

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПО ЧЕЛЯБИНСКОЙ ОБЛАСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА ИМ. М. В. ЛОМОНОСОВА

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист N-41-XXV (Карталы)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Тевелев А. В., Кошелева И. А., Буриштейн Е. Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 175 с.

В геологическом строении района участвуют осадочные, магматические и метаморфические образования различных этапов развития палеозой и разнообразных геодинамических обстановок (спрединговые, рифтогенные, коллизионные), а также докембрийские метаморфические комплексы. С ними связаны месторождения каменных углей, золота, хрома, меди, полиметаллов, строительного камня. Палеозойды на значительной части территории перекрыты рыхлым континентальным мезозойско–кайнозойским чехлом небольшой мощности, заключающим россыпи золота, месторождения каолина, силикатных кобальт-никелевых руд, минеральных красок, строительных песков и пр.

Расшифрована покровно-складчатая структура района; изотопными датировками доказан возраст плутонических комплексов. Для всех магматических комплексов получены данные по концентрациям РЗЭ. Впервые получена подробная спорово-пыльцевая характеристика четвертичных отложений.

Список лит. 303 назв., прил. 11.

Составители

Тевелев А. В., Кошелева И. А., Буриштейн Е. Ф., Тевелев А. В., Попов В. С., Кузнецов И. Е., Кортаев М. В., Георгиевский Б. В., Осипова Т. А., Правикова Н. В., Середа В. В.

Редактор *Сурин Т. Н.*

Эксперты НРС *Жданов А. В., Шкатова В. К.*

© Роснедра, 2018
© Геологический факультет МГУ, 2004
© Коллектив авторов и редакторов, 2004
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-41-XXV (52°40'–53°20' с. ш., 60°00'–61°00' в. д.) охватывает преимущественно Карталинский и Варненский районы Челябинской области, а также часть Кустанайской области Республики Казахстан. Большая часть листа представляет собой плоскую слабовсхолмленную равнину с незначительным уклоном к востоку. Наиболее приподнятая западная часть орографически отвечает Урало-Тобольскому водоразделу, имеющему абсолютные отметки до +450 м (высота 450,0 м севернее пос. Мочаги). Открытые степные пространства здесь чередуются с большими участками смешанного и хвойного леса, часто заболоченного. Отсюда берут начало наиболее крупные реки: Ниж. Тогузак, Караталы-Аят, Сухая, Карагайлы-Аят, Камышлы-Аят, относящиеся к бассейну реки Тобол. Восточнее водораздела развиты пониженные полустепные и степные пространства с абсолютными отметками +350–275 м, постепенно переходящие в Зауральскую низменность, однообразие которых нарушается редкими березовыми колками и озерными ваннами, часто с заболоченными берегами. Наиболее низкие высотные отметки наблюдаются в русле р. Ниж. Тогузак в районе пос. Кзыл-Маяк (260,0 м). Самым крупным является озеро Устрашим. Имеющиеся смешанные и хвойные леса используются местным населением для строительства и отопления.

Реки района мелководные, часто перегороженные плотинами, за счет которых создаются водохранилища для орошения поливных угодий, резко уменьшающие объем стока.

Климат резко континентальный. Среднегодовая температура равна +1,9 °С. Наиболее жарким месяцем является июль с температурой, достигающей +42 °С, а наиболее холодным – январь с температурой, опускающейся до –40 °С. Среднегодовое количество осадков составляет 265–315 мм. Максимум их приходится на летние месяцы (150–180 мм). Зимой снежный покров, лежащий обычно от середины октября до начала апреля, не превышает 20–25 см. Ветры преимущественно западные и северо-западные, средняя скорость 4 м/с. Глубина промерзания грунтов достигает 1,2–1,5 м, оттаивание их в мае месяце.

Район довольно равномерно заселен. Наиболее крупным населенным пунктом является г. Карталы, расположенный на пересечении железных дорог Челябинск–Оренбург и Астана–Магнитогорск. Из других населенных пунктов упоминания заслуживают железнодорожные станции Гогино и Запасное, поселки Париж, Великопетровка, Анненское, Новониколаевка, Неплюевка, Снежный, Варшавка, Новокатенино, Елизаветпольское, Могутовский, Красный Яр. Между большинством поселков в настоящее время проложены асфальтовые дороги, но до некоторых деревень можно добраться лишь в сухое время года по грунтовым дорогам. По территории листа проходит трасса, соединяющая районные центры Варна–Карталы–Бреды. Основным занятием местного населения является сельскохозяйственное производство, имеющее отчетливый зерновой уклон. Лишь в г. Карталы имеется ряд промышленных предприятий и крупный железнодорожный узел.

Горнодобывающая промышленность, после консервации Полтавских угольных копей, одно время пришла в упадок, но сейчас постепенно восстанавливается за счет артельной добычи хромитов и золота из небольших карьеров. Кроме того, имеются мелкие карьеры по добыче щебня и бутового камня для строительства дорог, которые обычно пройдены без проведения поисково-оценочных работ и не числятся на государственном балансе.

