеноподобную впадину меридионального простирания в палеозойском фундаменте. На исследуемой территории данные отложения выклиниваются на середине площади листа. Они представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями конгломератов, гравелитов, бурых углей. Почти повсеместно комплекс перекрыт мощной толщей рыхлых образований мезо-кайнозоя. Аргиллиты, составляющие до 45% мощности разреза, служат водоупорами, водоносными являются конгломераты, песчаники, угли. Комплекс характеризуется значительной невыдержанностью литологического состава и частой замещаемостью одних пород другими по площади и на глубину. Наиболее выдержанные пласты углей. Частая смена

пород с различной водопроницаемостью обуславливает наличие в комплексе ряда водоносных слоев, образующих единую гидравлически взаимосвязанную водонапорную систему. Подземные воды относятся к трещинно-пластовым, напорным. Напор вызван складчатым залеганием чередующихся водопроницаемых и водоупорных пластов. В центре грабена отмечается наименьшая величина напора, она увеличивается с глубиной и к бортам структуры. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 3–10 м от поверхности земли, в единичных случаях поднимаются выше этой поверхности. Водообильность пород комплекса невелика (дебит скважин 0,1–2,0 л/с, удельный дебит 0,2 л/с, коэффициент фильтрации 0,003–8,0 м/сут). Она зависит от литологического состава пород, степени их трещиноватости. Максимальная обводненность устанавливается во вмещающих породах с преобладанием грубообломочного материала и приуроченных к осевым частям синклиналиных складок. Водообильность уменьшается с глубиной. Химический состав подземных вод и их минерализация разнообразны. До глубины 150 м, в зоне активной циркуляции и водообмена преобладают пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 0,5–1,0 г/дм³ и азотно-углекислым газом воздушного происхождения; ниже, до глубины 350 м, в зоне затрудненного водообмена преобладают соленоватые сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 10 г/дм³ и азотно-метанным газом; глубже 350 м, в зоне относительного застоя преобладают соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией 10–42 г/дм³ и метанным газом биохимического происхождения. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков через толщу покровных отложений, частично за счет вод складчатого фундамента. Тектонические нарушения являются коллекторами подземных вод комплекса, но ввиду преобладания глинистых и маловодных пород в разрезе они не отличаются большой водообильностью. Ввиду слабой водоносности, повышенной минерализации и непрерывного истощения их запасов в процессе эксплуатации месторождений, воды угленосного комплекса являются бесперспективными для централизованного водоснабжения. Благоприятны для этого лишь тектонические зоны, ограничивающие структуру грабена.

Водоносная среднедевонско–нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости преимущественно терригенных и туфогенно-терригенных пород (10t(D₂–C₁)) объединяет несколько толщ, слагающих две полосы субмеридионального простирания (западную и восточную). Западная полоса лишь частично перекрыта покровными мезо-кайнозойскими отложениями, восточная перекрыта ими полностью с залеганием зоны на глубине 30–75 м. Породы зоны представлены полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями конгломератов и глинистых сланцев. Мощность зоны трещиноватости достигает 80–90 м. Водовмещающими являются песчаники и конгломераты. В западной части площади воды преимущественно безнапорные. Уровень подземных вод достигает небольших глубин, поэтому выходы подземных вод в виде родников и мочажин довольно часты. Дебит родников не превышает 0,8 л/с. В местах, где терригенные породы перекрыты более молодыми образованиями, воды имеют напор высотой до 50 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 4–13 м. Водообильность зоны определяется степенью трещиноватости водовмещающих пород. В целом она незначительная. При этом большое значение имеют трещины тектонического происхождения, обусловленные близостью регионального разлома. В этих частях зоны дебит родников достигает 2,0 л/с. В пределах зоны дебит скважин изменяется от 0,01 до 0,39 л/с. Пополнение запасов подземных вод в зоне происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, поступления вод с восточного склона Урала и перетока из прилегающих комплексов пород. По составу воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевого с минерализацией 0,4–0,7 г/дм³. Практическое значение водоносной зоны для централизованного водоснабжения невелико. В западной части площади воды частично используются в небольших населенных пунктах для индивидуального пользования.

Водоносная ордовикско–нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород (10v(O–C₁)) объединяет серию толщ и свит широкого возрастного диапазона, слагающих значительную часть площади открытой западной половины листа и большую часть восточной половины, залегающей под мощным мезо-кайнозойским покровом, которая в вопросе водоснабжения играет второстепенную роль. Водовмещающие породы представлены базальтами, андезитами, риодацитами, их туфами с прослоями туфитов и туфосланцев. Подземные воды в западной части площади в основном приурочены к зонам экзогенной и эндогенной трещиноватости, которая прослеживается до глубины 50 м, ниже затухает. Вдоль тектонических зон трещиноватость прослеживается до 100–120 м. Подземные воды трещинные со свободной поверхностью. В понижениях рельефа фундамента при наличии локально развитых мезо-кайнозойских покровных отложений, водоносная зона приобретает напор, достигающий 30 м, а в восточной части площади – до 50–70 м. Глубина залегания статического

уровня колеблется в пределах 0,5–16,0 м. Водообильность зоны, преимущественно, незначительная, очень изменчива и находится в прямой зависимости от литологического состава, степени трещиноватости, тектонической раздробленности пород. Дебиты родников изменяются в пределах 0,02–2,0 л/с (средний – 0,3 л/с); дебиты скважин 0,1–0,8 л/с, редко более 1,0 л/с; средний удельный дебит скважин равен 0,16 л/с; средний коэффициент фильтрации – 0,55 м/сут. Питание зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, которая затруднена наличием глинистых кор выветривания (водоупор), а также за счет контактирующих подразделений. Разгрузка вод происходит в речную сеть и контактирующие водоносные подразделения. Воды зоны западной половины площади гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 0,8 г/дм³. В восточной части площади для вулканогенных пород зоны устанавливаются близкие по значениям гидродинамические характеристики. Ввиду низкой водоотдачи, ограниченности запасов данная водоносная зона не имеет практического значения для централизованного водоснабжения крупных объектов. Исключение составляют локальные площади данного подразделения, которые приурочены к зонам тектонических разломов.

Водоносная нижнесилурийско–среднекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости преимущественно карбонатных пород (10с(S₁–C₂)) объединяет серию крупных массивов изометричной формы и линейно-протяженных субмеридиональных тел, нередко располагающихся на границах крупных структур, либо на контактах разных по литологическому составу пород. Водовмещающими породами являются известняки, доломитизированные, участками брекчированные, мраморизованные известняки и мраморы, обычно интенсивно закарстованные, прослои карбонатных пород, алевролитов, сланцев. Породы зоны обычно слагают пониженные участки рельефа, с их простиранием нередко совпадают эрозионно-структурные депрессии и долины. Мощность эффективной трещиноватости варьирует от 15–18 до 100 м, закарстованность – от 50 до 100–120 м, а в Теча-Бродском массиве достигает 1 800 м. Водообильность и другие параметры водоносной зоны зависят от гипсометрического положения водовмещающих пород, их дислоцированности, интенсивности трещиноватости, характера контактов с прилегающими породами, закарстованности. Так, большебаландинские мраморы, расположенные в западном борту Челябинского грабена и в контакте с гранитоидами Челябинского массива, имеют зону экзогенной трещиноватости до глубины 15–18 м, закарстованность до 50 м, сравнительно малую водообильность (дебит скважин 0,5–1,2 л/с, при понижении 2,9–4,0 м, коэффициент фильтрации 0,44–0,58 м/сут, водопроницаемость до 17 м²/сут). Воды безнапорные гидрокарбонатно-хлоридные с повышенной минерализацией – до 1 036–1 324 мг/дм³. Южнее оз. Урефты установлен массив известняков субмеридионального простирания, северо-западное крыло которого опущено по тектоническому нарушению на глубину 86,3 м и перекрыто палеоген–неогеновыми отложениями, что создало напор водоносного горизонта. Восточное крыло массива выходит на поверхность и примыкает к Челябинскому гранитоидному массиву. Здесь воды безнапорные, статистический уровень находится на глубине 0,9–1,65 м. Воды дренируются вдоль структуры к оз. Урефты. Дебит скважин варьирует от 0,4 до 12,1 л/с, с глубиной обводненность уменьшается, водопроницаемость от 1,3 до 1 880 м²/сут. Воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 0,4–0,5 г/дм³.

Водоносная зона в крайней западной части исследуемой площади связана с крупным массивом известняков и доломитизированных известняков Теча-Бродской структуры. Мощность карбонатной толщи здесь изменяется от 100–300 м (на севере) до 1 800 м (в центральной части тела). Известняки сильно трещиноваты и закарстованы по всей площади и на глубину, литологически однородны и составляют единый водоносный горизонт. В пределах массива выделены две наиболее обводненные зоны: верхняя – до глубины 400 м и нижняя – до 1 800 м. Глубина залегания активной трещиноватости верхней зоны от 1–2 до 50–100 м. Водообильность карбонатных пород неравномерная. Для верхней зоны при понижении от 1 до 40 м дебиты скважин изменяются от 1,0 до 22 л/с, удельные дебиты – от 0,001 до 10 л/с, коэффициент фильтрации – от 0,005 до 10–12 м/сут, водопроницаемость – от 22 до 262 м²/сут. Промежуточная зона характеризуется слабой трещиноватостью и слабой водообильностью – удельные дебиты в ней составляют 0,02–0,03 л/с. В глубинной карстовой зоне дебиты в скважинах колеблются от 0,3 до 10 л/с при понижениях от 4–6 до 42 м; удельные дебиты – от 0,001 до 2 л/с. Химический состав и минерализация вод данной структуры по глубине неоднородны. Воды верхней части разреза пресные, гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией до 1 г/дм³, с общей жесткостью 6 мг/экв.; в нижней зоне преобладают слабо солоноватые, хлоридно-кальциевые с минерализацией до 2,7–3,2 г/дм³, с общей жесткостью до 40 мг/экв.; в средней части разреза смешанный состав вод, ближе к нижней зоне. Питание вод верхнего горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и подтока подземных вод из водоносных горизонтов прилегающих пород фундамента. Разгрузка вод зоны про-

исходит по групповым восходящим родникам с суммарным дебитом до 2,6 л/с, которые дренируются ручьем. По структурно-геологическому положению Теча-Бродская структура имеет наилучшие условия для формирования в известняках пресных вод гидрокарбонатного типа с минерализацией не более 1 г/дм³.

Водоносная среднеордовикско–верхнепермская зона экзогенной трещиноватости интрузивных пород кислого, среднего и основного состава ($10\nu-\gamma(O_2-P_2)$) широко развита в пределах западной и центральной частей исследуемой площади. Водовмещающие породы представлены преимущественно гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, в меньшей степени диоритами, габбро-диоритами и габбро, образующими крупные и мелкие массивы, нередко группирующиеся, либо образующие отдельные обособления. Воды локализируются в зоне активной трещиноватости, обусловленной экзогенными процессами и тектоникой. Мощность зоны трещиноватости от 20 до 70 м, ниже она значительно сокращается. Глубина залегания уровня воды от 0 до 27–30 м. Подземные воды трещинные безнапорные, интрузивные массивы, перекрытые покровными отложениями, имеют напор до 12 м. Зеркало подземных вод в сглаженном виде повторяет формы рельефа. Водообильность очень неравномерная по площади, что обусловлено мощностью кор выветривания и трещиноватостью пород. Дебит родников 0,1–0,2 л/с (одиночных) до 1,6 л/с (групповых). Центральные части массивов обычно слабо трещиноваты и маловодны (дебит скважин обычно до 1,0 л/с). Краевые части массивов более сильно нарушены тектоническими разломами, имеют наиболее активную трещиноватость, нередко содержат большое количество жильных пород и, соответственно, более водообильны. Дебиты скважин в этой части возрастают до 4–6 л/с, а в контактах – до 10–12 л/с. Водопроводимость интрузивных пород неравномерная, зависит от состава, размеров тел и интенсивности их дислоцированности. Наименьшей водопроводимостью обладают небольшие массивы и тела среднего и основного состава (37–40 м²/сут), наибольшей (до 270 м²/сут) крупные гранитоидные массивы (Челябинский, Тюбукский, Султаевский). Питание вод зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет подтока вод из контактирующих подразделений. Разгрузка вод происходит в долины рек и ручьев. По составу воды интрузий преимущественно пресные, мягкие гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые с минерализацией до 0,8 г/дм³. На отдельных участках, при наличии покровных отложений, воды становятся гидрокарбонатно-хлоридными кальциево-натриевые с повышенной минерализацией (1,1–1,3 г/дм³). Режим вод гранитоидов довольно устойчив и запасы значительно превышают водозабор. Однако, для централизованного водоснабжения практический интерес представляют лишь разрозненные площади, приуроченные к региональным разломам, и сопряженные с ними зоны активной трещиноватости, где могут локализоваться значительные запасы подземных вод. Существенным недостатком подземных вод отдельных массивов гранитоидов является повышенная концентрация радона. Такие воды могут быть использованы для бальнеологических целей.

Водоносная среднеордовикская зона экзогенной трещиноватости пород основного и ультраосновного состава ($10\Sigma O_2$) имеет ограниченное распространение в центральной и восточной частях исследуемой площади и представлена двумя массивами и серией протяженных тел в прибортовой части Челябинского грабена, сложенных серпентинизированными ультрабазитами и небольшими телами габбро. Почти повсеместно серпентиниты приурочены к тектонически ослабленным зонам. Воды локализируются в зонах трещиноватости, обусловленных процессами физического выветривания. При этом особое значение для локализации вод имеют трещины эндогенного характера, которые проявляются преимущественно в краевых частях массивов и на контакте с породами другого состава. Здесь серпентиниты характеризуются значительной раздробленностью и часто имеют брекчиевидный облик. Центральные части массивов обладают незначительной трещиноватостью и закрытостью трещин вследствие кальматации их глинистыми продуктами выветривания. Воды серпентинитов безнапорные со свободной поверхностью. Глубина залегания уровня вод в пределах 1–5 м. Мощность зоны трещиноватости в центральных частях массивов до 40 м, в краевых частях – до 60–80 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 0,6–5,9 м. Центральные части массивов почти безводны, дебит отдельных скважин 0,1–0,5 л/с, в краевых частях массивов дебит скважин от 1,9 до 14,3 л/с при понижениях от 3,9 до 25,75 м; коэффициент фильтрации достигает 80 м/сут; водопроводимость варьирует от 3–6 до 80 м²/сут, в единичных случаях – до 212 м²/сут. По химическому составу воды зоны преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые с минерализацией до 0,8 г/дм³. Питание зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и за счет водообмена с контактирующими гидрогеологическими подразделениями. Краевые части серпентинитов на контакте с другими литологическими разностями представляют практический интерес для централизованного водоснабжения.

Водоносная нижнепротерозойско–среднерифейская зона экзогенной трещиноватости метаморфических пород ($10g(PR_1-RF_2)$) объединяет серию толщ, развитых в центральной (локально) и преимущественно в восточной частях исследуемой площади, представленных амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, гнейсами, филлитами. В восточной части площади породы зоны перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями (более 100 м). В западной (открытой) части площади мощность зоны интенсивной трещиноватости достигает 50 м, вдоль тектонических нарушений опускается до 120 м. Зона содержит трещинные безнапорные воды, залегающие на глубине 6–9 м, в восточной части – трещинно-пластовые напорные. Статический и пьезометрический уровни в западной (открытой) части площади устанавливаются на глубине 3–10 м. Дебит родников составляет 0,2–0,8 л/с, дебиты скважин варьируют от 0,06 до 4,1 л/с (преимущественно 1,8–3,0 л/с) при понижениях 16,8–35,5 м. Водобильность находится в прямой зависимости от трещиноватости пород. Водопроницаемость в среднем составляет $10 \text{ м}^2/\text{сут}$. Опытные откачки указывают на преимущественную маловодность зоны. Воды пресные, гидрокарбонатные натриевые с минерализацией менее $0,6 \text{ г}/\text{дм}^3$. Питание водоносной зоны происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, которая в большинстве случаев неблагоприятна. Для централизованного водоснабжения подразделение практического значения не имеет, подземные воды используются для сельхозхозяйств, мелких населенных пунктов, каптируются одиночными скважинами.

Схема гидрогеологической стратификации приведена в таблице 4.