Обнаженность площади листа слабая. Естественные обнажения горных пород складчатого фундамента в основном находятся в западной ее половине. При этом лучше всего обнажены граниты Джабыкского плутона, большая часть массивов серпентинитов и центральная часть Неплюевского массива гранитоидов. В восточной части листа хорошо обнажены только габброиды Новокатенинского массива. Все остальные комплексы либо не обнажены, либо представлены одиночными обнажениями и фрагментами разрезов в долинах упомянутых рек и их притоков, а также в отдельных логах. Водоразделы рек, как правило, перекрыты чехлом мезо-

зойско–кайнозойских отложений мощностью от 2 до 30 и более метров, что сильно затрудняет производство геологоразведочных работ. Многие комплексы вскрыты многочисленными мелкими карьерами.

Геологические границы сбиты с листами N-41-XIX, N-41-XXXI (северная и восточная рамки соответственно).

Площадь листа покрыта наземными магнитометрическими съемками на 65 %, гравиметрическими – на 75 %, при этом крайне неравномерно. Максимальное количество детальных площадных и профильных работ приходится на восточную часть планшета, полностью отсутствуют крупномасштабные гравимагнитные съемки на юго-западную часть листа, что затруднило составление геологической карты этой части района. Аэромагнитной съемкой и мелкомасштабной гравиметрической съемкой площадь листа покрыта полностью. Аэромагнитные данные сведены Е. М. Ананьевой [249] в картах масштаба 1 : 200 000 очень хорошего качества. На всю территорию листа имеются удовлетворительные аэрофотоматериалы различных масштабов (от 1 : 14 000 до 1 : 100 000), а также подготовленная фотооснова с выделенными различными частями спектра.

Дешифрируемость МАКС на территории листа слабая, если не говорить о четвертичных образованиях. Довольно хорошо дешифрируются лишь граниты Джабыкского массива, массивы серпентинизированных ультрамафитов и слоистые толщи нижнего карбона.

Структура гравитационного поля определяется почти исключительно распределением массивов гранитов. Насыщенная ими Кочкарско-Адамовская зона выделяется глубоким минимумом, а Зауралью, в котором граниты распространены незначительно, соответствует максимум. В магнитном поле хорошо выделяются три типа объектов: серпентиниты, зоны роговиков вокруг гранитных массивов и базальты аккаргинского комплекса раннего карбона.

В полевых и камеральных работах партии в 2000–2003 гг. принимали участие сотрудники, аспиранты и студенты геологического факультета МГУ: А. В. Тевелев – ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н. (ответственный исполнитель) – редакция всей Объяснительной записки; написание «Введения», «Заключения», глав «Стратиграфия» (кроме раздела «Четвертичная система»), «Магматизм» (совместно с И. А. Кошелевой, В. С. Поповым), «Тектоника» и «История развития»; И. А. Кошелева – ведущий инженер, к. г.-м. н. – главы «Стратиграфия», «Магматизм» (совместно с А. В. Тевелевым, В. С. Поповым); Е. Ф. Бурштейн – ведущий инженер, к. г.-м. н. – главы «Полезные ископаемые», «Закономерности размещения...»; А. В. Тевелев – старший научный сотрудник, д. г.-м. н. – главы «Четвертичная система», «Геоморфология», соответствующие разделы в главах «Тектоника» и «История развития»; В. С. Попов – профессор, д. г.-м. н. – «Плутонические комплексы Кочкарско-Адамовской зоны»; И. Е. Кузнецов – доцент, к. г.-м. н. – «Ордовикские базит-ультрамафитовые комплексы»; М. В. Коротаев – доцент, к. г.-м. н. – компьютерное сопровождение, цифровая модель; аспиранты Н. В. Правикова (раздел «Рымникская свита», цифровая модель, база АДК), Е. С. Вострецова (раздел «Докембрийские образования», цифровая модель), Б. В. Георгиевский (глава «Эколого-геологическая обстановка»), Е. В. Гаврилова (цифровая модель); бакалавры О. Н. Зинченко, Н. В. Хромова, А. С. Густова (база АДК, написание частей разделов). А также приглашенные сотрудники других организаций: Т. А. Осипова – с.н.с., к. г.-м. н. (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург), В. И. Богатов (зав. лаб. ИМГРЭ) – консультации, аналитические работы. Доценты, к. г.-м. н. А. В. Бобров, П. Л. Тихомиров участвовали в камеральных и аналитических работах. Геологическая карта дочетвертичных образований составлена А. В. Тевелевым, И. А. Кошелевой, В. С. Поповым; Карта полезных ископаемых – Е. Ф. Бурштейном; Геологическая карта четвертичных образований – А. В. Тевелевым.

Аналитические работы проводились в следующих лабораториях: 1. Лаборатория Института Минералогии УрО РАН (г. Миасс) – силикатный анализ (руководитель В. Н. Удачин, аналитики О. Г. Шмелева, Т. В. Семенова, М. Н. Маляренко, Л. А. Ганеева, М. С. Свиренко); 2. Центральная лаборатория ФГУГП «Челябинскгеолсъемка» (г. Челябинск) – спектральный анализ, атомно-абсорбционный анализ на золото (И. П. Савоськина); 3. Лаборатория ГИН РАН (г. Москва) – анализ РЗЭ методом нейтронной активации (аналитик С. М. Ляпунов); 4. Лаборатория ИМГРЭ (г. Москва) – анализ РЗЭ методом ICP MS и изотопный анализ Rb-Sr (аналитики В. И. Богатов, А. Ю. Петрова, Д. З. Журавлев и А. З. Журавлев); 5. Лаборатория Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) – изотопный анализ Rb-Sr и Sm-Nd (аналитик Б. В. Беляцкий); 6. Лаборатория ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) – анализ РЗЭ методом ICP MS, силикатный анализ (руководитель В. Н. Топорский); 7. Лаборатория ИГГ УрО РАН – силикатный анализ, определение составов минералов (микрозонд JXA-5, аналитики Т. Я. Гуляева и В. Г. Гмыра), химический анализ биотита (аналитик И. И. Неустроева); 8. Лаборатории университета Гранады, Испания – анализ элементов-примесей и РЗЭ (аналитик

Ф. Беа); 9. Центральная лаборатория ИМГРЭ (г. Бронницы) – атомно-абсорбционный анализ на золото, химический анализ на металлы (руководитель Б. Н. Фунтиков); 10. Лаборатория ГЕОХИ РАН – определение составов минералов (микронд Sameba, аналитик Н. Н. Кононкова); 11. Лаборатории геологического факультета МГУ (г. Москва) – изготовление шлифов и аншлифов (В. А. Кондратьева, Т. Т. Северина), микрондовый анализ минералов (CamScan Link, лаборатория МГУ, аналитики Е. В. Гусева Н. Н. Кортаева, П. Л. Тихомиров), выделение и определение микрофауны (проф. А. С. Алексеев), выделение и определение спорово-пыльцевых комплексов (Г. Н. Шилова, Н. О. Рыбакова), определение физсвойств пород (И. А. Кошелева, М. Я. Кац). Все аналитические работы проводились по стандартным методикам на самом современном оборудовании. Средние химические составы, средние содержания микроэлементов и РЗЭ стратиграфических и интрузивных подразделений представлены в текстовом приложении 9.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Территория листа N-41-XXV изучена относительно неплохо, но крайне неравномерно. Большая его часть покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 со значительным объемом бурения и горных работ. Однако местами такие работы вообще не проводилась. Современное ГДП-50 [238]хватило только 1 лист (98-А) и, к сожалению, не было доведено до завершения, а ГДП-200 [291] покрыта лишь западная половина планшета. По территории листа имеется сводная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 [297]. Большое количество материалов получено при обработке регионального сейсмического профиля Уралсейс-95, пересекающего лист и проходящего через Джабыкский массив [120, 129].

Историю геологического изучения территории можно разделить на несколько этапов.

Этап начального накопления информации о полезных ископаемых района охватывает примерно вторую четверть XX века и связан преимущественно с изучением угленосности района. Первые описания месторождений угля были сделаны Н. И. Тихоновичем (1913 г.). В 1920–1930-е годы угленосность района изучали Н. Н. Тихонович, М. И. Липовский, А. Ф. Волполин, В. Г. Грушевой, М. С. Волков, А. А. Пронин, М. С. Капельзон и многие другие. В эти же годы в районе вели активные поиски хромитов А. П. Зотов, Г. М. Красновский, А. Д. Суворов, Ф. И. Рукавишников, П. М. Павлов, В. А. Соколов, В. Н. Кузнецов и др., а редких металлов – И. В. Ленных, Е. З. Горбунов, П. К. Олерский, А. В. Вторушин и др., однако, промышленных месторождений не было выявлено. Эффективность поисков сдерживалась отсутствием геологических карт, поэтому в районе были начаты геологические съемки масштаба 1 : 200 000 Г. А. Кириченко, Г. А. Соколовым, А. М. Алешковым, Н. Н. Горностаевым, А. А. Зенковой, Л. В. Хмелевской. Эти данные сейчас полностью устарели. Параллельно со среднемасштабными съемками и сразу вслед за ними в районе были начаты и крупномасштабные геологосъемочные работы. Они выполнялись П. М. Есиповым, Н. М. Мамаевым, А. А. Прониным, А. А. Сальниковым, С. Н. Гайс и В. К. Пятуниным, Ю. Н. Кузнецовой, Г. А. Ленных, В. А. Артамоновой и Н. И. Клевцовым и др. Эти исследования представляли существенный скачок в развитии представлений о геологии района, поскольку позволили палеонтологически обосновать возраст многих стратиграфических подразделений.

Геофизические исследования начали проводиться с 1930-х годов, но большая часть из них в настоящее время имеет чисто историческое значение. В эти и последующие годы в районе выполнено также большое количество геофизических работ с целью поисков месторождений угля, хромитов, никеля, железных руд, пьезокварца, меди (Суворов, 1933; Сержант, 1934; Васильева, 1936; Медовский, 1939; Тетеркин, 1942; Дорофеев, 1947). Недостатком этих работ является проведение их в отрыве от геологических съемок, на отдельных разрозненных и небольших участках.