Таблица 4

Схема гидрогеологической стратификации

| Стратиграфические подразделения | | | | | | Состав пород | Гидрогеологические подразделения | |
|---------------------------------|--------------|----------------------------|----------------|----------|-------------------|---|---|---|
| Эраема | Система | Отдел | Подотдел | Ярус | Горизонт Свига | | | |
| Кайнозойская | Четвертичная | Голоцен | | | | Песчано-гравийные отложения с примесью глин и суглинков | Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт, $2aQ$ | |
| | | Плейстоцен Эоплейстоцен | | | | Пески с примесью гравия, алевриты, иловатые и торфянистые глины | Водоносный четвертичный комплекс озерных, озерно-аллювиальных, озерно-болотных отложений, $8l, la, lpQ$ | |
| | Неогеновая | Плиоцен | Средний–нижний | | | | Бурые, охристо-бурые глины с прослоями и гнездами разнозернистых бурых песков | Относительно водоупорный верхний миоценово-среднеплиоценовый горизонт, $3(N_1^3-N_2^2)$ |
| | | Миоцен | Верхний | | | | | |
| | Палеогеновая | Олигоцен | Средний–нижний | | | | Разнозернистые, преимущественно мелкозернистые пески, прослой глины | Водоносный олигоцен-среднемиоценовый горизонт, $2(P_3-N_1^2)$ |
| | | | Верхний | Хаттский | | | | |
| | | Нижний | Рюпельский | | | | | |
| | | | | | | Куртамышская | | |

| Эрагема | | Стратиграфические подразделения | | | | | Состав пород | Гидрогеологические подразделения | | | | | | | | | | |
|--------------|--|---------------------------------|-------|-----------|------|-------------------|--------------------|---|---|---|--|------------------------|--|---|---|---|--------------------|---|
| | | Система | Отдел | Подотдел | Ярус | Горизонт Свита | | | | | | | | | | | | |
| Кайнозойская | | Палеогеновая | | Эоцен | | | Верхний | Приабонский | Зеленовато-серые листоватые глины с тонкими прослойками мелкозернистых, кварцевых песков и слюдисто-кварцевого алевролита | Относительно водоупорный нижне-верхнеэоценовый горизонт, $3P_2^{1-3}$ | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | Средний | Бартоновский-люгетский | Ирбитский | Ирбитская | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | Нижний | Ипрский | Ирбитский | Ирбитская |
| | | | | Палеоцен | | | Верхний | Танетский-зеландский | | | Серовский-галицкий | Серовская | Опоковые глины, трепела, диатомиты с редкими линзами и прослоями кремнистых опок, мелкозернистых глауконит-кварцевых песков и песчаников | Водоносный верхнепалеоценовый горизонт, $2P_1^2$ | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | Нижний | Датский | Серовская | Серовская |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Меловая | | Верхний | | | Маастрихтский | Кампанский-коньякский | Фадюшинская, зайковская, камышловская | Аргиллитоподобные глины, аргиллиты с редкими линзами кварц-глауконитовых песчаников. Мергели, мергелистые глины, местами алевролитистые, иногда глауконит-кварцевые песчаники в основании | Относительно водоупорный верхнемеловой-верхнепалеоценовый горизонт, $3(K_2-P_1^2)$ | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | Туронский-сеноманский | Альбский-аптский | Синарская, Кузнецовская, мысовская, алапаевская | Линзы песков и песчаников, морские глины. Континентальные глины, «беликовые» отложения, прослой и линзы бурых железняков, пески, щебень | Водоносный верхнемеловой комплекс морских отложений, $8K_2$ | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | Нижний | Альбский-аптский |
| | | | | Триасовая | | Верхний | Рэтский-карнийский | Коркинская, козыревская, калачевская, бичурская | Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов, прослой конгломератов, гравелитов, бурых углей. В низах – гравелиты, конгломераты, прослой песчаников, покровы базальтов | Водоносный нижне-верхнетриасовый комплекс терригенных угленосных отложений, $8T_{1-3}$ | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | Средний | Ладинский-анизийский | Коркинская, козыревская, калачевская, бичурская | Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов, прослой конгломератов, гравелитов, бурых углей. В низах – гравелиты, конгломераты, прослой песчаников, покровы базальтов | Водоносный нижне-верхнетриасовый комплекс терригенных угленосных отложений, $8T_{1-3}$ | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | Нижний | Оленекский-индский | Коркинская, козыревская, калачевская, бичурская |

| Стратиграфические подразделения | | | | | | | Состав пород | Гидрогеологические подразделения | | |
|---------------------------------|-----------------|-----------------|----------------|------|----------|-------|---|--|---|-----------------|
| Эраема | Система | Отдел | Подотдел | Ярус | Горизонт | Свита | | | | |
| Палеозойская | Каменноугольная | Нижний | | | | | Полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой конгломератов, гравелитов, глинистых сланцев | Водоносная среднедевонско–нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости преимущественно терригенных, туфогенно-терригенных пород, 10t(D ₂ –C ₁) | | |
| | | | | | | | | | Девонская | Средний |
| | Ордовикская | Каменноугольная | Нижний | | | | | Базальты, андезиты, риодациты, их туфы, прослой туффитов, туфосланцев | Водоносная ордовикско–нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород, 10v(O–C ₁) | |
| | | | | | | | | | | Девонская |
| | | | | | | | | | | Девонская |
| | Силурийская | Каменноугольная | Средний–нижний | | | | | Известняки, доломитизированные, участками брекчированные, мраморизованные известняки, мраморы | Водоносная нижнесилурийско–среднекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости преимущественно карбонатных пород, 10c(S ₁ –C ₂) | |
| | | | | | | | | | | Девонская |
| | | | | | | | | | | Девонская |
| | Пермская | Верхний–нижний | | | | | | Граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, в меньшей степени диориты, габбро-диориты, габбро | Водоносная среднедевонско–верхнепермская зона экзогенной трещиноватости интрузивных пород кислого, среднего и основного состава, 10v-γ(O ₂ –P ₂) | |
| | | | | | | | | | | Каменноугольная |

| Стратиграфические подразделения | | | | | | Состав пород | Гидрогеологические подразделения |
|---------------------------------|-------------|-----------------|----------|------|-------------------|---|--|
| Эраема | Система | Отдел | Подотдел | Ярус | Горизонт Свита | | |
| Палеозойская | Девонская | Верхний-средний | | | | | |
| | Ордовикская | Средний | | | | Серпентинизированные ультрабазиты, серпентиниты, тела габбро | Водоносная среднеордовикская зона экзогенной трещиноватости пород основного и ультраосновного состава, 10ΣO ₂ |
| Нижнепротерозойско-рифейская | | Средний | | | | Амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, гнейсы, филлиты | Водоносная нижнепротерозойско-среднерифейская зона экзогенной трещиноватости метаморфических пород, 10g(PR ₁ -RF ₂) |

Многочисленные водообильные зоны литологических контактов и тектонических нарушений, установленные как в западной, так и в восточной частях исследуемой площади, имеют преимущественно меридиональное простирание. Тектоническая трещиноватость группируется в линейные зоны шириной от нескольких метров до 200–300 м, глубиной 200–250 м и протяженностью от нескольких до десятков километров. Линейные зоны играют ведущую роль водосборных коллекторов, определяют направление подземного стока, связанного с покровным комплексом, и характер разгрузки подземных вод. Тектонические зоны складчатого фундамента наследуются в покровном комплексе, обеспечивая ему повышенную водообильность. Наибольшее развитие эти зоны получили в центральной и восточной частях площади, являясь опережающими структурами Челябинского глубинного разлома. Водообильность этих зон повышенная (дебит преимущественно нисходящих родников варьирует от 0,1–0,2 до 0,7 л/с, дебит скважин достигает 8,5 л/с и более, водопроницаемость до 400 м²/сут), но уменьшается с глубиной. На отдельных участках при наличии мощного покрова, особенно в восточной части региона, воды бывают напорными. Многие линейные зоны тектонической трещиноватости уходят в заболоченные поймы рек и озер и перехода в поверхностный сток не наблюдается. В зонах формируются преимущественно пресные гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией до 1 г/дм³. Вблизи соленых озер минерализация увеличивается. Запасы данных вод по скважинам многочисленных поселков намного превосходят водоотбор.

Для водоснабжения населенных пунктов и предприятий исследуемой территории используются поверхностные и подземные воды, каптирующиеся колодцами, одиночными и групповыми скважинами, водозаборами. Прогнозные эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод на территории листа оценены в количестве 343,7 тыс. м³/сут. Суммарные разведанные эксплуатационные запасы питьевого качества на 2010 год здесь составляют 24,286 тыс. м³/сут. Причем, из семи месторождений эксплуатируются только три – Западно-Сугоякский участок Сугоякского месторождения, Сугоякские шахты и Султановское месторождение с суммарным водоотбором 15,78 тыс. м³/сут. Месторождения Южно-Каменское, Кунашакское, Муслумовское и Бежин луг не освоены. Кроме месторождений, водоотбор подземных вод для хозяйственно-питьевых нужд осуществляется различными водопользователями из одиночных скважин и мелких (2–3 скважины) групповых водозаборов. Всего по данным Территориального центра Государственного мониторинга геологической среды ОАО «Челябинскгеосъемка» в

эксплуатации на территории исследуемой площади находится 90 скважин, суммарный водоотбор из которых составляет 24,38 тыс. м³/сут.

Приведенные данные свидетельствуют о вполне реальной возможности организации хозяйственно-питьевого водоснабжения городов и поселков в пределах изученной площади за счет подземных вод.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Территория листа расположена в суббореальной северной гумидной ландшафтно-климатической зоне, лесостепной подзоне. Для нее характерны широколиственные леса с фрагментами сосновых (естественных и искусственных), луговые степи. Почвы серые лесные и лугово-черноземные. Подзона имеет переходный тип геохимической миграции, преимущественно кислый, реже кальциевый. Процессы выщелачивания сочетаются с локальными процессами континентального засоления. Потенциалы самоочищения почв от органических и минеральных веществ примерно равны.

Согласно схеме геоморфологического районирования Урала описываемая территория расположена на стыке двух крупных морфогенетических областей: **Уральского горно-складчатого сооружения** (на западе) и **Западно-Сибирской равнины** (центральная и восточная части листа). **Уральское горно-складчатое сооружение** представлено *холмисто-увалистой равниной приподнятого отпрепарированного пенеппена Среднего Урала* и *слабохолмистой равниной отпрепарированного пенеппена Южного Урала*. **Западно-Сибирская равнина** делится на *наклонно-волнистую континентально-морскую цокольную равнину* и *плоскую континентально-морскую аккумулятивную равнину Зауралья*. Природные ландшафты дополнены интразональными ландшафтами гидроморфного ряда, на формирование которых влияют грунтовые и поверхностные воды: долины крупных и малых рек (их пойма и первая надпойменная терраса и аккумулятивная и цокольная надпойменные террасы); озерные ландшафты.

Холмисто-увалистая равнина приподнятого отпрепарированного пенеппена Среднего Урала (ландшафт 1) охватывает третью часть площади вдоль западной рамки листа, представляет собой слаборасчлененное междуречье с пологими склонами. Абсолютные отметки 180–250 м, превышение 15–25 м. В плиоцен–четвертичное время область испытала поднятие. Суммарный эффект неотектонических движений – 200 м. Коренные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, карбонатные и интрузивные породы, выветрелые в разной степени, перекрыты морскими и континентальными отложениями мезозойского пенеппена в виде пятен, количество и площадь которых увеличивается к востоку, и маломощным чехлом четвертичных элювиально-делювиальных песчано-глинистых и палюстринных образований.

Слабохолмистая равнина отпрепарированного пенеппена Южного Урала (ландшафт 2) расположена в юго-западном углу площади, на продолжении ландшафта 1. Абсолютные отметки плоских холмов 220–260 м, превышение 15–20 м. Суммарный эффект неотектонических движений – 165–200 м. Фундамент – метаморфизованные терригенные образования докембрия, интрузивные, вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения палеозоя, местами перекрытые мезозойскими осадками. Широко развиты четвертичные отложения: пески, глины, суглинки, мощностью до 5 м.

Наклонно-волнистая континентально-морская цокольная равнина (ландшафт 3) с абсолютными отметками 170–230 м, уменьшающимися к востоку, с отпрепарированными выступами цоколя, простирается с севера на юг в центре площади, полосой шириной 15–20 км, и вдоль восточной рамки планшета. В основании залегают интрузивные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и карбонатно-терригенные породы, перекрытые морскими отложениями палеогена и четвертичными полигенными суглинками, супесями и палюстринными (илы, сапропели, торфа) образованиями. Суммарный эффект неотектонических движений – от 160 до 190 м (на юго-западе).

Для пенеппена и цокольной равнины типичны лесные почвы и черноземы выщелоченные и обыкновенные, реже – луговые почвы со средней поглотительной способностью и периодически непромываемым водным режимом. Обстановка водной миграции элементов переходная от

кислой к нейтральной. Скорость разложения органического вещества повышенная. Потенциал самоочищения от минеральных и органических загрязняющих веществ – средний.

Плоская континентально-морская аккумулятивная равнина Зауралья (ландшафт 4) выделена в восточной половине изученной территории полосой, шириной 10–30 км, субмеридионального простирания от долины р. Миасс, на юге, до северной рамки планшета. С запада и востока ограничена цокольной равниной. Это плоская равнина с абсолютными отметками 164–210 м, нерасчлененная, заболоченная, с большим количеством суффозионных и остаточных озер. Суммарный эффект неотектонических движений (интенсивное прогибание в мезозое и палеогене и неоген–четвертичное поднятие) – 150–180 м. Породы фундамента перекрыты мощным (30–100 м) чехлом морских отложений палеогена и полигенными (суглинками и супесями известковыми) и озерно-болотными (глины, пески, илы, сапропели) четвертичными осадками. По отношению к загрязнению – это зоны аккумуляции не только местных техногенных отходов, но и загрязнителей, поступающих из областей поднятия и стабилизации. Почвы – черноземы в сочетании с солонцами, солодями болотными низинными торфяными засоленными. Водный режим почв – от периодически непромывного до непромывного выпотного. Воды щелочные от кальциевых до содовых. Поглощительная способность почв средняя, состав среднесуглинистый, потенциал самоочищения от органических и минеральных загрязняющих веществ – средний, режим биологического круговорота – слабо заторможенный. Растительность – лиственные перелески и злаково-кустарниковое, осоково-тростниковое и луговое сообщество.

Долины крупных и малых рек (Караболка, Теча, Миасс и их притоки). *Русло, пойма, первая надпойменная терраса* (ландшафт 5) пересекают описываемую территорию в субширотном направлении. Имеют развитую сеть элементарного стока. Дренируют водоносные горизонты зоны свободного водообмена, иногда и более глубоких горизонтов. Сложены галечником, гравием, полимиктовыми песками, глинами, илами. Поймы травяно-кустарниковые кочковатые, с осоковыми болотцами. *Аккумулятивная и цокольная надпойменные террасы* (ландшафт 6), сложенные аллювиальными гравийно-галечными песчано-глинистыми отложениями, делювиально-аллювиальными (ложковыми), солифлюкционно-аллювиальными и озерно-аллювиальными гравийно-песчано-глинистыми осадками с гравием и щебнем местных пород. Почвы аллювиально-дерново-подзолистые насыщенные, пойменные луговые и болотно-низинные. Растительность – березовые и осиновые колки, осоково-тростниковая и луговая.

Озерные ландшафты. *Озерные отложения* (ландшафт 7) песчано-глинистые с галечником, илами и сапропелем. Озерные ванны суффозионные и остаточные, с облекающими их береговыми валами и заболоченными понижениями, постепенно зарастают тростником и осокой, заболачиваются.

К **техногенным** отнесены ландшафты, на которые степень антропогенного воздействия превышает 15 %. Они подразделяются на **техногенно-измененные** и **техногенно-образованные**.

Техногенно-измененные ландшафты: *сельскохозяйственные земли (пашни)* (ландшафт 8), пастбища (сочетание земледельческого и животноводческого подтипов), а так же *пашни на осушенных землях* (ландшафт 9). В числе успешно освоенных осушенных земель – верховья правого притока р. Зюзелка, южнее пос. Нов. Соболево и долина реки выше слияния с этим притоком, севернее пос. Ст. Соболево. *Вырубленные леса (выруба)* (древостой менее 30 %), *вторичные леса* (ландшафт 10) выделяются полосой северо-восточнее 11 водоема и севернее реки Караболка.

К **техногенно-образованным ландшафтам** отнесен *отстойник жидких радиоактивных средне- и низкоактивных отходов* (ландшафт 11) на реке Теча (водоем 11).

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Степень эколого-геологической опасности определяется интенсивностью и масштабом проявления неблагоприятных **экзогенных геологических процессов** (ЭГП) и техногенного воздействия.

На изученной площади выявлены следующие ЭГП: карст активный и отмерший, подтопление, заболачивание, дефляция и уступы речных и озерных террас, природные геохимические аномалии загрязняющих веществ.

Карст (суффозии) охватывает 25 % площади листа. Карстовые и суффозионные воронки фиксируются в пределах карстовых районов Багарякского (активного карста) – на северо-западе и Челябинского (отмершего карста) – на востоке. Воронки округлой формы диаметром 2–10 м выполненные продуктами выветривания, заболоченные либо заполненные водой.

Наиболее широко проявлены процессы *заболачивания и подтопления* (~30–40 %), обусловленные близостью грунтовых вод, связанных с поверхностными водами и необеспеченным поверхностным стоком. Болота формируются на поймах и низких надпойменных террасах водотоков, по периферии озерных впадин.

Дефляция наблюдается на распаханных склонах бортов ложков и рек. Пыль, выдуваемая с распаханных полей, попадает в водные объекты, приводит к их заиливанию и обмелению, а привнос азотных и фосфорных удобрений – к нарушению природного химического состава воды, что вызывает рост сине-зеленых водорослей и цветение водоемов в летние месяцы.

Уступы террас речных (р. Миасс, высотой 6–10 м) и озерных (юго-восточный берег оз. Касарги – 22 м) связаны с выходами интрузивных массивов.

Природные аномалии тяжелых металлов, связаны с геохимической специализацией пород и проявлениями полезных ископаемых. Аномалии радона в северо-западной части листа расположены в пределах Юго-Конёвской эколого-радиохимической зоны с максимально высоким радоновым потенциалом [75].

Экзогенные геологические процессы вялотекущие, соответствуют возрасту региона.

Более агрессивны **техногенные объекты**: карьеры, очистные сооружения, их накопители, отвалы, свалки, захоронения радиоактивных отходов, животноводческие комплексы, нефтепродуктоводы, железные и автомобильные дороги, геохимические аномалии загрязняющих веществ.

Наиболее опасное техногенное радиоактивное загрязнение связано с аварией на ПО «Маяк» в 1957 и 1964 г. Территория, зараженная радионуклидами (стронций-90 и цезий-137), прослеживается в северо-восточном направлении полосой шириной 5–11 км получила название Восточно-Уральского радиоактивного следа (ВУРС). На площади с максимальным загрязнением организован Восточно-Уральский государственный заповедник. Жидкие отходы, на четверть состоящие из долгоживущих изотопов цезия и стронция, с 1949 по 1950 годы сбрасывались в реку Теча. Пойма реки шириной ~1,5 км на протяжении 17 км (далее уходит за восточную рамку площади съемки Тараканова Ф. Ф., 1993) фиксируется аномальными значениями гамма-поля (до 50 мкР/ч), цезия-137 (до 10 Ки/км²), а также урана, тория, калия. Концентрация цезия-137 в речных илах Муслумово достигает 500 нКи/кг. Донные осадки – источник вторичного загрязнения воды реки. Содержание радионуклидов в воде реки Теча: стронция-90 (4,2–0,3)·10⁻¹⁰ Ки/л, цезия-137 – (4–2)·10⁻¹¹ Ки/л. В последнее время большую роль в загрязнении прилегающих территорий стал играть вторичный ветровой перенос радиоактивной пыли с санитарно-защитной зоны объекта, и перенос в атмосферу радионуклидов с поверхности техногенных водоемов.

Из большого количества карьеров на карту вынесены экологически неблагополучные, на дне которых устроены свалки. Животноводческие комплексы сопровождаются навозохранилищами и отстойниками жидких отходов, нередко загрязняющими органическими веществами поверхностные и подземные воды. Техногенные аномалии соединений азота и фосфора в подземных водах и верховодке напрямую связаны с поселками и сельскохозяйственными предприятиями. Влияние крупного промышленного центра г. Челябинска, расположенного южнее, на площади листа N-41-VIII, проявилось в загрязнении: подземных вод соединениями азота, фосфора и углерода; воды реки Миасс (очень грязная, более 5 ПДК Рыб. хоз.); атмосферного воздуха, снегового покрова, почв. Снежный покров загрязнен тяжелыми металлами в растворимой (Fe>Zn>Cu>Pb>Mn>Ni>Cd) и (Fe>Cr>Cu>Pb>Zn>Ni>Mn) – в нерастворимой фазе [107]. В южной половине описываемой территории наблюдается «слабая» загрязненность почв (выше 2 фонов) элементами: Zr, Sn, Sr, Mo, As, Pb, Zn, Cu, Cr, Ni, Co.

Сеть асфальтовых и грунтовых дорог, железная дорога, подземные нефтепродуктоводы, коммуникационные кабели связи и электричества нарушают режим поверхностных и подземных вод, загрязняют атмосферу, почву и воду.