Итоги указанного периода были подведены в отчете П. М. Есипова [188] по составлению сводной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XXV. К сожалению, эта геологическая карта составлена лишь на $\frac{2}{3}$ листа. Впервые район был четко подразделен на западную и восточную структурно-фациальные зоны. Западная, по П. М. Есипову, зона сложена наиболее древними (O–S₁) отложениями, которые с востока по надвигу граничат с угленосной полтаво-брединской свитой и известняками C_{1v3}–s. В восточной зоне выделены несколько толщ возрастом от S₂ до C_{1v1}. Интрузивные породы подразделены также на западный (верхнепалеозойский) и восточный (среднепалеозойский) комплексы.

Этап планомерного регионального изучения территории в масштабе 1 : 50 000 начался сразу после обнаружения в 1952 г. Новониколаевского медно-магнетитового рудопоявления. Поисковые работы остро нуждались в современных крупномасштабных геологических картах. Геологические съемки были начаты Л. Д. Булыкиным, который к 1957 г. заснял планшеты: N-41-98-Б и Г и 110-Б и Г. В конце 1950-х и начале 1960-х годов работы были продолжены П. М. Курбежковым (N-41-98-А, В и 110-А, В) и А. М. Антуфьевым (N-41-109-А, В, Г). Под

влиянием представлений А. А. Петренко многими исследователями тогда высказывалось мнение о широком участии в геологическом строении региона толщ допалеозоя, до архея включительно (Ленных И. В.; Мамаев Н. Ф.; Булыкин А. Д.; Плюснин К. П. и др.). В это же время началось планомерное изучение четвертичных отложений [216].

Вместе с тем, в эти годы наращивались и поисково-разведочные работы. Так, поисками нерудного сырья в районе занимались А. А. Морозов (1955 г.), А. К. Мазур [218, 219], В. П. Пажетнов [237] и др.; редкометалльного оруденения – Н. А. Юринский [298 и др.]. В районе Новониколаевского медно-магнетитового проявления поисковые работы, выполненные Л. А. Дериглазовой, Л. А. Бурковой, С. С. Фетисовым, Л. Д. Долговым, привели к выявлению прожилково-вкрапленного медно-молибденового оруденения. Результаты поисковых работ были обобщены в тематических работах по редким металлам Н. В. Куклиным [208], хромитам З. Р. Мазур [220], нерудным ископаемым Г. С. Серовым [261] и Е. Ф. Рыжковым [255].

Результаты геологосъемочных работ описываемого периода обобщил в сводном отчете по составлению и подготовке к изданию геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XXV Л. Д. Булыкин [156]. Он подразделил район на четыре структурно-фациальные зоны, сложенные однотипным по составу и возрасту геологическим разрезом с той разницей, что синклинорные зоны сложены только палеозойскими образованиями, а антиклинорные, кроме того – допалеозойскими и нижнепалеозойскими. Интрузивные породы подразделены на две формации – габбро-перидотитовую PZ_2 и гранитную PZ_3 : массивы первой «...приурочены к тектоническим ограничениям Полтаво-Брединской синклинали» и отнесены к раннему карбону, а граниты, приуроченные «...к осевым частям Восточно-Уральского и Зауральского антиклинориев», считались позднепалеозойскими.

Резюмируя итоги рассматриваемого периода, следует заметить, что в те годы геологические съемки значительно расширили представления о геологическом строении региона. Вместе с тем, составленные геологические карты были выполнены без сопровождающих геофизических съемок и дешифрирования аэрофотоснимков.

Этап планомерного изучения на базе Государственной геологической карты существенно отличался от предыдущих, поскольку у исполнителей имелась изданная Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000, что позволяло вырабатывать более или менее единые подходы к проведению крупномасштабных исследований. Кроме того, эта карта являлась основой для проведения других видов геологических работ.

В 1966 г. В. К. Мишуниным была завершена гидрогеологическая съемка 1 : 200 000 листа N-41-XXV [229]. В результате работ выделены основные водоносные горизонты и комплексы, оценена их роль в водоснабжении района. В эти же годы на значительной площади листа N-41-XXV выполнены поисковые работы масштаба 1 : 100 000 на россыпное золото [145]. Параллельно велись тематические работы по золотоносности Кочкарского и Полтаво-Брединского районов [274], которые послужили основой для постановки поисков на россыпное и коренное золото. Одновременно в восточной части листа возобновились поисковые работы [136, 177], которые привели к новым открытиям бедных медных руд, а в 1970 г. в пределах Новониколаевской рудоносной площади проведена повторная геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [301], сопровождавшаяся значительными объемами сопутствующих работ. В результате на площадь листов N-41-98-Б и Г была составлена обновленная геологическая карта. На ней впервые был обоснован позднедевонско–раннекаменноугольный и раннесилурийский возраст пород, ранее считавшихся среднедевонскими. Авторы вновь рекомендовали постановку поисков на медь, в связи с чем в 1970-е годы здесь были возобновлены геофизические и поисковые работы [279].

В эти же и последующие годы поисками россыпного и коренного золота занимались И. З. Шуб [293], В. Г. Денисов [177], А. Г. Баранников [147], Л. А. Холоднов [283], Б. М. Рудковский [253]; цветных металлов – С. А. Аксенов [137], А. Н. Егоров [182]; бокситов – Л. В. Медведев [226]. Проведенные работы расширили перспективы района, однако, не выявили промышленных объектов.

В начале 1960-х годов площади геофизических исследований значительно расширяются, а акцент смещается в сторону геологических съемок. С целью геологического картирования проводилась аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 [274] и полистная гравиметровая съемка масштаба 1 : 200 000 [221, 222]. В результате был получен богатый материал, выделены магнитные аномалии, перспективные на железные руды. Геологосъемочные работы сопровождались в эти годы небольшими объемами профильных геофизических работ, а также детальными работами для поисков хромитов, меди, железа [136 и др.]. В конце 1960-х и в 1970-х годах был выполнен большой объем площадных гравиметрических (м-бы 1 : 25 000–1 : 50 000) и магнитных съемок (м-бы 1 : 10 000–1 : 25 000), в основном, в восточной части площади [301, 303, 300,

279, 135]. С помощью этих методов удалось решить широкий круг геологических задач. Н. Л. Поплавская и Б. А. Янкелевич [137, 302, 303] составили сводные гравиметровые и магнитные карты масштаба 1 : 50 000, собрали и обработали большое количество результатов определений физических свойств пород.

В 1980 г. Ю. П. Бердюгин [150] завершил тематические работы по структурно-фациальному районированию Южного Урала в масштабе 1 : 500 000. Он предложил стратиграфическую схему, основанную на предположении о развитии восточного склона Южного Урала только в палеозое. Разрез Ю. П. Бердюгин начинал с маячной свиты O_{1-2} , а чулаксайскую свиту (PR_2 , по Н. Ф. Мамаеву) относил к S_1 . Метаморфические породы восточного экзоконтакта Суундукского массива (ранее – кусоканская свита PR_2) сопоставлялись им с рымникской свитой O_{2-3} . Интрузивные породы разделены на ряд формаций в возрастном диапазоне от силура до перми. Указанные принципы были приняты Ю. П. Бердюгиным и при подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XIX [151], которая осталась неопубликованной. Эту работу можно считать завершающей для описанного этапа. Она продемонстрировала максимум того, что можно было сделать в рамках устаревшей к тому времени концепции И. Д. Соболева.

Этап накопления новых данных на базе ГДП разных масштабов характеризуется активным пересмотром прежних концепций, который был инициирован получением большого количества современных данных при проведении геологического доизучения ранее заснятых площадей, а также тематических работ [17, 36, 46, 59, 60, 67, 88, 91, 97, 96 и др.].

В 1983 году начались работы по ГДП-50 Тарутинско-Новониколаевской рудной зоны [142]. Они сопровождались большим объемом опробования, бурения и геофизических работ, что позволило авторам в существенно пересмотреть стратиграфическую схему района: основание разреза – сланцево-карбонатная и осадочно-вулканогенная толщи условно PZ_1 , выше черносланцевая (S_1l-v) и вулканогенно-осадочная ($S_{1-2}v-l_d$) толщи, далее базальты D_1 и осадочные отложения D_3fm-C_1t . Выделен комплекс малых интрузий, с которыми авторы связывают прожилково-вкрапленную медно-молибденовую и золоторудную минерализацию.

В 1986 году Ф. Ф. Тараканов и др. [269] завершают специализированное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 площади Джабыкского плутона. Эти работы проведены на базе большого объема площадных крупномасштабных геофизических работ и бурения. Наиболее интересны выводы о строении самого массива, в котором выделены несколько разновозрастных комплексов близкого состава. Детально освещена ураноносность района.

В последние годы в районе продолжены поиски на коренное и россыпное золото [144, 173, 214], не давшие, правда, промышленных объектов. Было проведено большое количество поисково-геохимических и прогнозных работ, из которых упоминаются заслуживают работы Т. А. Поповой [243]; В. Н. Огородникова [66]; В. Г. Денисова [177]; Е. А. Белгородского [4, 6]; В. А. Верховцева [158]; С. П. Еремеева [186]; Е. А. Сибирякова [263]; Е. С. Контаря [202].

В 1983–1988 гг. западная половина листа N-41-XXV и северо-западная четверть листа N-41-XXXI были доизучены в масштабе 1 : 200 000 Э. В. Шалагиновым, В. Г. Денисовым и др. [291]. Основное внимание они уделяли выяснению взаимоотношений между фаунистически охарактеризованной маячной свитой и нижележащей рымникской.