Сельское хозяйство имеет преимущественно зерновой уклон, в меньшей степени животноводческий и в незначительной степени – плодоовощной. Из-за резкого снижения применения гербицидов, применения запрещенных, пришедших в негодность пестицидов и других ядохимикатов, нарушения агротехнической обработки почв происходит ухудшение качества сельхозугодий. Это выражается процессами закисления, засоления, загрязнения почв тяжелыми металлами и радионуклидами, снижения содержания гумуса, обескальцивания, заболачивания.

Подземные воды описываемого региона входят в состав Восточно-Уральского гидрогеологического массива Уральской сложной гидрогеологической складчатой области (пенеплен) и Иртыш-Обского бассейна Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна (равнина). В пределах пенеплена подземные воды формируются, в основном, в верхней зоне максимальной трещиноватости пород, что обусловлено наличием трещин выветривания, тектонических раз-

ломов и карстовых пустот. Глубина залегания 2–120 м. Состав смешанный катионно-анионный, минерализация 1,0–1,5 г/л. Разгрузка происходит по долинам рек, подножьям склонов и в зоне сочленения с континентально-морской равниной. По руслам рек подземные воды не защищены от загрязнения. В долинах водотоков, постоянных и временных, подножьям склонов – воды слабо защищены от загрязнения. Мощность зоны аэрации здесь не превышает 5 м. Существует опасность подтягивания водозаборными скважинами вод загрязненных радионуклидами в поселках долины реки Течи. В пределах водораздельных пространств мощность зоны аэрации 2–10 м. Подземные воды локально защищены от загрязнения. В Ишалинском водозаборе подземные воды повышенной жесткости (1,8 ПДК), загрязнены нитратами (1,1 ПДК). Вблизи гранитных массивов в подземных водах зафиксирована повышенная радиоактивность. Долгодеревенский водозабор – 2 ПДК, Султаевский – 2,6 ПДК Rn. В этих же пунктах происходит сброс в открытые водоемы сточных вод – хозяйственно-бытовых и птицефабрики, загрязненных биогенными соединениями азота и фосфора, объемом до 2 млн м³ в год.

Подземные воды равнины имеют пластовый характер. Верхний горизонт в рыхлых покровных отложениях, каптируется повсеместно колодцами и тесно связан с атмосферными осадками. Это безнапорные воды, локально защищенные от поверхностного загрязнения; залегают на глубинах от 1–3 до 5–7 м. Средний горизонт относительно защищен от поверхностного загрязнения. Воды пресные и слабо солоноватые и имеют превышение ПДК по железу, марганцу и бромю, что требует их очистки при использовании для питьевых целей. Используются для водоснабжения мелких населенных пунктов и баз отдыха. В показанных на схеме водозаборах в северной половине листа содержание кремния достигает 1,8 ПДК, железа – 7 ПДК (Тахталым) и свинца – 19 ПДК (северный водозабор, без названия). В скважинах окрестности оз. Сугояк – железа 4–23 ПДК, соединений азота – 19 ПДК. В целом загрязнение субнапорных вод невелико в силу хорошей поглотительной способности покровных отложений.

При оценке эколого-геологической опасности территории учитывались геохимическая и геодинамическая устойчивость ландшафтов, экзогенные и эндогенные неблагоприятные процессы и техногенная нагрузка.

Северо-восточная половина площади (~50 %) находится в удовлетворительной экологической обстановке: экзогенные геологические процессы здесь проявлены достаточно сильно (20–30 %), но техногенная нагрузка незначительная.

Южная часть листа, находящаяся в зоне воздействия г. Челябинска, средняя часть площади (зона ВУРСа) и долина р. Теча (~24 %) имеют кризисную оценку экологической обстановки, а санитарно-промышленная зона ПО «Маяк», водоем 11, – катастрофическую (1 %).

Напряженная экологическая обстановка (~25 %) – в южной половине листа, между площадями с кризисной обстановкой, северо-восточнее зоны ВУРСа и долины р. Караболка.

Имеющиеся на территории листа археологические памятники: могильники и городища раннего железного века, средневековья и две стоянки эпохи неолита, расположены на берегах рек Караболка, Зюзелка и оз. Уелги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволили получить новые и переосмыслить ретроспективные материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении изученной площади. Авторский вариант комплекта Госгеолкарты-200 существенно отличается от предыдущего. Основные результаты работ сводятся к следующему:

- по результатам изотопно-геохронологических исследований подтвержден нижнепротерозойский возраст ильиновского комплекса ($2\,059 \pm 25$ млн лет); установлен возраст диафтореза – вендский (648 ± 18 млн лет);

- возраст образований самарской толщи датирован ранним рифеем на соседней с юга площади (лист N-41-VII) ранее, юго-западнее площади работ. По цирконам уран-свинцовым методом было получено три абсолютных датировки метапесчаников толщи: $2\,069 \pm 63$; $1\,485$ и 531 ± 43 млн лет. Последний возраст, по мнению аналитиков, определяет время метаморфизма пород. Возраст $2\,069$ млн лет интерпретируется как возраст протолита, а возраст $1\,485$ млн лет отвечает времени метаморфизма пород. В процессе исследований на Кунашакской площади была отобрана проба из долеритов (базальтов) смолинского комплекса, прорывающих образования самарской толщи. «Захваченные» цирконы в метадолеритах, проанализированы U-Pb методом (SHRIMP-II) и было получено значение возраста протолита $1\,795 \pm 13$ млн лет, так же датированы ранним рифеем. На основании совокупности имеющихся данных самарская толща датирована ранним рифеем;

- возраст образований межевской толщи принят как ранний силур по результатам Sm-Nd анализа (420 ± 36 и 436 ± 39 млн лет);

- возраст теченской толщи определен нижнедевонским, по впервые найденным в прослоях алевролитов остатков флоры. Уточнена металлогеническая специализация толщи;

- в соответствии с легендой, вместо касаргинской выделена рудянская толща, представленная афировыми и порфиоровыми базальтами, риолитами, реже андезибазальтами, исландитами, риодацитами, дацитами, их туфами с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов. В туфоалевролитах обнаружена впервые флора, на основании чего возраст рудянской толщи принят как эйфельско-живетский;

- установлена полиметаллическая специализация соболевской толщи (по геохимическим данным). Возраст толщи определен по многочисленным определениям органических остатков;

- изучены фрагменты разрезов террасовых комплексов рр. Теча и Караболка, по результатам палинологического анализа уточнен возраст террасовых комплексов;

- уточнены площади распространения меловых отложений;

- в составе чебаркульско-казбаевский комплекса, слагающего Касаргинский и Муслумовский массивы, установлено преобладание гарцбургитов. В Касаргинском и Муслумовском массивах установлена минерализация МПГ;

- впервые на площади выделен рефтинский комплекс. Породы первой и второй фаз представлены в расслоенном Сарсангинском массиве во внешних частях пироксенитами и габброидами, в центральной – диоритоидами. Абсолютный возраст габброидов Сарсангинского массива, определенный Sm-Nd методом, составляет 418 ± 96 и 396 ± 28 млн лет, возраст комплекса принят позднесилурийским;

- установлен среднедевонский возраст образований касаргино-тептяргинского комплекса. По результатам изотопно-геохронологических исследований цирконов установлен возраст плагиогранитов в Кульмяковском массиве (U-Pb метод по циркону, SHRIMP), который определен среднедевонским (392 ± 4 млн лет);

- Rb-Sr методом определен возраст гранодиоритов Надыровомостовского массива – $382,2 \pm 3,6$ млн лет;

- нижний возрастной предел Югоконёвского гранит-лейкогранитового комплекса определен Rb-Sr методом по мусковит-биотитовым гранитам Татарско-Карабольского массива и составля-

ет $275,8 \pm 4,9$ млн лет. Re-Os методом был получен изохронный возраст молибденита из кварцевых жил – 143 ± 3 млн лет, характеризующий верхний интервал постмагматических процессов. Модельный возраст молибденита определен в интервале $286,9$ – $196,7$ млн лет и свидетельствует о длительном формировании рудогенерирующей системы (магматической – от ранней перми до среднего триаса, постмагматические процессы продолжались до среднего мела);

– впервые определен возраст султаевского комплекса (U-Pb метод по циркону, SHRIMP); ранее датировался K-Ar методом от 275 до 360 ± 8 млн лет; поэтому из гранитов был определен возраст U-Pb методом по цирконам. Проведенными исследованиями возраст комплекса определен как раннепермский (275 ± 4 млн лет);

– в результате работ уточнены границы Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенической зоны, известных Пороховско-Биктимировского молибденово-вольфрамоворудного, Колпаковско-Новоказакбаевского и Сарыкульмякско-Аргаяшского полиметаллических рудных узлов и выделен Тептяргинский потенциально меднорудный узел;

– на перспективных на обнаружение промышленного оруденения меди, цинка, свинца, молибдена и вольфрама площадях установлены геолого-промышленные характеристики прогнозируемых рудных объектов;

– четыре выделенных объекта относятся к числу впервые выявленных или переоцененных, где полученные в последние годы данные позволили уточнить параметры подсчета и изменить величину прогнозных ресурсов всего объекта или отдельных видов полезных ископаемых;

– дана оценка прогнозных ресурсов выделенных перспективных площадей по категории P_3 . Рекомендации по постановке поисковых работ разработаны и оформлены в виде паспортов учета перспективных объектов.

Проблемным, несмотря на проведенные исследования, остается возраст самарской толщи, так как датирование материнских образований, не содержащих органических остатков, является весьма сложной задачей.

Требуется подтверждения находками органических остатков и возраст вулканогенных позднедевонско–раннекаменноугольной кургинской и раннекаменноугольной дербишевской толщ. Возраст их принят по сопоставлению с аналогичными образованиями соседних территорий.

Требуется дополнительного изучения хромитоносность Муслимовского массива. Наличие проявлений массивных и вкрапленных руд хрома свидетельствуют о его перспективности, но для оценки ресурсов хрома в его пределах имеющихся данных недостаточно.

Под вопросом остается проблема возможной платиноносности мафит-ультрамафитов Касаргинского массива.

В юго-восточной части площади работ в пределах Челябинского грабена развиты нижнеюрские образования сугоякской свиты (J_1sg). Они представлены терригенными угленосными породами, залегающими на образованиях триаса. В силу того, что представлена геологическая карта погребенной доюрской поверхности, сугоякская свита на ней не показана (как и в легенде). Описание свиты и ее минерагения в полном объеме приведены в отчете МГК-200 листа N41-II (Кунашакская площадь) [82].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Белгородский Е. А.* Магнезиальные дациты базальт-риолитовой формации Южного Урала // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 5, 1987, отд. оттиск. С. 3–17.
2. *Белгородский Е. А.* Рудоносность ранне- и среднепалеозойского вулканизма в различных геодинамических обстановках (Урал) // Геотектоника, 1994, № 2. С. 49–58.
3. *Белгородский Е. А., Коновалов Н. А., Левит А. И.* Кунашакский рудный район // Медно-колчеданные месторождения Урала: геологические особенности размещения. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. С. 224–227.
4. *Белгородский Е. А., Шалагинов Э. В.* О вулканокластических породах кислого состава на северном обрамлении Челябинского гранитоидного массива // Петрография обломочных пород восточного склона Урала и Мугоджар. – Свердловск: ИГГ УФАН СССР, 1976. С. 22–27.
5. Геоморфологическая карта Урала м-ба 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Свердловск, 1981. 230 с.
6. *Грабежев А. И.* Распределение фтора в гранитах различной степени редкометалльной продуктивности (Восточно-Уральское поднятие) // Редкие элементы в гранитоидах Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 3–22.
7. *Дунаев В. А.* Минералого-петрографическое описание Теченского месторождения // Тр. ГГИ УФАН СССР. Вып. 45. – Свердловск, 1959. 159 с.
8. Карта кор выветривания Урала м-ба 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Свердловск, 1981. 212 с.
9. Комплексный доклад о состоянии окружающей природной среды Челябинской области в 2001 году. – Челябинск, 2002. 175 с.
10. *Лидер В. А.* Карта четвертичных отложений Урала м-ба 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Свердловск, 1978. 143 с.
11. *Лобова Е. В., Смирнов В. Н.* Силурийская U-Pb датировка (SHRIMP-II) трондьемитов аверинского комплекса (Восточная зона Среднего Урала) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. – Екатеринбург: ИГГУрОРАН, 2000. С. 25–26.
12. *Овчинников Л. Н.* Определение абсолютного возраста на Урале // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 10, 1957.
13. *Овчинников Л. Н.* Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. – Свердловск, 1960. 494 с.
14. *Овчинников Л. Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральского Петрографического совещания. – Свердловск, 1963. С. 57–82.
15. *Ронкин Ю. Л., Смирнов В. Н., Ленихина О. П.* Rb-Sr ID-Tims систематика субщелочных массивов Шилловско-Конёвской группы (Средний Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы, доклады XI Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. – Екатеринбург: ИГГУрОРАН, 2010. С. 183–184.
16. *Сигов А. П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969. 295 с.
17. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.
18. *Язева О. Г., Пучков В. Н., Бочкарев В. В.* Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. 1989, № 3. С. 76–85.

*Фондовая**

19. *Аввакумов Ю. А.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Есаульском, Султаевском и Прохорово-Баландинском месторождениях гранитоидных пород в Сосновском и Аргаяшском районах Челябинской области в 1953–1955 гг. Т. 1–2. – Свердловск, 1956.
20. *Авдеев А. А., Мушта П. И.* Отчет Касаргинской партии о результатах геофизических исследований в пределах южной части Алапаевско-Теченской металлогенической зоны в 1969–1972 гг. (Кунашакский и Каслинский районы Челябинской области). Т. 1. 1972.

* Материалы, место хранения которых не указано, находятся в Челябинском филиале ФГУ «ТФГИ по УрФО».

21. *Аверкин Ю. П., Виноградов В. Г. и др.* Отчет о результатах геофизических работ, выполненных в пределах Алапаевско-Теченской железорудной зоны в Сосновском и Кунашакском районах Челябинской области в 1977–1978 гг. Т. 1. – пос. Шеелит, 1978.
22. *Аверкин Ю. П., Виноградов В. Б., Соколов В. Б.* Отчет о результатах геофизических работ, выполненных на Султаевском профиле в Кунашакском и Красноармейском районах Челябинской области в 1977–1979 гг. Т. 1. – пос. Шеелит, 1979.
23. *Акентьева Н. Д.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на Канзафаровском участке кирпичных глин, проведенных Южно-Уральским государственным геологическим предприятием в 1990–1992 гг. Т. 1. – с. Долгодеревенское, 1992.
24. *Александров А. И., Назаров Г. Д. и др.* Металлогеническая и прогнозная карты Урала по золоту м-ба 1: 500000. Свердловск, Т. 1-2, 1962.
25. *Алешин М.И., Муратов Т.С., Краповская Е.Ф.* Месторождения железных руд Урала. Т. 1–16. – Свердловск, 1959.
26. *Ананьева Е. М., Семенов Б. Г. и др.* Изучение особенностей физических полей Урала по основным структурно-формационным зонам с целью глубинного обоснования их металлогенической специализации (Отчет партии региональной геофизики). Т. 1. – Свердловск, 1981.
27. *Андреев Я. Т.* Отчет о поисковых работах на огнеупорные глины в Сосновском и Кунашакском районах Челябинской области, проведенных в 1942–1943 гг. Т. 1. – Челябинск, 1943.
28. *Андреева З. А., Коновалова Р. К. и др.* Отчет о геологосъемочных работах Тахталымской геологосъемочной партии, проведенных в Кунашакском районе Челябинской области. Планшеты N-41-4-А-Б-В-Г. Т. 1. 1963.
29. *Анциферов Е. С., Аринштейн М. Б., Покровский П. В.* Отчет Пороховской партии о поисковых работах на редкие металлы за 1961 год. Т. 1. – Свердловск, 1962.
30. *Аринштейн М. Б., Белковский А. И., Белозеров В. И. и др.* Отчет Пороховской партии о поисковых работах на редкие металлы, проведенных на Пороховском участке (Кунашакский (бывший Каслинский) район Челябинской области). Т. 1. – Свердловск, 1963.
31. *Афанасьев Ю. Н., Коновалова Р. К., Емельяненко В. У. и др.* Геологическая карта Урала м-ба 1 : 50 000 лист N-41-15-Б (Отчет Теченского геологосъемочного отряда о результатах геологосъемочных работ м-ба 1 : 50 000, проведенных в Сосновском, Аргаяшском и Кунашакском районах Челябинской области в 1965–1967 гг.). Т. 1–2. – Челябинск, 1967.
32. *Бабкин В. В., Шалагинов Э. В. и др.* Геологическая карта Урала м-ба 1 : 50 000. Листы N-41-3-Б, В и Г (Отчет Аргаяшского геологосъемочного отряда за 1963–1965 гг.). Т. 1–2. – Челябинск, 1965.
33. *Баль В. И.* Отчет о результатах поисковых работ на медно-порфировые руды на Тахталымском участке, выполненных в 2003–2006 г. ООО «Горное дело». Т. 1. – Челябинск, 2006.
34. *Баталов Ф. З.* Отчет о результатах детальной и поисковой разведок на Баландинском месторождении известняков в Сосновском районе Челябинской области в 1958 г. Т. 1. – Челябинск, 1959.
35. *Белгородский Е. А., Иванов В. Ф. и др.* Отчет Южно-Уральского ГПО о поисковых работах на Тахталымско-Касаргинском участке Каменской меднорудной зоны, проведенных в 1974–1977 гг. Планшеты O-41-32, N-41-II, N-41-VII (Кунашакский, Аргаяшский, Сосновский, Каслинский районы Челябинской области). Т. 1. – Челябинск, 1977.
36. *Белгородский Е. А., Селиверстов Г. Ф.* Составление прогнозной карты Челябинской области м-ба 1 : 200 000 для поисков месторождений меди главнейших промышленно-генетических типов на Южном Урале в 1981–1983 гг. Т. 1–2. – Челябинск, 1983.
37. *Белгородский Е. А., Шалагинов Э. В. и др.* Геологическая карта Урала 1 : 50 000. Листы N-41-15-А, В, Г. (Отчет за 1960–1962 гг. Сосновский и Кунашакский районы Челябинской области). Т. 1–3. – Челябинск, 1965.
38. *Беляев Г. Н., Емельянов Г. Н., Герасименко Б. Н.* Отчет о результатах геолого-гидрогеологических работ, проведенных Южной партией в Аргаяшском районе Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1961.
39. *Бердюгин Ю. П., Андреева З. А., Белгородский Е. А. и др.* Отчет Султановской поисково-съемочной партии за 1957–1958 гг. о результатах геологосъемочных работ в Сосновском районе Челябинской области. Листы N-41-16-А и В. Т. 1–4. – Челябинск, 1960.
40. *Богомол А. А., Вахрушева З. Г. и др.* Структура рудного поля и эндогенные геохимические ореолы Султановского медно-колчеданного месторождения (Кунашакский район Челябинской области). Т. 1. – Свердловск, 1973.
41. *Болмосов И. А., Григорьева В. А.* Составление геолого-экономической карты месторождений строительных материалов Челябинской области за период 1981–1982 гг. Т. 1. – Челябинск, 1982.
42. *Болмосов И. А., Свеишников В. А., Шадымова Л. Н.* Отчет о геологических результатах поисковых работ на железные руды, проведенных в 1967–1969 гг. в Кунашакском районе Челябинской области (район Теченского месторождения). Т. 1. – Верх. Уфалей, 1969.
43. *Болмосов И. А., Свеишников В. А.* Геологический отчет с подсчетом запасов железных руд Теченского месторождения по состоянию на 01.06.1970 г. (Кунашакский район Челябинской области). Т. 1–6. – Верх. Уфалей, 1970.
44. *Бонитенко Е. А., Шахматова И. А.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Прохорово-Баландинском месторождении мраморов в Челябинской области в 1968–1976 гг. (подсчет запасов произведен по состоянию на 22.04.1976 г.). Т. 1–6. – Свердловск, 1976.
45. *Борисов В. Б.* Инженерно-геологическая с гидрогеологическим доизучением съемка масштаба 1 : 200 000. Листы N-41-II, VIII. Т. 1–2. – Челябинск, 2001.
46. *Боякова В. Д., Потехина Т. Н., Пойда А. Л.* Отчет о результатах доразведки и подсчета запасов Сугоякского угленосного района Челябинского бурого угольного бассейна в 1960 году. Т. 1–4. – Ст. Козырево, 1961.

47. Боякова В. Д., Юкляевских В. В. Изучение стратиграфии рэтских отложений восточного склона Урала и изучение главнейших опорных разрезов триасовых отложений восточного склона Урала. Т. 1–3. – Челябинск, 1965.
48. Бронникова Н. Ю., Брюханцев Б. М., Петропавлов В. П. и др. Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Малая Караболка Челябинской области (1979–1980 гг.). Т. 1. – Свердловск, 1980.
49. Бронникова Н. Ю., Митрофанова Н. В., Язвенко Ю. И. Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Караболка Челябинской области за 1979–1980 гг. Т. 1. – Свердловск, 1980.
50. Бронникова Н. Ю., Прилуков А. Д., Ульянов А. Г. Отчет о детальной разведке торфяного месторождения Сатанинское № 153 Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1979.
51. Брюханцев Б. М., Кавунков И. К., Якимов Ю. А. Геологический отчет о детальной разведке торфяного месторождения Сагаусты Д-129 Сосновского района Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1985.
52. Бурдина О. В., Грачев В. А., Сигов А. П. и др. Промежуточный отчет I-ой Восточно-Уральской партии по геологосъемочным работам в Зауралье м-ба 1 : 500 000 за 1954 год. Т. 1–2. – Свердловск, 1955.
53. Василькова Н. А., Воленский Б. А., Киселева Р. А. Отчет о результатах изучения гидрогеологических условий Теча-Бродской структуры для обоснования мероприятий по защите окружающей среды на предприятии п/я А-7564. Т. 1. – М., 1987.
54. Верховцев В. А. и др. Отчет о тематических исследованиях, проведенных в 1958 году в Восточном Зауралье. Т. 1. – Свердловск, 1959.
55. Вершинин А. С., Селецкий П. К., Шумиловских А. Н. Сводный отчет о поисках теллурических месторождений на площади Челябинской гранитной интрузии в 1948–1953 гг. Т. 1–2. – Свердловск, 1954.
56. Волков В. В. Отчет о результатах геологоразведочных работ на Сугоякском месторождении кварцевых стекловых песков (Красноармейский район Челябинской области). Т. 1. – Свердловск, 1949.
57. Глаголев А. В. Отчет о результатах специальных гидрогеологических исследований на территории предприятия п/я 7564 в районе Теча-Бродской структуры. Т. 1–2. – Александров, 1993.
58. Глебов Р. Н. Результаты ревизионно-поисковых работ на Урале в западной части Уралтауского антиклинория, Коневском антиклинории, Каменском синклинории и на площади Султаевского гранитного массива. Т. 1. 1964.
59. Грехова Н. М. Геологический отчет о детальной разведке торфяного месторождения Клюквенное № 435 Кунашакского района. Т. 1. 1997.
60. Грехова Н. М. Геологический отчет о детальной разведке торфяного месторождения Темряское Кунашакского района. Т. 1. 1997.
61. Гусев В. А., Венько Н. И. и др. Результаты специализированных гидрогеологических исследований в районе Теча-Бродской структуры (Отчет по работам 1961–1965 гг.). Т. 1. – М., 1965.
62. Даниленко А. К. Материалы рекогносцировочной разведки торфяного месторождения Сасык-Куль Д-57 Кунашакского района Челябинской области. Т. 1. 1933.
63. Дегтярева Н. А., Калинин П. П. и др. Промежуточный отчет по поисковым работам, проведенным Султановской партией в 1957–1958 гг. Т. 1. – Челябинск, 1959.
64. Дикушин Г. А. и др. Геологический отчет по работам Московской партии за 1951 г. Т. 1. – Свердловск, 1952.
65. Добашина Ж. И. Ревизионно-обследовательские работы на месторождениях строительных материалов Челябинской области по состоянию на 01.01.1993 г. Т. 1–3. – Челябинск, 1995.
66. Добашина Ж. И. Отчет о результатах детальной разведки месторождения строительных песков Нагорное в Сосновском районе Челябинской области, проведенной Южно-Уральским государственным геологическим предприятием в 1995–1996 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1996 г. Т. 1–2. – с. Долгодеревенское, 1996.
67. Добашина Ж. И. Отчет о результатах доразведки восточного фланга блока 5-С, месторождения гравийно-песчаной смеси «Хлебороб-2» в Красноармейском районе Челябинской области с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1999 г. Т. 1–2. – с. Долгодеревенское, 1999.
68. Жилин И. В., Плохих Н. А., Плохих Г. П. и др. Физико-геологическое изучение и моделирование ультраосновных массивов в Челябинской области для оценки их хромитонности с подсчетом прогнозных ресурсов. Т. 1–3. – Челябинск, 1993.
69. Жуков Н. К. Отчет о поисковой разведке участка Северо-Сугоякского, Сугоякского угленосного района Челябинского бурогоугольного бассейна. Т. 1–2. – Челябинск, 1954.
70. Жуков О. В. Заключение о поисковой разведке участка Затеченского. Т. 1–2. – Челябинск, 1954.
71. Жуков О. В. и др. Сугоякский-III (Южно-Баландинский № 1) и Сугоякский-IV (Южно-Баландинский № 2) участки в Сугоякском угленосном районе Челябинского бурогоугольного бассейна (Геологическое описание и подсчет запасов бурого угля по состоянию на 01.01.1956 г.). Т. 1–2. – Челябинск, 1955.
72. Жуков О. В., Тихоступ П. Д. Отчет о поисках на участке Западно-Сугоякском Сугоякского угленосного района Челябинского бурогоугольного бассейна. Т. 1. – Челябинск, 1957.
73. Захарьевич А. Н., Фофин С. В., Барер М. И. и др. Отчет о результатах поисковых работ по изучению перспектив угленосности на Южно-Сугоякском участке Челябинского бурогоугольного бассейна, проведенных Ключевской ГРП в 1986–1988 гг. Т. 1. – Челябинск, 1988.
74. Зобин Б. А. Отчет о геолого-поисковых работах на медные руды на Мичуринском, Восточно-Томинском и Баландинском участках в Сосновском районе Челябинской области, проведенных Ключевской ГРП в 1961 г. Т. 1. – Челябинск, 1962.
75. Илларионов В. Д. и др. Систематизация данных о естественной радиоактивности Челябинской области (Отчет о результатах НИР за 1991–1993 гг.). Т. 1. – Екатеринбург: Фонды ОК Экологии и природопользования, 1993.

76. *Изварин В. А.* Отчет о разведке песка в районе в районе разъезда № 6 ЮУЖД (урочище «Хлебороб») (подсчет запасов произведен по состоянию на 01.07.1957 г.). Т. 1. – Челябинск, 1959.
77. *Изварин В. А. и др.* Отчет о результатах поисков подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения объектов совхоза «Береговой». Т. 1. 1985.
78. *Кавунков И. К., Кудряшов А. Ю., Михайлова С. П. и др.* Геологический отчет о детальной разведке торфяного месторождения Бол. Сагаусты № Д-130 Сосновского района Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1985.
79. *Какорин В. И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, предварительной и детальной разведки на Куяшском участке кирпичных глин в Кунашакском районе Челябинской области, проведенных Южно-Уральским ГПП в 1992–1994 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1994 г. Т. 1–2. – Челябинск, 1994.
80. *Какорин В. И., Какорина А. В.* Отчет о результатах поисков каолинов в Кыштымском каолиноносном районе Челябинской области, проведенных Южно-Уральским ГПП в 1993–1999 гг. Т. 1. – Челябинск, 2000.
81. *Какорина А. В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на глинистое сырье для Есаульского кирпичного завода, проведенном на Ужовском месторождении кирпичных глин в Сосновском районе Челябинской области Сосновским филиалом ГУП «Южуралгеологоразведка» в 1997–2001 гг. Т. 1. – с. Долгодеревенское, 2002.
82. *Кальсин Г. В., Пужаков Б. А., Кузнецов Н. С. и др.* ГМК-200 листа N-41-II (Кунашакская площадь). Т. 1–4. 2010.
83. *Кашубин С. Н. и др.* Совершенствование способов глубинных сейсмических исследований анизотропных сред и их использование при изучении сейсмоактивных зон Урала (Отчет о тематических работах партии ГСЗ за 1995–1998 гг.). Т. 1. – пос. Шеелит, 1998.
84. *Киреев И. М.* Материалы рекогносцировочной разведки торфяного месторождения Сикайское № д-53, расположенного в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1936.
85. *Козырев Е. И., Назаров А. И.* Отчет о геофизических работах по Теченскому профилю в Аргаяшском и Сосновском районах Челябинской области в 1975–1976 гг. Т. 1. – пос. Шеелит, 1977.
86. *Колчин А. А.* Отчет по детальной разведке Южно-Султаевского месторождения облицовочных гранитов в Сосновском районе Челябинской области, проведенной Южно-Уральской ГРП в 1978–1987 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1987 г. Т. 1–6. – Челябинск, 1987.
87. *Колчин А. А.* Отчет по детальной разведке Султаевского месторождения гранитов в Сосновском районе Челябинской области, проведенной Южно-Уральской ГРП в 1989 году с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1990 г. Т. 1–2. – Челябинск, 1990.
88. *Колчина Л. А.* Отчет по детальной разведке Уелгинского месторождения строительного камня в Кунашакском районе Челябинской области с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1990 г., выполненной Южно-Уральской ГРП в 1988–1990 гг. Т. 1–3. – с. Долгодеревенское, 1990.
89. *Колчина Л. А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ и детальной разведке Агашкульского месторождения блочного камня в Сосновском районе Челябинской области, проведенных Южно-Уральским ГРП в 1992–1993 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1993 г. Т. 1–2. – с. Долгодеревенское, 1993.
90. *Колчина Л. А., Долматов Т. С. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на строительный камень на Кунашакской площади в Кунашакском районе Челябинской области, выполненных Южно-Уральской ГРП в 1985–1987 гг. Т. 1. – Челябинск, 1987.
91. *Коновалов Н. А.* Отчет о работах по изучению рудовмещающих пород Теченского железорудного месторождения с целью использования их для производства щебня, проведенных Южно-Уральской партией в 1971–1972 гг. Т. 1. – Челябинск, 1972.
92. *Коновалов Н. А., Титов А. Г. и др.* Отчет о результатах поисковых работ м-ба 1 : 25 000 на железные руды на Кульмяковском и Маскайском участках, проведенных в Кунашакском и Чебаркульском районах Челябинской области в 1971–1973 гг. Т. 1–2. – Челябинск, 1973.
93. *Коновалов Н. А., Плохих Н. А.* Отчет о поисковых работах на железные руды в Кунашакском районе Челябинской области, проведенных в 1964–1974 гг. Т. 1–3. – Челябинск, 1974.
94. *Коновалов Н. А., Белгородский Е. А. и др.* Отчет по общим поискам медных руд на Тептяргинской площади, проведенным в Аргаяшском и Сосновском районах Челябинской области в 1978–1980 гг. Т. 1. – Челябинск, 1980.
95. *Коровко А. В., Двоеглазов Д. А., Кузовков Г. Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII. Т. 1–2. – Верхняя Пышма, 2000.
96. *Котов В. Ф., Григорьева В. А. и др.* Отчет о поисково-ревизионных работах на редкие металлы, проведенных в 1967–1968 гг. на Санарском (южная часть), Ахуново-Карагайском и Султаевском гранитных массивах в Троицком, Верхнеуральском, Сосновском и Уйском районах Челябинской области. Т. 1. – Челябинск, 1969.
97. *Котов В. Ф., Кнышева Н. И., Горячкина Т. И.* Определение оптимальных направлений дальнейшего развития минерально-сырьевой базы (уголь) на территории Челябинской области. Т. 1. – Челябинск, 1998.
98. *Кудряшов А. Ю.* Геологический отчет о предварительной разведке озерного месторождения сапропеля Пороховое Каслинского района Челябинской области. Т. 1. – Екатеринбург, 1992.
99. *Кудряшов А. Ю.* Геологический отчет о предварительной разведке озерного месторождения сапропеля Абаткуль Кунашакского и Красноармейского районов Челябинской области. Т. 1. – Екатеринбург, 1992.
100. *Кузнецов Н. С.* Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листа N-41-VIII (новая серия). Челябинская площадь. Т. 1–3. – Челябинск, 1999.
101. *Кузнецов Н. С., Савельев В. П.* Информационный отчет по объекту: Геологическая съемка, геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа N-41-II (новая серия). Кунашакская площадь. Т. 1–2. – Челябинск, 2002.

102. *Кузнецов Н. С.* Геологическая съемка, ГДП-200 N-41-I (Кыштымская площадь). Т. 1–2. – Челябинск, 2009.
103. *Куклин Н. В., Олерская Р. С., Бондарева Т. И. и др.* Металлогеническая карта Урала по редким металлам м-ба 1 : 500 000. Т. 1–2. – Свердловск, 1962.
104. *Латин И. Н., Евдокимов Н. С.* Отчет о детальной разведке участка Северо-Баландинского в Сугоякском угленосном районе Челябинского бурогольного бассейна. Т. 1–4. – Челябинск, 1954.
105. *Латин И. Н., Веселова Н. А., Латина Е. А. и др.* Сводный геологический отчет с подсчетом запасов по Сугоякскому угленосному району Челябинского бурогольного бассейна по состоянию на 01.01.1957 г. Т. 1–4. – Челябинск, 1957.
106. *Ласточкин В. А.* Краткая сводка нефтепроявлений Челябинского бурогольного бассейна. Т. 1. – Челябинск, 1958.
107. *Левит А. И., Левит Н. В., Малаева Л. А.* Районирование в масштабе 1 : 500 000 территории Челябинской области по устойчивости природной среды к антропогенным нагрузкам. Т. 1. – Челябинск: Фонды ЧелГУ, Спец. Центр «Аркаим», 1994.
108. *Логинов В. Н.* Материалы рекогносцировочной разведки торфяного месторождения Моянское № 53, расположенного в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1936.
109. *Лодочкиков.* Материалы по детальной разведке торфяного месторождения «Канавы» Сосновского района Челябинской области. Т. 1. – Челябинск, 1949.
110. *Локтин Н. Ф., Лобова Л. И.* Предварительный отчет о проведенных поисково-разведочных работах на олово в Челябинском районе. Т. 1–2. – Свердловск, 1938.
111. *Локтин Н. Ф., Лобова Л. И.* Отчет о поисково-разведочных работах на площади Челябинского гранитного массива за 1938–1939 гг. Т. 1–4. – Свердловск, 1943.
112. *Лямина.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Кульмяково, расположенного в Буринском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
113. *Лямина.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Темряское, расположенного в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
114. *Лямина.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Круглое, расположенного в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
115. *Макаров В. С., Титов А. Г.* Отчет о результатах поисков строительных песков на Челябинском участке в Челябинской области (Кунашакский, Сосновский, Красноармейский, Еткульский, Увельский и Пластовский районы), проведенных Южно-Уральской геологоразведочной партией в 1981–1984 гг. Т. 1–3. – Челябинск, 1984.
116. *Макаров В. С.* Отчет о предварительной разведке Теченского месторождения строительных песков в Кунашакском и Красноармейском районах Челябинской области, проведенной Южно-Уральской ГРП в 1988–1990 гг. Т. 1–2. – Челябинск, 1990.
117. *Мамаев Н. Ф.* Геологическая карта Урала м-ба 1 : 100 000 листа N-41-3 – в. п., N-41-4 з. п. (Отчет о работе Кунашакской геологосъемочной партии в 1949 году). Т. 1. – Свердловск, 1950.
118. *Мамаев Н. Ф.* Отчет о ревизионно-обследовательских работах на Зырянкульском меднорудном и Биктимировском вольфрамом месторождениях в 1950 году. Т. 1. – Свердловск, 1952.
119. *Мамаев Н. Ф., Пихтовникова Н. Н.* Геологическая карта Урала м-ба 1 : 100 000. Листы N-41-3 –з. п., N-41-4 –в. п., N-41-15 и N-41-16 (Отчет о работе Теченской геологосъемочной партии в 1950 году (Кунашакский район)). Т. 1. – Свердловск, 1951.
120. *Марков С. Н. и др.* Геология и ураноносность Карабольской площади (Отчет о результатах специализированного геологического картирования м-ба 1 : 5 000 в 1971 году партии № 71). Т. 1. – Свердловск, 1972.
121. *Марков С. Н., Бабаец В. П., Гончаров Е. Н.* Геология и ураноносность Челябинского бурогольного бассейна (Отчет о результатах работ партий № 71 и 8 Зеленогорской экспедиции за 1977–1980 гг. по объектам № 71-2, 8-5). Т. 1. – Свердловск, 1980.
122. *Митрофанова Н. В.* Геологический отчет о детальной разведке озерного месторождения сапропеля Тахталым (северная часть) Кунашакского района Челябинской области, проведенной в 1991–1992 гг. Т. 1. – Екатеринбург, 1992.
123. *Митрофанова Н. В.* Геологический отчет о детальной разведке озерного месторождения сапропеля Аксакуль Кунашакского района Челябинской области, проведенной в 1992 году. Т. 1. – Екатеринбург, 1992.
124. *Михайлова В. В. и др.* Отчет о детальной разведке озерного месторождения сапропеля Табаккуль Кунашакского района. Т. 1. – Свердловск, 1990.
125. *Михайлова С. П.* Геологический отчет о детальной разведке озерного месторождения сапропеля Суртаньш (северная часть) Кунашакского района Челябинской области, проведенной в 1992 году. Т. 1. – Екатеринбург, 1992.
126. *Михайлова С. П.* Геологический отчет о детальной разведке озерного месторождения сапропеля Кумкуль (юго-восточная часть) Кунашакского района Челябинской области, проведенной в 1991–1992 гг. Т. 1. – Екатеринбург, 1992.
127. *Мишунин В. К.* Гидрогеологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000, лист N-41-II (Кунашак) (Отчет о результатах работ Кунашакского отряда за 1970–1974 гг. (Кунашакский, Красноармейский, Сосновский, Аргашский и Каслинский районы Челябинской области)). Т. 1. 1974.
128. *Мокрушин К. В.* Отчет о геопроисловых работах на вольфраморуды, произведенных в Багарякском и Кунашакском районах Челябинской области в 1944 году. Т. 1. – Свердловск, 1945.
129. *Москвин.* Материалы рекогносцировочной разведки торфяного месторождения Шишма, расположенного в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1936.