Эта сводка во многом впитала идеи Ф. Ф. Тараканова [269] о строении Джабыкского гранитоидного массива и послужила Е. П. Шулькину [297] основой при подготовке к изданию Государственной геологической карты листа N-41-XXV, которую можно рассматривать в качестве промежуточного итога описываемого этапа. Стратиграфическая схема Е. П. Шулькина отличается широчайшим возрастным диапазоном. В составе докембрия выделяется шесть подразделений от нижнего протерозоя до венда. Палеозойские образования на основании определений фауны разделены на средний–верхний ордовик, нижний и нижний–верхний силур, верхний девон и нижний карбон. Заслуживают особого внимания выводы автора о покровно-складчатом строении района. К сожалению, карта не была опубликована.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа N-41-XXV принимают участие разнообразные стратифицированные образования широкого возрастного диапазона: от позднего протерозоя до квартера включительно. Докембрий представлен проблематичным средним рифеем, метаморфизован и интенсивно тектонизирован. Палеозойские стратифицированные комплексы смяты в складки различной морфологии, часто контактово метаморфизованы, местами превращены в динамосланцы. Они охватывают возрастной интервал от ордовика до среднего карбона включительно. Мезозой представлен в структуре фундамента только красноцветной угленосной челябинской серией верхнего триаса. В структурах чехла отмечаются континентальные отложения верхнего мела, палеогена и неогена. Весьма разнообразны четвертичные отложения территории листа, среди которых выделяется множество генетических типов, относящихся к различным возрастным интервалам квартера.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Проблематичный средний рифей выходит в пределах Кочкарской и Карталинской зон (благодатская толща и чулаксайская свита).

Благодатская толща (RF₂?bl) устанавливается в обрамлении Джабыкского плутона гранитов и в виде ксенолитов внутри него. По представлениям предшественников толща сложена биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, мигматитами, гранитогнейсами, кварцитами, с прослоями массивных амфиболитов, гранат-биотитовых, кианитовых, ставролитовых сланцев, плагиосланцев, биотит-амфибол-полевошпатовых, хлоритизированных биотит-полевошпатовых гнейсосланцев, насыщенных послойными инъекциями гранитного материала. Современные данные показывают, что в объем толщи, обычно именуемой «кожубаевской», ранее были включены различные комплексы метаморфизованных пород, в том числе и блоки гранитоидов: 1) метатоналиты неплюевского комплекса раннего карбона; 2) метаграувакки ордовикской рымникской свиты; 3) парагнейсы, кристаллические сланцы; 4) разгнейсованные граниты джабыкско-санарского комплекса.

Большая часть изученных гнейсов относится к ортопородам (апогранитным), и только небольшая часть представлена парапородами. По берегам р. Караталы-Аят от пос. Анненское до д. Краснотал обнажаются пологолежащие фрагменты благодатской толщи. Внизу наблюдается мощная пачка биотитовых гнейсов с прослоями полосчатых амфиболитов, плагиосланцев и лейкократовых гнейсов. Вверх по разрезу (?) с запада на восток отмечаются тонкорассланцованные, тонкозернистые полевошпат-амфибол-кварцевые сланцы с кристаллами ставролита до 3 мм в длину по плоскостям рассланцевания; гранат-биотитовые, ставролитовые, кианитовые сланцы, прослои массивных амфиболитов, линзовидно-полосчатые биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфибол-полевошпатовые гнейсы, гнейсосланцы. Простираения плоскопараллельных ориентировок в породах толщи конформны контактам Джабык-Карагайского массива. Мощность толщи около 3,5–4 км.

По результатам петрологического изучения можно сделать вывод, что благодатская толща подверглась двум стадиям метаморфизма: 1) двуслюдяной субфации (600–635 °С; 4,8–6,0 кбар) и 2) хлорит-слюдяной (380–490 °С; 1–3 кбар). Последний парагенезис встречается во всех двуслюдяных сланцах как наложенный, то есть наблюдается понижение степени метаморфизма в ряду: гранат-биотитовые гнейсы → двуслюдяные гнейсы → мусковитовые сланцы (до филлитов). Амфибол в породах обычно соответствует гастингситу, а мусковит повышенной железистости – фенгиту. Метаморфизмом были охвачены также и плутонические породы вместе с их

жильной серией. Причины проявления низкотемпературного метаморфизма в настоящее время не ясны. Признаки метаморфической зональности в районе Джабыкского плутона отсутствуют, что может свидетельствовать против представлений о формировании здесь гранитогнейсового купола [271].

Возраст благодатской толщи остается предметом острых дискуссий. Как, впрочем, и само выделение толщи часто ставится под сомнение. Единственные изотопные данные, полученные А. А. Краснобаевым и др. [111] – 1 820 млн лет (Pb-Pb метод по цирконам), относятся, вероятно, не столько к возрасту гнейсов, сколько к возрасту содержащихся в них обломочных цирконов. Однако по Легенде Южно-Уральской серии возраст толщи определяется как раннепротерозойский (?), что и отражено на геологической карте.

Благодатская толща в экзоконтактных зонах интрузивов благоприятна для локализации гидротермальной минерализации золота и урана.