130. *Наумов Г. В.* Отчет о результатах работ, проведенных буровой партией № 13 БГЭ в Кунашакском и Сосновском районах Челябинской области в 1957 году (Каинкульский, Теренкульский и Зырянкульский участки). Т. 1. – пос. Шеелит, 1958.
131. *Носаль В. И., Бочкарев В. С.* Геологическое строение и перспективы нефтеносности Челябинского бу-роугольного бассейна. Т. 1. – Свердловск, 1960.
132. *Нояксова Л. Д.* Гравиметрическая карта масштаба 1 : 200 000. Условный уровень. Лист N-41-II. Объ-яснительная записка (Баженовская геофизическая экспедиция). Т. 1. – пос. Заречный, 2002.
133. *Обухова В. С., Степанова Н. В. и др.* Прогнозная карта на золото по Багарякскому и Челябинскому золотоносным районам Челябинской области м-ба 1 : 200 000. Листы N-41-XXXII – ю. п., N-41-II, VIII, XIV – з. п. Т. 1–2. – Челябинск, 1970.
134. *Овчинников В. В.* Отчет о детальной разведке Долгодеревенского месторождения кирпичных глин, проведенной в 1955 году в Сосновском районе Челябинской области. Т. 1. – Челябинск, 1957.
135. *Округин А. В., Шевелев А. П., Грехова Н. М.* Геологический отчет о детальных поисках группы № 3 озерных месторождений сапропеля Челябинской области, проведенных в 1991–1992 гг. Т. 1–5. – Екатеринбург, 1992.
136. *Олерская Р. С., Фролов С. М., Покровский П. В.* Промежуточный отчет Багарякского геолого-поискового отряда о результатах работ на редкие металлы в Багарякском районе Челябинской области за 1955 год. Т. 1. – Свердловск, 1956.
137. *Павленин Ю. Н.* Сводный отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Сугоякском место-рождении кварцевых песков (Подсчет запасов произведен по состоянию на 01.04.1959 г.). Т. 1–2. – Челябинск, 1959.
138. *Павлова Н. А.* Отчет о доразведке торфяного месторождения Сейдикуль № 73 (Кунашакский район). Т. 1. – Свердловск, 1979.
139. *Петров Г. А.* Создание комплекта государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа О-41 – Екатеринбург // Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 по Северо-Западному, Уральскому, Западно-Сибирскому, Средне-Сибирскому и Дальневосточному регионам за 2007–2009 гг. Т. 1–2. – Екатеринбург, 2009.
140. *Петров Г. К., Плохих Г. П. и др.* Отчет о результатах общих поисков железных руд на Уелгинско-Кирдинском участке в Сосновском и Кунашакском районах Челябинской области и Катайском районе Курган-ской области в 1976–1978 гг. Т. 1–2. – Челябинск, 1978.
141. *Пихтовникова Н. Н.* Отчет о поисковых работах в районе Теченского железорудного месторождения, проведенных в 1951 году в Кунашакском и Аргаяшском районах Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1952.
142. *Плотников С. Н., Плотникова Е. В. и др.* Отчет о детальной разведке Теченского комплексного желе-зо-кобальтового месторождения за время с 1951–1956 гг. Т. 1–19. – Свердловск, 1956.
143. *Подсвилов Ю. П.* Отчет о результатах поисковых, оценочных и разведочных работ на Худайбердин-ском участке строительного камня (известняк) с подсчетом запасов их состоянию на 01.06.2008 г. Т. 1. – Челя-бинск, 2008.
144. *Поплавская Н. Л.* Отчет о геофизических работах, проведенных с целью поисков никеля в Аргаяш-ском и Сосновском районах Челябинской области в 1966 году. Т. 1. – Челябинск, 1967.
145. *Поплавская Н. Л. и др.* Отчет о результатах геофизических исследований м-ба 1 : 10 000, проведенных в Аргаяшском и Сосновском районах Челябинской области в 1975–1977 гг. Т. 1. – Челябинск, 1978.
146. *Попов Б. А., Свешников В. А., Чистяков Н. В. и др.* Отчет о поисково-разведочных работах на берил-ловые руды в пределах южной части Шилово-Конёвской гранитной интрузии, проведенных в 1956–1957 гг. Т. 1. – Свердловск, 1958.
147. *Попова Т. А.* Систематизация и обобщение геохимической информации по Восточно-Уральскому про-гибу и Зауральскому поднятию в пределах Челябинской области. Т. 1. – Челябинск, 1999.
148. *Порошина Н. И.* Детальная разведка Куяшского месторождения кирпичных глин в Кунашакском рай-оне Челябинской области (Отчет Уральской ГП по работам за 1995 год с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1997 г.). Т. 1. – Екатеринбург, 1997.
149. *Потехина Т. Н., Козяр Н. М.* Отчет о результатах поисковой разведки Сугоякского месторождения строительных песков, проведенной в 1963–1964 гг. Т. 1. – Челябинск, 1965.
150. *Прямыков К. М. и др.* Отчет по поисковым работам на никелевые и медные руды, проведенным в 1967–1968 гг. в Аргаяшском и Сосновском районах Челябинской области. Т. 1. 1971.
151. *Прямоносов П. С., Нечаев П. В.* Металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала м-ба 1 : 500 000. Т. 1–5. – Свердловск, 1962.
152. *Пушкаев Б. А.* Создание комплекта государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 ли-ста N-41 – Челябинск // Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 листов N-40, N-41, M-40, M-41, R-51, M-52, O-57, O-58. Т. 1–4. – Челябинск, 2010.
153. *Разумов Ю. Н., Хайбрахманов А. Х.* Западно-Султаевское месторождение гранитов в Челябинской об-ласти (Сосновский район) (Подсчет запасов строительного (бортового) камня по состоянию на 01.09.1982 г. по результатам детальной разведки, произведенной Южно-Уральской ГРП в 1978–1982 гг.). Т. 1–5. – Челябинск, 1982.
154. *Рапопорт М. С., Ананьева Е. М. и др.* Карта гранитоидных формаций Восточно-Уральского поднятия и прилегающих районов м-ба 1 : 200 000 как основа для прогнозирования, связанного с гранитоидами оруде-нения (Отчет партии региональной геофизики за 1977–1981 гг.). Т. 1–3. – Свердловск, 1981.
155. *Рассохин В. Д.* Отчет о разведке Муслюмовского месторождения строительных песков и поисковых работах на пески, проведенных в 1953–1955 гг. в районе ст. Полетаево, Муслюмово и Потанино в Челябинской области (Кунашакский район). Т. 1–2. – Свердловск, 1954.

156. *Рассохин В. Д.* Отчет о разведке Муслюмовского месторождения кирпичных глин Кунашакского района Челябинской области (Запасы по состоянию на 01.01.1954 г.). Т. 1–2. – Свердловск, 1953.
157. *Ретнев М. П.* Сосновское месторождение железистых бокситов в Челябинской области (Отчет о результатах геологоразведочных работ за 1949–1951 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1952 г.). Т. 1–4. – пос. Сосновка, 1951.
158. *Савинков В. И., Ранин Э. М.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Челябинской области (по состоянию на 01.01.1998 г.). Т. 1–3. – Челябинск, 1998.
159. *Саранин, Узбеков М. Р.* Отчет и проект о разведке Прохоровского месторождения строительных песков. Т. 1. 1933.
160. *Свешников В. А. и др.* Отчет о геолого-поисковых работах на редкие металлы в Каслинском и Кунашакском районах Челябинской области и Белоярском районе Свердловской области. Т. 1–3. – Челябинск, 1965.
161. *Свешников В. А., Каменев А. В.* Отчет о геолого-поисковых работах на редкие металлы в Каслинском и Кунашакском районах Челябинской области и Белоярском районе Свердловской области. Т. 1. – Челябинск, 1968.
162. *Серов Г. С., Коновалова Р. К. и др.* Отчет о поисках строительного камня на Сосновском участке в Сосновском районе Челябинской области за 1976–1977 гг. Южно-Уральской геологоразведочной партии. Т. 1–3. – Челябинск, 1977.
163. *Серов Г. С., Пономаренко А. Т.* Справочник по месторождениям неметаллических полезных ископаемых и минеральных строительных материалов Челябинской области (по состоянию на 01.01.1965 г.). Т. 1–3. – Челябинск, 1967.
164. *Сивов В. С., Веретенникова А. С. и др.* Султановское медно-колчеданное месторождение (Результаты геологоразведочных работ за 1954–1959 гг. и подсчет запасов). Т. 1–19. – Челябинск, 1960.
165. *Сигов А. П., Бурдина О. В., Грачев В. А. и др.* Отчет о геологосъемочных работах в м-бе 1 : 500 000 и поисках титановых россыпей на территории Южного Зауралья в 1955 году. Т. 1–2. – Свердловск, 1956.
166. *Сигов А. П., Бурдина О. В., Волоскова Е. Я. и др.* Отчет по геологическому картированию мезокайнозойских отложений в м-бе 1 : 500 000 и рекогносцировочным поискам на титан в равнинной части восточного склона Южного Урала и изучению материалов структурно-поискового бурения, проведенного в Южном Зауралье. Т. 1–3. – Свердловск, 1957.
167. *Смирнов Б. М.* Прохорово-Баландинское месторождение мрамора на Южном Урале (Промышленный отчет о геологоразведочных работах 1931 года). Т. 1. – Свердловск, 1931.
168. *Смирнов Б. М.* Прохорово-Баландинское месторождение мрамора (Подсчет запасов Баландинского участка месторождения по состоянию на 01.07.1949 г.). Т. 1. – Свердловск, 1948.
169. *Смирнова В., Акоченок Т. И.* Материалы детальной разведки торфяного месторождения Булатовское, расположенного в Сосновском районе Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1965.
170. *Сотников П. М., Коновалова М. А.* Отчет о результатах поисково-предварительной разведки Сугоякского месторождения песков для пенобетона в Челябинской области за 1960–1962 гг. Т. 1. – с. Еманжелинка, 1964.
171. *Спичкова М. В.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Ибрагимовского № 74, расположенного в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
172. *Талалаева Н. Я.* Отчет о детальной геологической разведке Худайбердинского месторождения известняков Аргаяшского района Челябинской области и подсчет запасов на 01.10.1957 г. Т. 1. – Ростов-на-Дону, 1956.
173. *Тараканов Ф. Ф.* Отчет о результатах комплексной аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемки м-ба 1 : 25 000, выполненной на Кыштымской площади в 1992 году. Т. 1. 1993.
174. *Тевелев А. В., Кошелева И. А., Буриштейн Е. Ф. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIX. Объяснительная записка. Т. 1–2. 2001.
175. *Титов А. Г., Каменев А. В. и др.* Отчет о результатах поисковых работ м-ба 1 : 25 000 по оценке меденосности Тептяргинского участка южной части Каменской металлогенической зоны, проведенных в 1969–1971 гг. (Аргаяшский район Челябинской области). Т. 1–3. – Челябинск, 1972.
176. *Титов А. Г., Каменев А. В., Шадымова Л. Н.* Отчет о результатах поисковых работ на медные руды м-ба 1 : 25 000, проведенных на Касаргинском участке в 1972–1974 гг. Т. 1. – с. Долгодеревенское, 1974.
177. *Титов А. Г., Ромашова Л. Н. и др.* Отчет о поисково-разведочных работах на медные руды на Касаргинском участке и Султановском месторождении, проведенных Южно-Уральской ГРП и Каменской ГПП в 1974–1978 гг. (Сосновский и Аргаяшский районы Челябинской области). Т. 1–2. – Челябинск, 1978.
178. *Титов А. Г., Шадымова Л. Н., Поплавская Н. Л.* Отчет общих поисков медно-колчеданных руд на Кара-Кумляском участке в Аргаяшском и Сосновском районах Челябинской области, проведенных Южно-Уральской ГРП в 1979–1981 гг. Т. 1–2. – Челябинск, 1981.
179. *Тихоступ П. Д.* Отчет о поисковой разведке участка Западно-Сугоякского в Сугоякском угленосном районе Челябинского бурогоугольного бассейна. Т. 1–2. – Челябинск, 1954.
180. *Тихоступ П. Д.* Отчет по результатам поисковой разведки участка Сугоякский-III за 1957 г. (Сугоякский угленосный район, Челябинский бурогоугольный бассейн). Т. 1. – Челябинск, 1957.
181. *Тихоступ П. Д.* Отчет по результатам поисковой разведки участка Сугоякский-IX (бывший Восточно-Баландинский) за 1953–1955 гг. Сугоякского угленосного района Челябинского бурогоугольного бассейна. Т. 1. – Челябинск, 1957.
182. *Тихоступ П. Д.* Заключение о поисковой разведке участка Нагумановского в Сугоякском угленосном районе Челябинского бурогоугольного бассейна. Т. 1. – Челябинск, 1957.

183. *Тихоступ П. Д. и др.* Отчет о результатах детальной разведки на уголь на участке Сугоякский-VII в Сугоякском угленосном районе Челябинского бурогоугольного бассейна. Т. 1. – Челябинск, 1958.
184. *Тихоступ П. Д., Корсакова Т. Н.* Отчет о поисковой разведке на уголь на участке Восточно-Сугоякском в 1954–1957 гг. Сугоякского угленосного района Челябинского бурогоугольного бассейна. Т. 1. 1958.
185. *Толстикова Н. М. и др.* Генеральный проект поисковых работ на медь по Южному окончанию Каменской меднорудной металлогенической зоны. Листы О-41-XXXII, N-41-II. Т. 1–2. – Челябинск, 1967.
186. *Тонкушина Е. Г., Ваулина М. Б., Гаева Л. А.* Отчет о детальной разведке Урефтинского месторождения декоративной брекчии на блоки и щебень в Челябинской области, проведенной в 1976–1985 гг. (Подсчет запасов произведен по состоянию на 01.01.1985 г.). Т. 1–7. – Свердловск, 1985.
187. *Тонкушина Е. Г., Гаева Л. А.* Отчет о детальной разведке Ново-Баландинского месторождения мрамора на щебень декоративный в Челябинской области, проведенный в 1975 году с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1988 г. Т. 1–5. – Свердловск, 1987.
188. *Торгашев И.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Зюзельское, расположенного в Аргаяшском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
189. *Торгашев И.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Надыровское № д-59, расположенного в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
190. *Туаев Н. П.* Геологическое строение и оценка перспектив нефтеносности Челябинского грабена (Отчет по теме № 358-360). Т. 1. – Л., 1955.
191. *Тусевич О. А.* Изучение свойств и распределение одного из элементов в бурых углях. Т. 1–2. – Челябинск, 1957.
192. *Уланова Н. И.* Мониторинг опасных экзогенных, эндогенных процессов и загрязнения окружающей среды за 1999 год. Т. 1. – Челябинск, 2000.
193. *Уткина Л. И.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения «По р. Теча», расположенного в Аргаяшском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
194. *Уткина Л. И.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Пороховое, расположенного в Багарякском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
195. *Уткина Л. И.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения Горелое, расположенного в Буринском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
196. *Уткина Л. И.* Материалы маршрутной разведки торфяного месторождения «У дороги», расположенного в Буринском районе Челябинской области. Т. 1. – Пенза, 1952.
197. *Федорова И. Б., Григорьева Г. Г. и др.* Условия образования и перспективы выявления промышленного медно-порфирового оруденения в отдельных районах Среднего и Южного Урала (Кунашакский и Сосновский районы Челябинской области и Свердловская область). Т. 1. – Свердловск, 1973.
198. *Фролова А. А., Акоченок Г. И., Ваулин Н. П.* Материалы детальной разведки торфяного месторождения Талгайды, расположенного в Аргаяшском районе Челябинской области. Т. 1. – Свердловск, 1966.
199. *Цепелевич Т. Ю.* Отчет по государственному учету подземных вод и их использованию за 2008 год по Челябинской области. Т. 1. – Челябинск, 2009.
200. *Чередниченко В. А.* Отчет о результатах гидрогеологических поисково-разведочных работ на Султановском участке, расположенном в Кунашакском муниципальном районе Челябинской области, с подсчетом запасов подземных вод по состоянию на 01.06.2009 г. Т. 1. – Челябинск, 2009.
201. *Чернов Ю. П., Нусратуллин В. И. и др.* Отчет о поисковых работах на никелевые руды в Кунашакском и Сосновском районах Челябинской области в 1964–1965 гг. Т. 1. – Челябинск, 1965.
202. *Черныш Г. Ю.* Отчет о результатах геофизических исследований на медь, проведенных Касаргинской партией ЧГЭ в Аргаяшском районе Челябинской области в 1967 году (Касаргинский и Тептяргинский участки). Т. 1. 1968.
203. *Черныш Г. Ю. и др.* Отчет о результатах геофизических исследований на медь, проведенных Касаргинской партией ЧГЭ в Кунашакском районе Челябинской области в 1968–1969 гг. Т. 1. 1970.
204. *Чистяков Н. В., Белозерова М. А., Белковский А. И. и др.* Отчет Пороховской партии за 1963 год о поисковых работах на редкие металлы в южной части Шилово-Конёвской гранитной интрузии. Т. 1. – Свердловск, 1964.
205. *Шабанова Н. Н., Пургаев Ф. Я.* Отчет о результатах работ методом искусственного подмагничивания с целью разбраковки магнитных аномалий в пределах Алапаевско-Теченской железорудной зоны в 1975–1976 гг. Т. 1. – пос. Новосинеглазово, 1977.
206. *Шагина Р. М., Рапопорт М. С., Турбанова Л. И.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист N-41-II. Объяснительная записка. Т. 1. – Челябинск, 1988.
207. *Шахматова И. А., Конопелько Л. И.* Отчет о переоценке запасов облицовочных мраморов Прохорово-Баландинского месторождения на блоки, щебень и песок декоративные по новым ГОСТам для Прохорово-Баландинского рудоуправления в Сосновском районе Челябинской области с пересчетом запасов по состоянию на 01.01.1984 г. Т. 1–2. – Свердловск, 1984.
208. *Шахматова И. А., Конопелько Л. И., Федорчук Н. С.* Отчет о поисках и разведке Канзафаровского месторождения строительного камня в Кунашакском районе Челябинской области с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1985 г. Т. 1–2. – Свердловск, 1985.
209. *Ширяева А. В.* Информационный отчет: Ведение государственного мониторинга экзогенных геологических процессов на территории Челябинской области на 2000–2002 гг. Т. 1. 2002.
210. *Шитова Т. Т.* Оценка минерально-сырьевой базы административных территорий Челябинской области (по состоянию на 01.01.2000 г.). Т. 1. – Челябинск, 1999.
211. *Шмелев А. В.* Отчет о доразведке месторождения гравийно-песчаной смеси «Хлебороб-2», расположенного в Красноармейском районе Челябинской области (по работам 1986–1988 гг.). Т. 1–3. – М., 1988.

212. *Шуб В. С.* Составление карты прогноза на золото м-ба 1 : 500 000 листов N-41-B, N-41-Г – в. п., N-41-A и оценки золотоносности отдельных районов, месторождений в более крупном масштабе (Отчет Уральского ПСП за 1986–1988 гг.). Т. 1–5. – Свердловск, 1988.
213. *Шуб И. З., Морозов В. Н., Синецких С. С., Гагин С. И., Волоскова С. Я.* Отчет Миасского геоморфологического отряда по результатам полевых работ за 1968–1969 гг. Листы О-41-123, 124, 135, 136; N-41-3, 4. Т. 1–2. – Свердловск, 1970.
214. *Шуб И. З., Гагин С. И., Поваренкин В. С. и др.* 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. 1–3. – Свердловск, 1977.
215. *Шумский.* Материалы детальной разведки торфяного месторождения Сосновое, оно же Сейдикуль № 73 в Кунашакском районе Челябинской области. Т. 1. 1932.
216. *Шумский.* Материалы рекогносцировочной разведки торфяного месторождения Исток № д-54 Кунашакского района Челябинской области. Т. 1. 1933.
217. *Шулькин Е. П.* Составление комплекса геологических и геофизических карт м-ба 1 : 50 000 по территории деятельности ПО «Маяк» (Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических работ м-ба 1 : 50 000 по договору № ДН 9221). Т. 1. – Челябинск, 1993.
218. *Юшков Ю. Н.* Общие и детальные геохимические поиски сульфидных и редкометалльных месторождений на Среднем Урале (Отчет Уральской опытно-методической геохимической партии о результатах поисковых работ за 1985–1987 гг.). Т. 1. – Свердловск, 1987.
219. *Юшков Ю. Н., Обухова В. С.* Геохимические поиски медных руд в Султановском медном районе в 1971–1972 гг. (Кунашакский район Челябинской области). Т. 1. – Челябинск, 1973.
220. *Юшков Ю. Н., Егоров А. Н. и др.* Отчет геохимического отряда Челябинской ПСП по литохимическим поискам медных руд масштаба 1 : 25 000 на Северо-Касаргинском и Кулуевском участках в 1973–1976 гг. (Аргаяшский и Сосновский районы Челябинской области). Т. 1–2. – Челябинск, 1976.
221. *Яковлев П. М., Новиков В. Д.* Отчет об обследовании старых медных рудников и некоторых месторождений меди партией Уральского отделения треста «Цветметразведка» в 1938 г. Т. 1. – Свердловск, 1938.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения доюрской погребенной поверхности листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название месторождения (участка) | Тип (К – коренное, Р – россыпное) | Номер по списку использованной литературы | Примечание, состояние эксплуатации |
|---|----------------|--|-----------------------------------|---|------------------------------------|
| ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Твердые горючие ископаемые | | | | | |
| <i>Уголь бурый</i> | | | | | |
| IV-3 | 7 | Сугоякский-VI | К | [69] | Разведано |
| IV-3 | 8 | Сугоякский-VII | К | [183, 97] | Разведано |
| IV-3 | 10 | Западно-Сугоякский | К | [72] | Разведано |
| IV-3 | 11 | Сугоякский-1-2 | К | [46] | Разведано |
| IV-3 | 14 | Сугоякский-V | К | [71, 104] | Разведано |
| IV-3 | 16 | Сугоякский-IX | К | [181] | Разведано |
| IV-3 | 18 | Сугоякский-IV | К | [71, 73] | Разведано |
| МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Черные металлы | | | | | |
| <i>Железо</i> | | | | | |
| I-2 | 1 | Зырянкульское | К | [118] | |
| I-2 | 6 | Кульмяковское | К | [117] | |
| III-2 | 1 | Теченское | К | [142, 43] | Эксплуатируется |
| III-2 | 2 | Таскинское | К | [142, 43] | Разведано |
| Цветные металлы | | | | | |
| <i>Медь, цинк</i> | | | | | |
| III-3 | 3 | Султановское | К | [164] | Подготовка к освоению |
| Благородные металлы | | | | | |
| <i>Золото</i> | | | | | |
| IV-2 | 14 | Прохоровская | Р | [133] | |
| IV-2 | 19 | Шигаевская | Р | [133] | |
| НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Строительные материалы | | | | | |
| <i>Магматические породы</i> | | | | | |
| <i>Кислые интрузивные породы (гранит и др.)</i> | | | | | |
| I-2 | 19 | Сарыкаевское | К | [90] | Разведано |
| I-2 | 21 | Тюляковское | К | [90] | Разведано |
| I-3 | 1 | Буринское | К | [90] | Разведано |
| III-2 | 7 | Агашкульское | К | [89] | Эксплуатируется |
| IV-2 | 1 | Западно-Султаевское | К | [153] | Эксплуатируется |
| IV-2 | 3 | Южно-Султаевское | К | [86] | Эксплуатируется |
| IV-2 | 4 | Султаевское | К | [87] | Эксплуатируется |
| IV-2 | 18 | Прохорово-Баландинское | К | [19] | Эксплуатируется |
| <i>Средние интрузивные породы (диорит)</i> | | | | | |
| III-2 | 5 | Сосновское | К | [162] | Разведано |
| <i>Эффузивные породы (основные)</i> | | | | | |
| II-2 | 1 | Уелгинское | К | [88] | Эксплуатируется |
| <i>Основные интрузивные породы (габбро)</i> | | | | | |
| II-3 | 2 | Канзафаровское | К | [208] | Эксплуатируется |
| <i>Карбонатные породы</i> | | | | | |
| <i>Мраморы</i> | | | | | |
| IV-2 | 5 | Ново-Баландинское | К | [187] | Резервное |
| IV-2 | 11 | Прохорово-Баландинское | К | [207] | Резервное |
| <i>Брекчия декоративная</i> | | | | | |
| IV-2 | 6 | Урефтинское | К | [186] | Резервное |
| <i>Известняк</i> | | | | | |
| III-1 | 1 | Худайбердинское | К | [172, 143] | Эксплуатируется |
| IV-2 | 12 | Баландинское | К | [34] | Разведано |
| ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ | | | | | |
| Питьевые пресные воды | | | | | |
| I-2 | 5 | Южно-Каменское (Береговой уч.) | | [199] | Разведано |
| III-3 | 2 | Муслумовское | | [199] | Разведано |
| IV-1 | 6 | Бежин луг | | [199] | Разведано |
| IV-3 | 13 | Сугоякское (Западно-Сугоякский уч.) | | [199] | Эксплуатируется |

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название месторождения | Тип (К – коренное, Р – россыпное) | Номер по списку использованной литературы | Примечание, состояние эксплуатации |
|--|----------------|--|-----------------------------------|---|------------------------------------|
| МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Черные металлы | | | | | |
| <i>Железо</i> | | | | | |
| I-2 | 22 | Ново-Казакбаевское | К | [117] | Отработано |
| Цветные металлы | | | | | |
| <i>Алюминий</i> | | | | | |
| IV-2 | 24 | Сосновское | К | [157] | Разведано |
| НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Строительные материалы | | | | | |
| <i>Глинистые породы</i> | | | | | |
| <i>Глины кирпичные</i> | | | | | |
| II-1 | 12 | Куяшское-II | К | [148] | Эксплуатируется |
| II-2 | 4 | Канзафаровское | К | [23] | Разведано |
| IV-1 | 7 | Ужовское | К | [81] | Разведано |
| <i>Обломочные породы</i> | | | | | |
| <i>Песок строительный</i> | | | | | |
| I-3 | 5 | Карабольское | К | [115] | Разведано |
| III-3 | 14 | Теченское | К | [116] | Разведано |
| III-3 | 15 | Муслюмовское-II | К | [115] | Разведано |
| III-3 | 16 | Муслюмовское | К | [155] | Резервное |
| III-4 | 2 | Султановское | К | [116] | Разведано |
| IV-3 | 22 | Дубровское | К | [115] | Разведано |
| IV-3 | 23 | Урочище «Хлебороб» | К | [76] | Отработано |
| IV-3 | 25 | «Хлебороб-2» | К | [211] | Эксплуатируется |
| IV-3 | 26 | «Южный хлебороб» | К | [115] | Разведано |
| IV-3 | 30 | Нагорное | К | [66] | Эксплуатируется |
| Прочие ископаемые | | | | | |
| <i>Песок формовочный</i> | | | | | |
| IV-3 | 20 | Сугоякское-III | К | [149] | Разведано |
| IV-3 | 21 | Сугоякское-II | К | [170] | Разведано |
| <i>Песок стекольный</i> | | | | | |
| IV-3 | 31 | Сугоякское | К | [137] | Резервное |
| ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ | | | | | |
| Питьевые пресные воды | | | | | |
| II-3 | 3 | Кунашакское | | [199] | Разведано |
| III-3 | 13 | Султановское | | [200] | Эксплуатируется |
| IV-3 | 28 | Сугоякские шахты | | [199] | Эксплуатируется |

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на геологической карте четвертичных образований листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название месторождения | Тип (К – коренное, Р – россыпное) | Номер по списку использованной литературы | Примечание, состояние эксплуатации |
|-----------------------------------|----------------|--|-----------------------------------|---|------------------------------------|
| ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Твердые горючие ископаемые | | | | | |
| <i>Торф</i> | | | | | |
| I-1 | 13 | Малая Караболка | К | [48] | Разведано |
| I-1 | 14 | Темряское | К | [60] | Разведано |
| I-2 | 23 | Пороховое | К | [194] | Разведано |
| I-2 | 25 | Кульмяково | К | [112] | Разведано |
| I-2 | 26 | «У дороги» | К | [196] | Разведано |
| I-2 | 27 | Горелое | К | [195] | Разведано |
| I-2 | 28 | Караболка | К | [49] | Разведано |
| I-3 | 6 | Шишма | К | [129] | Разведано |
| I-4 | 4 | Моянское | К | [108] | Разведано |
| I-4 | 6 | Сикайское | К | [84] | Разведано |
| II-1 | 13 | Исток | К | [216] | Разведано |
| II-1 | 15 | Клюквенное | К | [59] | Разведано |
| II-2 | 5 | Круглое | К | [114] | Разведано |
| III-1 | 11 | Булатовское | К | [169] | Эксплуатируется |
| III-1 | 12 | Зюзельское | К | [188] | Разведано |
| III-1 | 13 | Сатанинское | К | [50] | Разведано |
| III-2 | 8 | По р. Теча | К | [193] | Разведано |
| III-2 | 9 | Надыровское | К | [189] | Разведано |
| III-2 | 10 | Ибрагимовское | К | [171] | Разведано |
| III-3 | 16 | Сасык-Куль | К | [62] | Разведано |
| III-3 | 18 | Сейдикуль | К | [138] | Разведано |
| IV-1 | 8 | Талгайды | К | [198] | Разведано |
| IV-2 | 28 | Бол. Сагаусты | К | [78] | Разведано |
| IV-2 | 29 | Клюквенное («Канавка») | К | [109] | Разведано |
| НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Строительные материалы | | | | | |
| <i>Глинистые породы</i> | | | | | |
| <i>Глины кирпичные</i> | | | | | |
| II-1 | 14 | Куяшское | К | [79] | Эксплуатируется |
| III-3 | 17 | Муслимовское | К | [156] | Разведано |
| IV-2 | 31 | Долгодеревенское | К | [134] | Разведано |
| <i>Обломочные породы</i> | | | | | |
| <i>Песок строительный</i> | | | | | |
| IV-2 | 30 | Прохоровское | К | [159] | Разведано |
| Прочие ископаемые | | | | | |
| <i>Сапропель</i> | | | | | |
| I-2 | 24 | оз. Пороховое | К | [98] | Разведано |
| I-4 | 5 | оз. Комкуль | К | [126] | Разведано |
| I-4 | 7 | оз. Тахталым | К | [122] | Разведано |
| I-4 | 8 | оз. Казакбай | К | [135] | Разведано |
| I-4 | 9 | оз. Абаткуль | К | [99] | Разведано |
| II-1 | 16 | оз. Суртаныш | К | [125] | Разведано |
| II-1 | 17 | оз. Башакуль | К | [135] | Разведано |
| II-2 | 6 | оз. Табаккуль | К | [124] | Разведано |
| II-4 | 2 | оз. Аксакуль | К | [123] | Разведано |
| III-3 | 19 | оз. Киржакуль | К | [135] | Разведано |
| IV-1 | 9 | Дербишевское (оз. Карагайкуль) | К | [135] | Разведано |
| IV-1 | 10 | оз. Кумкуль | К | [135] | Разведано |
| IV-2 | 27 | оз. Агашкуль | К | [135] | Разведано |

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения доюрской погребенной поверхности листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола | Номер по списку использованной литературы | Тип объекта, краткая характеристика |
|---------------------------------|----------------|--|---|---|
| ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | |
| Нефть и газ | | | | |
| <i>Нефть</i> | | | | |
| IV-3 | 2 | Проявление скв. 1406 | [106] | П. В интервале 216,2-236,8 м капли жидкой нефти в трещинах и пустотах разнородных песчаников триаса |
| IV-3 | 3 | Проявление скв. 1294 | [106] | П. В конгломератах и песчаниках триаса капли жидкой нефти и породы пропитанные нефтью |
| IV-3 | 5 | Проявление скв. 513, 525, 1001 | [106] | П. Примазки битума, капли жидкой нефти и участки пород пропитанных нефтью в конгломератах, песчаниках и алевролитах триаса |
| IV-3 | 9 | Проявление скв. 377 | [106] | П. В трещиноватых конгломератах и песчаниках триаса выделения нефти в виде капель и пятен |
| IV-3 | 17 | Проявление скв. 714 | [106] | П. В интервале 150,7-156,6 вскрыты конгломераты и песчаники триаса пропитанные нефтью |
| <i>Газ горючий</i> | | | | |
| IV-3 | 15 | Проявление скв. 628, 1060, 1072 | [106] | П. При проходке скважины отмечалось выделение свободного газа |
| МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | |
| Черные металлы | | | | |
| <i>Железо</i> | | | | |
| I-2 | 2 | Береговое | [92] | П. На площади магнитной аномалии вскрыты скарированные породы, среди которых залегают мартит-магнетитовые руды |
| I-2 | 12 | Речное | [92] | П. В эпицентре магнитной аномалии среди скарированных пород вскрыто тело мартит-магнетитовых руд |
| I-2 | 13 | Промежуточный | [92] | ПМ. В скарированных породах прожилково-вкрапленные и массивные мартит-магнетитовые руды |
| I-2 | 15 | Южно-Кульмяковское | [92] | П. На площади магнитной аномалии вскрыты эпидот-гранатовые скарны, содержащие тела магнетитовых руд |
| II-1 | 9 | Шарыпкульский | [32] | ПМ. В пределах магнитной аномалии вскрыты гранодиориты и порфириты с вкрапленностью магнетита |
| III-2 | 3 | Озерный | [31] | ПМ. В эпицентре магнитной аномалии вскрыты скарированные породы с вкрапленностью магнетита |
| III-2 | 4 | Правобережный | [31] | ПМ. В зоне экзоконтакта гранитного массива в ороговикованных породах вкрапленность магнетита |
| III-3 | 1 | Шугунякский | [63] | ПМ. В эпицентре магнитной аномалии вскрыты скарированные породы с вкрапленностью и маломощными (1,3 м) прослоями массивных магнетитовых руд |
| <i>Железо, хром</i> | | | | |
| IV-3 | 1 | Муртазинское | [39] | П. Среди серпентинитов тело хромит-магнетитовых руд |
| <i>Железо, титан</i> | | | | |
| I-4 | 1 | Буринское | [63] | П. В эпицентре магнитной аномалии вскрыты габброиды с вкрапленностью и прожилками титаномагнетита |

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола | Номер по списку использованной литературы | Тип объекта, краткая характеристика |
|------------------------|----------------|--|---|---|
| П-2 | 2 | Каинкульское | [130] | П. На площади магнитной аномалии вскрыты пироксениты и габброиды с вкрапленностью титаномагнетита |
| П-2 | 3 | Чебакульское | [141] | П. В эпицентре магнитной аномалии вскрыты пироксениты и перидотиты с вкрапленностью титаномагнетита |
| <i>Хром</i> | | | | |
| III-3 | 4 | Проявление обн. 1 | [101] | П. В серпентинитах тонкие (1,0-1,50 см) полоски вкрапленных и густовкрапленных хромитовых руд |
| III-3 | 5 | Проявление обн. 3 | [101] | П. В аподунитовых серпентинитах хромитовая минерализация различной интенсивности |
| III-3 | 6 | Пункт минерализации обн. 1815 | [82] | ПМ. Вкрапленность хромита в аподунитовых серпентинитах |
| III-3 | 11 | Пункт минерализации обн. 78 | [101] | ПМ. Полуокатанные обломки густовкрапленных хромитовых руд |
| Цветные металлы | | | | |
| <i>Медь</i> | | | | |
| I-1 | 12 | «Калгановская разведка» | [221] | ПМ. В кварцевой жиле вкрапленность пирита и халькопирита |
| I-2 | 14 | Карабольский | [204] | ПМ. Вкрапленность халькопирита в кварцевой жиле |
| I-2 | 17 | Темрясовское | [204] | П. В измененных порфириновых базальтах вкрапленность сульфидов и примазки медной зелени. Содержание Cu до 0,5% |
| I-4 | 2 | Тахталымское | [63, 197] | П. В зоне контакта вулканогенных образований межески и гранитоидов биргильдинско-томинского комплекса на скарированные породы с магнетитовым оруденением накладывается медно-порфириновое оруденение. Cu до 3,05% |
| II-1 | 2 | Куяшское | [32] | П. В кварцевой жиле вкрапленность халькопирита. Содержание Cu до 0,6% |
| II-1 | 11 | Башакульский | [119, 32] | ПМ. В кремнистых породах вкрапленность пирита и халькопирита, по трещинам примазки медной зелени |
| II-3 | 1 | Бараковское | [63] | П. На контакте андезибазальтов и диоритов породы изменены и содержат интенсивную сульфидную минерализацию |
| IV-3 | 4 | Сураковский | [185] | ПМ. В хлоритизированных и гематитизированных порфириновых долеритах вкрапленность и тонкие прожилки сульфидов |
| <i>Медь, цинк</i> | | | | |
| III-1 | 2 | Тептяргинский | [175] | ПГХО. В отложениях теченской толщи повышенные содержания свинца, цинка, меди |
| III-1 | 4 | Тептяргинское-II | [37] | П. В лимонитизированных туфоалевролитах густая вкрапленность сульфидов. Содержание меди до 0,25% |
| III-1 | 6 | Тептяргинское-I | [37, 175] | П. В обеленных породах вкрапленность сульфидов и маломощные (до 1,8 м) тела колчеданных руд. Содержание Cu до 0,42% |
| III-2 | 6 | Ново-Кунашакский | [141] | ПМ. В коре выветривания порфиритов вскрыты бурые железняки с повышенными (0,28%) содержаниями меди до 0,28% |
| III-3 | 9 | Северо-Тишкинский | [63, 185] | ПМ. В измененных вулканитах вкрапленность и прожилки сульфидов |
| III-3 | 10 | Проявление обн. 76 | [101] | П. Вскрыты трещиноватые порфириновые базальты с тонкой вкрапленностью сульфидов, по трещинам примазки медной зелени. Содержание меди до 1,15% |
| IV-1 | 1 | Касаргинский | [177, 178] | ПГХО. В отложениях рудянской толщи повышенные содержания меди, цинка, свинца |
| IV-1 | 2 | Мартовский | [178] | ПМ. В хлоритизированных и серицитизированных базальтах сульфидная минерализация. Содержание меди до 0,5% |