Чулаксайская свита ($Rf_2?$?) в Кочкарской зоне сложена графитистыми кварцитами, слюдястыми кварцитами, углеродсодержащими метаалевролитами с прослоями зеленых амфибол- и хлоритсодержащих сланцев. Аналогичный комплекс интенсивно дислоцированных пород развит в северо-западном экзоконтакте Великопетровского гранитоидного массива.

В Карталинской зоне в составе свиты преобладают слюдястые, хлорит-мусковитовые сланцы, кварцитосланцы, кварциты, метапесчаники, а в верхах свиты – углеродисто-кварцевые, графитизированные кварциты, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые и амфиболовые сланцы. Нижний контакт свиты в пределах площади листа не установлен. По степени метаморфизма породы отвечают эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, диафторированной местами до фации зеленых сланцев. Мощность отложений до 500 м.

Вопрос о возрасте свиты является дискуссионным. Согласно Легенде Южно-Уральской серии он условно принят среднерифейским. Вместе с тем, изучение углеродистых кварцитов, отнесенных ранее [297] к чулаксайской свите в полосе непосредственно западнее выходов брединской свиты нижнего карбона, показало, что они по составу, характеру дислоцированности и степени метаморфизма не отличаются от слабо метаморфизованных углистых алевролитов самой брединской свиты. Никаких тектонических контактов между этими породами не обнаружено, более того, наблюдаются постепенные переходы от неметаморфизованных разностей к метаморфизованным. Таким образом, не исключено, что все метаморфиты, относимые к чулаксайской свите, на самом деле могут оказаться палеозойскими.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовик в Кочкарско-Адамовской зоне представлен осадочными рымникской свитой и московской толщей, а также вулканитами саргазинской толщи, а в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне вулканитами увельской свиты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Рымникская свита (O_{1m}) широко распространена в пределах центральной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны. Она представлена преимущественно полимиктовыми песчаниками, реже – кварцево-полевошпатовыми, а также гравелитами, алевролитами, сланцами. На контактах с гранитоидными массивами породы свиты часто бывают ороговикованы.

Рымникская свита была выделена Н. Ф. Мамаевым [49] как толща существенно граувакковых песчаников. Возраст свиты всегда был спорным [140, 148, 297, 291].

В большинстве случаев разрез рымникской свиты представлен чередованием пластов терригенных пород серого, серо-зеленого, серо-голубого и серо-рыжего цветов. Мощность пластов колеблется от первых дециметров до первых десятков метров. В разрезе резко преобладают песчаники различной размерности, образующие слои максимальной мощности, а гравелиты и алевролиты представлены пластинами мощностью в первые метры. Часто породы бывают довольно сильно рассланцованы и смяты в мелкие дисгармоничные складки.

Породы свиты характеризуются большим разнообразием и включают несколько литологических типов (частично использованы данные предшествующих работ [140]).

Полимиктовые песчаники, наиболее распространенные, среднезернистые зеленовато-серые плитчатые, реже массивные, со слюдой по плоскостям рассланцевания имеют бластопсаммитовую структуру. Обломочный материал (30–60 % породы) представлен кварцем (50–60 %), по-

левыми шпатами, микрокварцитами, изредка основными эффузивами Цементирующая масса (40–70 %) микролепидобластовая, микрогранолепидобластовая базальная, встречается цемент обрастания. Биотит составляет до 10 %, характерны амфибол, хлорит, эпидот, акцессорные минералы – циркон, апатит, гранат. Кварцевые песчаники по структуре и текстуре не отличаются от полимиктовых. Это породы зеленовато-серого, зеленого цвета, рассланцованные и массивные. В составе обломочного материала резко преобладает кварц, состав и тип цемента близки к вышеописанным полимиктовым песчаникам. Алевролиты плотные, рассланцованные буровато-зеленые имеют лепидогранобластовую, гранолепидобластовую структуру. Обломки (30–40 % породы), представленные кварцем (30–40 %), реже плагиоклазом, погружены в кварц-хлорит-серицитовый цемент. Встречается магнетит, ильменит с лейкоксеном, циркон и апатит, мелкие зерна граната. Углеродисто-карбонатно-кварцево-хлоритовые сланцы (прослои среди полимиктовых песчаников), сложены хлоритом (до 40 %), плагиоклазом (20–30 %), кварцем, серицитом, тонкораспыленными углистыми частицами. Структура микрогранолепидобластовая. Кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицит-биотитовые, хлорито-биотитовые сланцы – плотные, рассланцованные зеленовато-серые породы. Наиболее распространены первые, сложенные кварцем (15–30 %), хлоритом (10–30 %), серицитом (до 30 %), биотитом (10–40 %), эпидотом (до 20 %). Структура лепидобластовая, порфириобластовая. Встречаются турмалин, циркон, магнетит. Мусковит(серицит)-гранат-биотит(хлорит)-кварцевые сланцы встречены в юго-западной части площади распространения рымникской свиты.