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола | Номер по списку использованной литературы | Тип объекта, краткая характеристика |
|---------------------|----------------|--|---|--|
| IV-1 | 3 | Касаргинское | [177] | П. Вскрыто три рудных тела (мощностью от 2,0 до 25 м), сложенных медными и медно-цинковыми (сплошным и вкрапленными) рудами. Содержание Cu 1,72% |
| IV-1 | 4 | Южно-Кара-Кумлякский | [178] | ПМ. В эпидотизированных и хлоритизированных базальтах вкрапленность и прожилки пирита. Содержание Cu 1,0% |
| IV-3 | 6 | Южно-Тишкинское | [185] | П. Вскрыты оруденелые зоны дробления с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Содержание Cu до 0,47% |
| <i>Свинец, цинк</i> | | | | |
| I-1 | 4 | Восточно-Береговой | [82] | ВГХО. В покровных отложениях повышенные содержания цинка, свинца, молибдена |
| I-1 | 11 | Мусакаевский | [82] | ВГХО. На площади развития гранитоидов каменского комплекса в покровных отложениях повышенные содержания свинца |
| I-2 | 3 | Биктимировский | [82] | ПГХО. В вулканогенных образованиях рудянской и дербишевской толщ повышенные содержания цинка, свинца, серебра |
| I-2 | 4 | Новоказакбаевский | [82] | ВГХО. На площади развития карбонатных образований исетской свиты в покровных отложениях повышенные содержания свинца и серебра |
| I-2 | 10 | Пункт минерализации скв. 5 | [82] | ПМ. В кластолавах риолитов в тонких (до 3 см) кварц-карбонатных прожилках вкрапленность галенита, содержание свинца до 0,42% |
| I-2 | 11 | Биктимировское | [32] | П. В известняках истокской толщи вкрапленность пирита, галенита и сфалерита |
| I-2 | 18 | Карабольский | [82] | ВГХО. На площади развития осадочных образований баязитовской толщи в покровных отложениях повышенные содержания свинца и серебра |
| I-3 | 3 | Халитовский | [28] | ПМ. В вулканитах кургинской толщи вкрапленность и прожилки пирита. Содержание цинка достигало 1,0% |
| II-1 | 3 | Сарыкульмякский | [82] | ВГХО. В покровных отложениях на площади развития карбонатных образований соболевской толщи повышенные содержания цинка, свинца, серебра |
| II-1 | 6 | Сарыкульмякский | [101] | ПМ. В обохренных доломитах соболевской толщи повышенные содержания свинца, цинка, серебра |
| II-1 | 7 | Пункт минерализации скв. 1 | [82] | ПМ. В доломитизированных известняках повышенное содержание цинка (до 0,75%) и свинца (до 0,13%) |
| <i>Никель</i> | | | | |
| II-1 | 10 | Башакульское | [32] | П. В коре выветривания серпентинитов (зона выщелачивания) повышенные содержания никеля (до 0,6%) и кобальта |
| II-4 | 1 | Бараковское | [63] | П. В коре выветривания серпентинитов чебаркульско-казбаевского комплекса повышенные содержания никеля (до 0,23%) и кобальта (до 0,017%) |
| III-3 | 7 | Муслюмовское | [201] | П. В выветрелых и обохренных серпентинитах повышенное (до 0,51%) содержание никеля (до 0,51%) |
| III-3 | 8 | Проявление скв. 1133 | [201] | П. Нонtronитовая кора выветривания серпентинитов с повышенным (до 0,94%) содержанием никеля (до 0,94%) |
| IV-1 | 5 | Касаргинское | [150] | П. В коре выветривания серпентинитов (зона окисления) повышенное (0,75-0,78%) содержание никеля (до 0,94%) |
| <i>Молибден</i> | | | | |
| I-1 | 3 | Пункт минерализации скв. 4 | [82] | ПМ. В грейзенизированных гранитоидах в тонких кварцевых прожилках вкрапленность молибденита |
| <i>Вольфрам</i> | | | | |
| I-1 | 5 | Западно-Береговой | [82] | ПГХО. В гранитоидах югоконёвского и надыровомостовского комплексов повышенные содержа- |

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола | Номер по списку использованной литературы | Тип объекта, краткая характеристика |
|-------------------------------|----------------|--|---|---|
| | | | | ниям молибдена, вольфрама, свинца |
| I-1 | 7 | Пункт минерализации канав 1-11 | [128] | ПМ. В кварцевой жиле, залегающей среди гранитов надыровомостовского комплекса, вкрапленность пирита, шеелита, молибденита, базовисмута |
| I-2 | 7 | Биктимировское | [118, 146] | П. В кварцевых жилах вкрапленность вольфрамит, шеелита, пирита, флюорита. Содержания WO ₃ от 0,02 до 13,05% |
| II-1 | 1 | Метлинский | [82] | ПГХО. В гранитоидах югоконёвского комплекса и вмещающих породах повышенные содержания молибдена и вольфрама |
| Благородные металлы | | | | |
| <i>Золото</i> | | | | |
| I-1 | 10 | Карабольское | [119] | П. В обломках бурого железняка вкрапленность золота |
| IV-2 | 8 | Проявление жилы №13 | [133] | П. В кварцевой жиле среди гранитов вкрапленность сульфидов. Среднее содержание золота около 1,5 г/т |
| IV-2 | 9 | Северо-Баландинское | [133] | П. В минерализованной сульфидами кварцевой жиле, залегающей среди гранитов, содержание золота до 6,0 г/т |
| IV-2 | 10 | Западно-Баландинское | [133] | П. Среди гранитов полетаевского комплекса золотосные кварцевые жилы с вкрапленностью сульфидов |
| IV-2 | 13 | Шигаевский Бор-II | [133] | П. Минерализованная кварцевая жила среди гранитов. Содержание золота до 9,6 г/т |
| IV-2 | 15 | Баландинское | [133] | П. Серия неравномерно минерализованных кварцевых жил среди рассланцованных порфиритов. Содержание золота до 24,3 г/т |
| IV-2 | 17 | Проявление жилы №5 | [133] | П. В кварцевой жиле, залегающей среди гранитов, содержание золота до 7 г/т |
| IV-2 | 20 | Шигаевский Бор-I | [133] | П. Две минерализованные кварцевые жилы, залегающие среди гранитов, с содержанием золота до 20 г/т |
| IV-2 | 21 | Долгодеревенское | [133] | П. Серия неравномерно минерализованных кварцевых жил с содержанием золота от следов до 42,6 г/т |
| IV-2 | 22 | Проявление жилы №8 | [133] | П. Линзообразная кварцевая жила с вкрапленностью пирита и содержанием золота от 0,4 до 22,8 г/т |
| Радиоактивные элементы | | | | |
| <i>Уран</i> | | | | |
| I-1 | 2 | Южный-I | [120] | ПМ. В гранитах в зонах трещиноватости минерализованные участки с вкрапленностью настурана, где содержание урана достигает 0,044% |
| I-2 | 20 | Сарыкаевский | [90] | ПМ. В коре выветривания гранит-порфиров радиоактивная аномалия, где содержание урана достигает 0,0143% |
| IV-2 | 2 | Султаевский | [58] | ПМ. В зоне контакта крупнозернистых порфировидных и мелкозернистых гранитов в зонах биотитизации аномалия радиоактивности (150-300 мкР/ч), обусловленная наличием ураносных циркона и сфена. Содержание урана в цирконе 0,1%, в сфене 0,07% |
| IV-2 | 7 | Пункт минерализации жилы №10 | [64] | ПМ. В минерализованной кварцевой жиле отмечена урановая минерализация в виде пленок и корочек урансодержащих гиалитов и карбонатов по трещинам в кварце. Содержание урана достигает 0,02% |
| IV-2 | 16 | Долгодеревенский | [55] | ПМ. В гранодиоритах развиты зоны рассланцевания и милонитизации, где развита урановая минерализация в виде урановой черни, образующей черные корочки по трещинам. Максимальное содержание урана 0,056% |

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола | Номер по списку использованной литературы | Тип объекта, краткая характеристика |
|---|----------------|--|---|---|
| IV-3 | 12 | Сугоякский I-II | [121] | ПМ. В триасовых темно-серых гравелито-песчаниках, обогащенных углистым веществом, содержание урана достигает 0,023% |
| IV-3 | 19 | Баландинский | [74] | ПМ. В коре выветривания нижнекаменноугольных кварцевых песчаников, содержащих углистое вещество, выявлена радиоактивная аномалия, где содержание урана достигало 0,012% |
| НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | |
| Керамическое и огнеупорное сырье | | | | |
| <i>Каолин</i> | | | | |
| I-1 | 8 | Проявление обн. 4796 | [166] | П. Глинистая каолиновая кора выветривания гранитов |
| I-1 | 9 | Проявление обн. 4795 | [166] | П. Глинистая каолиновая кора выветривания гранитов |
| I-3 | 2 | Кунакбаевское | [165, 80] | П. Глинистая и древесно-глинистая кора выветривания риолитов, которая после обогащения может применяться для производства резинотехнических и пластмассовых изделий |
| Прочие ископаемые | | | | |
| <i>Гипс</i> | | | | |
| III-4 | 1 | Проявление скв. 225 | [179] | П. Среди известняков и сланцев тугундинской свиты прослой гипса мощностью от 0,6 до 6,35 м |

Список проявлений (П) и пунктов минерализации (ПМ), показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа N-41-П Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации | Номер по списку использованной литературы | Тип объекта, краткая характеристика |
|---|----------------|---|---|---|
| ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | |
| Твердые горючие ископаемые | | | | |
| <i>Уголь бурый</i> | | | | |
| III-4 | 3 | Восточно-Сугоякское | [184] | П. В пределах депрессии вскрыты нижнемеловые угленосные отложения (глины, аргиллиты, алевролиты), содержащие маломощные (0,1-1,13 м) пачки бурого угля |
| МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | |
| Черные металлы | | | | |
| <i>Железо</i> | | | | |
| III-1 | 9 | Проявление скв. 5 | [38] | П. В нижней части разреза «беликовых» отложений (алапаевская толща) вскрыты массивные бурые железняки |
| III-1 | 10 | Старо-Соболевское | [38] | П. В основании отложений «беликовой» (алапаевской) толщи вскрыты линзообразные тела бурых железняков |
| IV-2 | 26 | Больше-Баландинское | [119, 168] | П. Среди песчано-глинистых отложений алапаевской толщи скопление валунов бурого железняка |
| Радиоактивные элементы | | | | |
| <i>Уран</i> | | | | |
| I-3 | 4 | Буринский | [54] | ПМ. В кварц-глауконитовых песчаниках с фосфатсодержащим цементом (ганькинская свита) радиоактивные аномалии интенсивностью 60-135 мкР/ч. Содержание урана до 0,019% |
| I-4 | 3 | Куп-Кульский | [54] | ПМ. Радиоактивные аномалии интенсивностью 50-343 мкР/ч в кварц-глауконитовых песчаниках с желваками фосфоритов. Содержание урана от 0,01 до 0,04% |
| III-3 | 12 | Султановский | [164] | ПМ. В кварц-глауконитовых песчаниках со стяжениями фосфоритов (ганькинская свита) радиоактивные аномалии интенсивностью 32-137 мкР/ч. Содержание урана 0,017-0,025% |
| III-4 | 4 | Карпинский | [54] | ПМ. В нижней части песчано-глинистых отложений «беликовой» (алапаевской) толщи радиоактивные аномалии интенсивностью 50-110 мкР/ч. Содержание урана достигало 0,02% |
| IV-2 | 23 | Сосновский | [157] | ПМ. В лигнитовых глинах синарской свиты, содержащих обугленные растительные остатки, радиоактивные аномалии интенсивностью 96-120 мкР/ч. Содержание урана 0,002-0,02% |
| НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | |
| Керамическое и огнеупорное сырье | | | | |
| <i>Глины огнеупорные</i> | | | | |
| IV-2 | 25 | Проявление участка №8 | [27] | П. Среди песчано-глинистых отложений палеогена линзовидное тело светло-желтовато-серых пластичных глин с огнеупорностью до 1650° |
| IV-3 | 24 | Проявление участка №1 | [27] | П. Среди мелкозернистых кварцевых песков куртамышской свиты линзовидные тела серых и светло-серых глин, огнеупорность которых составляет 1610-1650° |
| IV-3 | 27 | Проявление участка №4 | [27] | П. Среди песчано-глинистых отложений куртамышской свиты небольшая линзовидная залежь светло-серой пластичной глины с огнеупорностью 1660-1690° |

| Индекс клетки | Номер на карте | Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации | Номер по списку использованной литературы | Тип объекта, краткая характеристика |
|---------------|----------------|---|---|--|
| IV-3 | 29 | Проявление участка №3 | [27] | П. Небольшая залежь (мощность 1,8 м) серых и светло-серых пластичных глин с огнеупорностью 1630-1640° |
| IV-3 | 32 | Проявление участка №2 | [27] | П. Небольшая линза (мощностью 2,0-3,0 м) светло-серых пластичных глин среди песчано-глинистых отложений куртамышской свиты |

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 (лист N-41-II)

| № п/п | Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза | Площадь объекта (км ²) | Вид полезного ископаемого | Тип оруденения | Завершенная стадия работ | Категория ресурсов | Ресурсы | Рекомендации, виды работ и их очередность | Источник информации |
|---|--|------------------------------------|---------------------------|---|--------------------------|--------------------|---------|---|---------------------|
| Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона (1 W,Be,Au(gp,УБ)/PR₁-J) | | | | | | | | | |
| 1 | Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел (1.0.1 Mo,W/S ₁ -T ₂) (вне рудных районов) | 250 | Молибден | Гидротермальный, плутогенный | ПМК-200 | P ₃ | 19 | Поисковые работы | 82, 101 |
| | | | Вольфрам | | | P ₃ | 57 | | |
| Колпаковско-Сарыкульмякский цинково-свинцоворудный район (1.1 Pb,Zn/S₁-C₁) | | | | | | | | | |
| 2 | Колпаковско-Новоказакбаевский цинково-свинцоворудный узел (1.1.1 Pb,Zn) | 72 | Свинец | Гидротермальный | ПМК-200 | P ₃ | 460 | Поисковые работы | 82, 101 |
| | | | Цинк | | | P ₃ | 1660 | | |
| 3 | Сарыкульмякско-Аргаяшский цинково-свинцоворудный узел потенциальный (1.1.2 Pb,Zn) | 30 | Свинец | | | P ₃ | 360 | | |
| | | | Цинк | | | P ₃ | 1080 | | |
| Касаргино-Теченский медно-железородный район (1.2 Fe,Cu/D₁-C₁) | | | | | | | | | |
| 4 | Тептяргинский цинково-меднорудный узел потенциальный (1.2.1 Cu,Zn) | 90 | Медь | Гидротермальный-вулканогенный (колчеданный) | ПМК-200 | P ₃ | 230 | Поисковые работы | 82 |
| | | | Цинк | | | P ₃ | 40 | | |
| 5 | Султановская меднорудная зона (1.0.2 Cu/D ₂) (вне рудных районов) | 150 | Медь | | Поисковые работы | P ₁ | 120 | Оценочные работы | 158 |
| | | | | | | P ₂ | 240 | | |
| | | | | | | P ₃ | 220 | | |
| | | | Цинк | | | P ₁ | 50 | | |
| | | | | | | P ₂ | 100 | | |
| | P ₃ | 95 | | | | | | | |

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41-II Госгеолкарты-200

| Подгруппа полезных ископаемых | Вид полезного ископаемого | Количество прогнозируемых объектов | Категория прогнозных ресурсов | Единица измерения | Прогнозные ресурсы |
|---------------------------------|---------------------------|------------------------------------|-------------------------------|-------------------|--------------------|
| МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | | | |
| Цветные металлы | Медь | PЗ - 1 | P ₁ | тыс. т | 120 |
| | | PУ - 1 | P ₂ | тыс. т | 240 |
| | | | P ₃ | тыс. т | 450 |
| | Цинк | PЗ - 1 | P ₁ | тыс. т | 50 |
| | | PУ - 3 | P ₂ | тыс. т | 100 |
| | | P ₃ | тыс. т | 2875 | |
| Свинец | PУ - 2 | P ₃ | тыс. т | 820 | |
| Молибден | PУ - 1 | P ₃ | тыс. т | 19 | |
| Вольфрам | PУ - 1 | P ₃ | тыс. т | 57 | |

Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

| № п/п | Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта | Оценка ресурсов по категориям | | Баланс ресурсов по результатам работ (+/-) | Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам |
|-------|---|---|--|---|---|
| | | на начало работ | по результатам работ | | |
| 1 | Султановская меднорудная зона (1.0.2 Cu/D ₂) Медь Цинк | P ₁ - 120 тыс. т P ₂ - 240 тыс. т P ₃ - 0 P ₁ - 50 тыс. т P ₂ - 100 тыс. т P ₃ - 0 | P ₁ - 120 тыс. т P ₂ - 240 тыс. т P ₃ - 220 тыс. т P ₁ - 50 тыс. т P ₂ - 100 тыс. т P ₃ - 95 тыс. т | P ₁ - 0 P ₂ - 0 P ₃ +220 тыс. т P ₁ - 0 P ₂ - 0 P ₃ +95 тыс. т | Оценочные работы |
| 2 | Тептяргинский цинково-меднорудный узел потенциальный (1.2.1 Cu,Zn) Медь Цинк | P ₃ - 0 P ₃ - 0 | P ₃ - 230 тыс. т P ₃ - 40 тыс. т | P ₃ +230 тыс. т P ₃ +40 тыс. т | Поисковые работы |
| 3 | Колпаковско-Новоказакбаевский цинково-свинцоворудный узел (1.1.1 Pb,Zn) Свинец Цинк | P ₃ - 240 тыс. т P ₃ - 960 тыс. т | P ₃ - 460 тыс. т P ₃ - 1660 тыс. т | P ₃ +220 тыс. т P ₃ +700 тыс. т | Поисковые работы |
| 4 | Сарыкульмякско-Аргаяшский цинково-свинцоворудный узел потенциальный (1.1.2 Pb,Zn) Свинец Цинк | P ₃ - 540 тыс. т P ₃ - 1260 тыс. т | P ₃ - 360 тыс. т P ₃ - 1080 тыс. т | P ₃ -180 тыс. т P ₃ -180 тыс. т | Поисковые работы |
| 5 | Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел (1.0.1 W,Mo/S ₁ -T ₂) Молибден Вольфрам | P ₃ - 44 тыс. т P ₃ - 15 тыс. т | P ₃ - 19 тыс. т P ₃ - 57 тыс. т | P ₃ -25 тыс. т P ₃ +42 тыс. т | Поисковые работы |

Список петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологических картах дчетвертичных образований и доюрской погребенной поверхности

| № по карте | Характеристика объекта | № источника по списку литературы, авторский № объекта |
|------------|--|---|
| 18 | Скважина гл. 15 м под отложениями кустанайской свиты вскрывает плагиограниты рефтинского комплекса | [101], скв. 047 |
| 24 | Скважина гл. 8,5 м под отложениями серовской свиты вскрывает образования кургинской толщи | [101], скв. 0170 |
| 21 | Скважина гл. 23,5 м вскрывает ирбитскую и серовскую свиты | [32], скв. 57 |
| 25 | Скважина гл. 14 м под отложениями кустанайской и серовской свит вскрывает вулканы теченской толщи | [32], скв. 139 |
| 27 | Скважина гл. 20 м под отложениями серовской и талицкой свит вскрывает вулканы межевской толщи | [32], скв. 99 |
| 30 | Скважина гл. 17 м под отложениями ирбитской и серовской свит вскрывает вулканы межевской толщи | [28], скв. 1584 |
| 31 | Скважина гл. 63 м под отложениями морского палеогена вскрывает вулканы межевской толщи | [28], скв. 1559 |
| 33 | Скважина гл. 104 м под отложениями морского палеогена и верхнего мела вскрывает образования тугундинской толщи | [28], скв. 1390 |
| 35 | Скважина гл. 85 м под отложениями морского палеогена и верхнего мела вскрывает отложения калачевской свиты | [28], скв. 242 |
| 36 | Скважина гл. 37 м под кайнозойскими отложениями вскрывает серпентиниты дружининского комплекса | [28], скв. 255 |
| 57 | Скважина гл. 166,2 м вскрывает мезо-кайнозойские образования | [57], скв. 284 |
| 45 | Обнажение характеризует несогласное залегание чеганской свиты | [82], обн. 679 |
| 23 | Скважина гл. 223,0 м вскрывает разрез соболевской толщи | [82], скв. 1 |
| 65 | Скважина гл. 100,0 м вскрывает диориты рефтинского комплекса | [82], скв. 2 |
| 3 | Скважина гл. 67,0 м вскрывает гранодиориты надыровомостовского комплекса | [82], скв. 4 |
| 9 | Скважина гл. 110,0 м вскрывает разрез теченской толщи | [82], скв. 5 |
| 7 | Скважина гл. 200,0 м вскрывает разрез баязитовской толщи | [82], скв. 6 |
| 48 | Скважина гл. 72,6 м вскрывает образования карагайлинской и теченской толщ | [31], скв. 50 |
| 55 | Скважина гл. 61,2 м перебурирует образования соболевской толщи и вскрывает базальты рудянской толщи | [31], скв. 108 |
| 13 | Скважина гл. 78,9 м вскрывает диориты биргильдинско-томинского комплекса | [28], скв. 138 |
| 20 | Скважина гл. 89,7 м вскрывает образования карагайлинской толщи | [28], скв. 706 |
| 26 | Скважина гл. 67,0 м вскрывает образования карагайлинской толщи | [28], скв. 743 |
| 61 | Скважина гл. 20,7 м вскрывает образования дербишевской толщи | [37], скв. 38 |
| 67 | Скважина гл. 29,2 м вскрывает образования рудянской толщи | [37], скв. 204 |
| 8 | Скважина гл. 77,6 м вскрывает известняки истокской свиты | [32], скв. 279 |
| 12 | Скважина гл. 35,0 м вскрывает образования уркульско-покровского комплекса | [32], скв. 232 |
| 14 | Скважина гл. 30,0 м вскрывает образования межевской толщи | [32], скв. 262 |
| 32 | Скважина гл. 18,0 м вскрывает образования кургинской толщи | [32], скв. 159 |
| 64 | Скважина гл. 37,0 м вскрывает образования кургинской толщи | [39], скв. 1060 |
| 66 | Скважина гл. 44,8 м вскрывает образования ухановской толщи | [39], скв. 1053 |
| 41 | Скважина гл. 799,4 м вскрывает образования карагайлинской и теченской толщ | [42], скв. 864 |
| 42 | Скважина гл. 747,5 м вскрывает разрез Султановской олистостромы | [164], скв. 977 |
| 40 | Скважина гл. 300,4 м вскрывает разрез Султановской олистостромы | [164], скв. 571 |
| 47 | Скважина гл. 98,6 м вскрывает разрез тугундинской толщи | [164], скв. 279 |
| 2 | Опорное обнажение образований аллакинской толщи | [101], обн. 51 |
| 1 | Опорное обнажение образований рудянской толщи | [82], обн. 2008 |
| 10 | Опорное обнажение образований рудянской толщи | [82], обн. 2001 |
| 5 | Петротип курайского комплекса | [101], обн. 19 |
| 54 | Опорное обнажение образований теченской толщи | [82], обн. 808 |
| 22 | Опорное обнажение образований соболевской толщи | [101], обн. 41 |

| № по карте | Характеристика объекта | № источника по списку литературы, авторский № объекта |
|------------|--|---|
| 50 | Петротип надыровомостовского комплекса | [101], обн. 213 |
| 4 | Опорное обнажение образований югоконёвского комплекса | [101], обн. 227 |
| 68 | Опорное обнажение габбро смолинского комплекса | обн. 02 |
| 6 | Опорное обнажение образований касаргино-тептяргинского комплекса | [101], обн. 58 |
| 29 | Опорное обнажение образований куяшской толщи | [101], обн. 505 |
| 17 | Опорное обнажение кварцитов куяшской толщи | [101], обн. 507 |
| 62 | Петротип султаевского комплекса | [82], обн. 813 |
| 52 | Опорное обнажение метаморфитов ильиновского комплекса | [82], обн. 803 |
| 63 | Опорное обнажение габброидов рефтинского комплекса | [82], обн. 1864 |
| 19 | Опорное обнажение вулканитов межевской толщи | [82], обн. 1004 |
| 28 | Опорное обнажение габброидов канзафаровского комплекса | [82], обн. 1003 |
| 69 | Опорное обнажение базальтов смолинского комплекса | [82], обн. 1000 |

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте четвертичных образований

| № по карте | Характеристика объекта | № источника по списку литературы, авторский № объекта |
|------------|---|---|
| 1 | Скважина гл. 34,7 м вскрывает аллювий верхнего неоплейстоцена | [32], скв. 232 |
| 2 | Скважина гл. 25 м вскрывает аллювий батуринской свиты | [32], скв. 154 |
| 3 | Скважина гл. 17 м вскрывает элювий и делювий неоплейстоцена | [101], скв. 045 |
| 4 | Скважина гл. 36,8 м вскрывает элювий и делювий неоплейстоцена | [32], скв. 51 |
| 5 | Скважина гл. 41,1 м вскрывает элювий среднего-верхнего неоплейстоцена | [32], скв. 48 |
| 6 | Скважина гл. 16,5 м вскрывает лимний уйско-убоганской свиты | [32], скв. 72 |
| 7 | Скважина гл. 27 м вскрывает элювий и делювий неоплейстоцена | [32], скв. 12 |
| 8 | Скважина гл. 11,6 м вскрывает аллювий верхнего неоплейстоцена | [31], скв. 127 |
| 9 | Скважина гл. 40,1 м вскрывает палюстрий голоцена | [39], скв. 1157 |
| 10 | Скважина гл. 26,4 м вскрывает аллювий верхнего неоплейстоцена | [39], скв. 1152 |
| 11 | Скважина гл. 9,05 м вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего неоплейстоцена | [39], скв. 53 |
| 12 | Скважина гл. 68,1 м вскрывает лимний кумляжской свиты | [39], скв. 1146 |
| 13 | Скважина гл. 110,4 м вскрывает лимний уйско-убоганской свиты | [182], скв. 995 |
| 14 | Опорное обнажение, характеризующее исетскую террасу | [101], обн. 1861 |

Список опорных источников (скважины, родники), показанных на гидрогеологической карте и их характеристики

| № объекта в каталоге гидрогеологических скважин | Номенклатура листа масштаба 1 : 50 000 | № скважин (С), родников (Р) | Источник информации ГГК-200 (автор, год) | Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта | | | | | |
|---|--|-----------------------------|--|---|------------|--------------|---------------------------|---------------------|----------------------------------|
| | | | | Опробованные гидрогеологические подразделения | Дебит, л/с | Понижение, м | Статистический уровень, м | Химический состав | Минерализация, г/дм ³ |
| I-1-1 | N-41-3-A | C-1873 | Борисов В.Б., 2000 | 10v(O-C ₁) | 1,1 | 40,0 | 8,0 | HCO ₃ | 0,7 |
| I-2-2 | N-41-3-B | P-220 | Борисов В.Б., 2000 | 10v(O-C ₁) | 6,0 | - | - | HCO ₃ | 0,2 |
| I-3-3 | N-41-4-A | C-1530 | Борисов В.Б., 2000 | 2P ₁ ² | 1,5 | 2,5 | 3,5 | HCO ₃ | 0,2 |
| I-4-4 | N-41-4-B | C-1401 | Борисов В.Б., 2000 | 3P ₂ ¹⁻³ | 1,4 | 25,0 | 14,0 | HCO ₃ | 0,5 |
| II-4-5 | N-41-4-Г | C-28 | Борисов В.Б., 2000 | 3P ₂ ¹⁻³ | 0,2 | 20,0 | 0,9 | HCO ₃ Cl | 0,5 |
| III-1-6 | N-41-15-A | C-365 | Борисов В.Б., 2000 | 10c(S ₁ -C ₂) | 6,4 | 6,8 | 4,5 | HCO ₃ | 0,7 |
| III-2-7 | N-41-15-B | C-12г | Борисов В.Б., 2000 | 10v-γ(O ₂ -P ₂) | 4,90 | 14,0 | 1,1 | HCO ₃ | 1,2 |
| III-3-8 | N-41-16-A | C-28г | Борисов В.Б., 2000 | 10ΣO ₂ | 13,5 | 7,8 | 1,8 | HCO ₃ Cl | 0,6 |
| III-4-9 | N-41-16-B | C-32 | Борисов В.Б., 2000 | 10g(PR ₁ -RF ₂) | 7,3 | 9,2 | 1,9 | HCO ₃ | 0,6 |
| IV-1-10 | N-41-15-B | C-376 | Борисов В.Б., 2000 | 10v(O-C ₁) | 1,5 | 13,0 | 4,0 | HCO ₃ | 0,5 |
| IV-3-11 | N-41-16-B | C-155 | Борисов В.Б., 2000 | 10c(S ₁ -C ₂) | 69,2 | 15,4 | 12,0 | HCO ₃ | 0,6 |

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

| Номер по карте | Наименование геологического подразделения | Материал для определения | Метод определения | Возраст, млн лет | Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта |
|----------------|---|--------------------------|----------------------------|------------------|--|
| 58 | Гранит султаевского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 326 | [31], обн. 674 |
| 59 | Гранит биотитовый порфировидный султаевского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 312 | [31], скв. 19/8,5 |
| 58 | Гранит-аплит султаевского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 294±1 | [31], обн. 674-а |
| 56 | Гранит-порфир султаевского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 331±7 | [31], обн. 605 |
| 60 | Гранит султаевского комплекса | Биотит | Калий-аргоновый | 360±8 | [31], обн. 692 |
| 11 | Гранит-порфир урукульско-покровского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 299 | [32], т.н. 5830 |
| 15 | Риолит урукульско-покровского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 311 | [32], скв. 253/11,5 |
| 38 | Плагиогранит маминского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 352 | [31], скв. 37/24 |
| 39 | Монцогаббро надырово-мостовского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 347±9 | [31], скв. 37/24 |
| 34 | Габбро-диорит надырово-мостовского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 360 | [14], обн. 1 |
| 53 | Монцодиорит надырово-мостовского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 345 | [31], скв. 126/20 |
| 51 | Кварцевый монцит надырово-мостовского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 395 | [31], скв. 121/14 |
| 37 | Гранодиорит надырово-мостовского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 374 | [31], скв. 34/36 |
| 49 | Гранодиорит надырово-мостовского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 382 | [31], обн. 287 |
| 2 | Биотит-амфиболовый гнейс аллакинской толщи | Цирконы | Уран-свинцовый | 1525±155 | [101], обн. 51 |
| 2 | Биотит-амфиболовый гнейс аллакинской толщи | Цирконы | Уран-свинцовый (SHRIMP-II) | 1745±15 | [152], обн. 51 |
| 29 | Гранат-амфиболовый кристаллосланец куяшской толщи | Цирконы | Уран-свинцовый (SHRIMP-II) | 1096±53 | [152], обн. 505 |
| 41 | Теченское железорудное месторождение, калишпатизированный порфирит с адуляром | Вал | Калий-аргоновый | 345 | [14], скв. 2 |
| 43 | Султановское месторождение, керсантит | Вал | Калий-аргоновый | 355±15 | [14], скв. 283/50 м |
| 46 | Район Султановского месторождения, филлит | Мусковит | Калий-аргоновый | 350 | [14], скв. 4 |
| 44 | Султановское месторождение, кварц-серицитовый сланец | Серицит | Калий-аргоновый | 350±5 | [14], скв. 5 |
| 52 | Диафторированный биотитовый гнейс ильиновского комплекса | Цирконы | Уран-свинцовый (SHRIMP-II) | 2059±25 | [82], обн. 803 |
| 62 | Граниты султаевского комплекса | Цирконы | Уран-свинцовый (SHRIMP-II) | 276±4 | [82], обн. 813 |
| 6 | Плагиограниты касаргино-тептяргинского комплекса | Цирконы | Уран-свинцовый (SHRIMP-II) | 393±4 | [101], обн. 58 |
| 68 | Габбро смолинского комплекса | Цирконы | Уран-свинцовый (SHRIMP-II) | 362±3 | Обн. 02 |
| 28 | Габбро канзафаровского комплекса | Амфибол, плагиоклаз, вал | Самарий-неодимовый | 420±130 | [82], обн. 1003-115 |
| 63 | Габбро рефтинского комплекса | Амфибол, плагиоклаз, вал | Самарий-неодимовый | 418±96 | [82], обн. 1864-1 |
| 19 | Базальты межевской толщи | Амфибол, плагиоклаз, вал | Самарий-неодимовый | 441±40 | [82], обн. 1004 |

| Номер по карте | Наименование геологического подразделения | Материал для определения | Метод определения | Возраст, млн лет | Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта |
|----------------|---|--------------------------|---------------------|--------------------|--|
| 50 | Монцодиориты надыровомостовского комплекса | Вал | Рубидий-стронциевый | 382,2±3,6 | [101], обн. 213 |
| 4 | Граниты югоконёвского комплекса | Вал | Рубидий-стронциевый | 275,8±4,9 | [101], обн. 227 |
| 16 | Диориты биргильдинско-томинского комплекса | Вал | Калий-аргоновый | 365 | [28], скв. 1517 |
| 3 | Граниты югоконёвского комплекса | Молибденит | Рений-осмиевый | 143±3 | [82], скв. 4 |
| 69 | Базальты (долериты) смолинского комплекса Протолит (самарская толща) | Молибденит | Рений-осмиевый | 368,4±4 1795±13 | [82], обн. 1000 |

Каталог памятников природы и древней культуры, показанных на листе N-41-II

| Номер на схеме | Вид памятника | Краткая характеристика |
|----------------|------------------------|--|
| 1 | Заповедник Минатома | Восточно-Уральский государственный заповедник |
| 2 | Археологический | Большеказакбаева: могильник курганный |
| 3 | Археологический | Городище |
| 4 | Археологический | Малоказакбаева: городище и могильник курганный |
| 5 | Археологический | Канзафарова: могильник курганный |
| 6 | Гидрогеологический | Озеро Чебакуль |
| 7 | Археологический | Кунашак: могильник курганный |
| 8 | Зоологический заказник | Бродокалмакский - охрана копытных и боровой дичи |
| 9 | Археологический | Старо-Соболево: стоянка |
| 10 | Археологический | Ново-Соболево: стоянка |
| 11 | Природный | Каштакский бор |
| 12 | Гидрогеологический | Озеро Сугояк - одно из наиболее крупных и глубоких озер Зауралья, с ключами, карасевое |

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| ВВЕДЕНИЕ | 4 |
| ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ..... | 7 |
| СТРАТИГРАФИЯ | 31 |
| ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ..... | 72 |
| ТЕКТОНИКА | 90 |
| ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ..... | 98 |
| ГЕОМОРФОЛОГИЯ..... | 103 |
| ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ | 107 |
| ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА | 127 |
| ГИДРОГЕОЛОГИЯ..... | 134 |
| ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА | 146 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 150 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ | 152 |
| <i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения доюрской погребенной поверхности листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000..... | 161 |
| <i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000..... | 162 |
| <i>Приложение 3.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на геологической карте четвертичных образований листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000..... | 163 |
| <i>Приложение 4.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения доюрской погребенной поверхности листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000..... | 164 |
| <i>Приложение 5.</i> Список проявлений (П) и пунктов минерализации (ПМ), показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа N-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000..... | 169 |
| <i>Приложение 6.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 (лист N-41-II)..... | 171 |
| <i>Приложение 7.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41-II Госгеолкарты-200..... | 172 |
| <i>Приложение 8.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов | 173 |
| <i>Приложение 9.</i> Список петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных образований и доюрской погребенной поверхности ... | 174 |
| <i>Приложение 10.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте четвертичных образований..... | 176 |
| <i>Приложение 11.</i> Список опорных источников (скважины, родники), показанных на гидрогеологической карте и их характеристики | 177 |
| <i>Приложение 12.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов..... | 178 |
| <i>Приложение 13.</i> Каталог памятников природы и древней культуры, показанных на листе N- 41-II..... | 180 |