Местами породы рымникской свиты претерпели контактовый метаморфизм. Так в южном экзоконтакте Джабыкского гранитного массива, в районе пос. Анненское толща представлена амфиболитами, плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, реже – кварц-полевошпатовыми породами. Температура метаморфизма 600–700 °С, давление – около 4 кбар. Структура метаморфизованных пород нематогранобластовая, гранонематобластовая, среднезернистая, текстура полочатая, иногда плейчатая.

По химическому составу (прил. 9) большая часть пород рымникской свиты близка к грауваккам, причем базальтоидному составу отвечают только амфиболиты; алевролиты и тонкозернистые песчаники по составу ближе к андезитам, большая часть крупнозернистых песчаников аналогична дацитам. Возможно, что увеличение кислотности связано с разбавлением пород терригенными кварцем и полевыми шпатами. Приведенные данные в целом подтверждают точку зрения В. М. Мосейчука и др. [63] о том, что рымникская свита скорее всего накапливалась в периферических зонах островодужных систем.

Рымникская свита частично коррелируется с фаунистически охарактеризованной маячной свитой нижнего–среднего ордовика, стратотипический разрез которой расположен юго-западнее территории планшета. Также юго-западнее Неплюевского массива в графитсодержащем сланце с глубины 90,6 м скв. 34 обнаружены обломки перекристаллизованных члеников стеблей криноидей (заключение В. С. Милициной, [230]). Свита благоприятна для локализации золоторудных и хрусталеносных кварцевых жил. Мощность до 2 000 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Московская толща ($O_{1-2}?$ ms) выделена на территории листа по аналогии с более северными районами [270]. Она представлена, главным образом, филлитовидными апотерригенными сланцами, преимущественно аркозового состава. В Центральной подзоне Кочкарско-Адамовской зоны, в районе Татищевского серпентинитового массива свита слагает маломощные тектонические пластины Татищевского аллохтона, «расслоенные» серпентинитами, а в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне, восточнее Толстинского плутона – отдельные тектонические пластины, залегающие на каменноугольных и девонских комплексах. Все контакты толщи тектонические. Мощность из-за сложной мелкой складчатости и рассланцевания оценена лишь приблизительно в 200–500 м.

Возраст московской толщи определяется условно по корреляции с маячной свитой раннего–среднего ордовика, в разрезе которой есть аркозовые песчаники и конгломераты. Вместе с тем, севернее, на территории листа N-41-XIX (пос. Тогузак, Московский и др.) в разрезе московской толщи в сильно рассланцованных аркозовых конгломератах, отмечается галька и валуны нетектонизированных лейкогранитов, сходных по геохимическим характеристикам с лейкогранитами Неплюевского массива раннего карбона (см. главу «Интрузивные образования»). Таким образом, московская толща может оказаться аналогом солнечной толщи поздневизейско–серпуховского возраста, выделенной В. М. Мосейчуком [230].

Саргазинская толща ($O_{1-2}?$ sr), выделенная в восточной подзоне Кочкарско-

Адамовской зоны, слагает отдельные субмеридиональные тектонические пластины протяженностью до 30 км при ширине 4–9 км, прослеженные с перерывами от района пос. Редутово (к северу от территории листа) до пос. Елизаветпольское. Толща сложена покровными базальтоидами одноименного вулканического комплекса, участками превращенными в амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с кремнистыми алевролитами, известковистыми сланцами. Предшественники [209, 302] считали эти толщи визейскими.

Подошва и кровля саргазинской толщи неизвестна, все контакты ее в пределах листа тектонические. К югу от ж.-д. ст. Гогино наблюдается переслаивание пород [209], относимых нами к саргазинской толще – пироксеновых порфиритоидов, роговообманковых базальтоидов, зеленых кварц-карбонат-хлоритовых, серицит-хлоритовых, тальковых сланцев, редких кремнистых прослоев. Метаморфизм увеличивается с запада на восток.

Среди вулканитов преобладают микрозернистые плагиоклазовые долериты; спилиты; базальты афировые афанитовые, миндалекаменные порфириновые (до 5 % фенокристаллов плагиоклаза размером до 3 мм). В верховье реки Сухой Дол с севера на юг в скальных выходах высотой 2–5 м прослеживаются примерно на 600 м с севера на юг: 1) афировые долеритовые; 2) базальты афировые афанитовые с линзами брекчиевых базальтов; 3) базальты порфириновые, подушечные; 4) андезибазальтовые туфы с лапиллями в 1–5 см, сцементированными черными стекловатыми пепловым цементом; 5) базальты рассланцованные; 6) сланцы углистоглинистые, кварц-серицитовые с падением на северо-запад под углами 60–70°; 7) базальты афировые; 8) базальты афировые миндалекаменные; 9) брекчиевые базальтовые туфы, сложенные мелкообломочными гиалокластитамы с размером скорлупок стекла 0,5 мм, сцементированные пепловым материалом; 10) базальтоидные брекчии, представленные округлыми глыбами витротуфов до 1 м в диаметре, сцементированными базальтоидным пепловым материалом. Мощности прослоев от 20 до 100 м.

Наиболее распространены следующие петрографические типы вулканитов. Долериты порфириновой, сериально порфириновой структуры во вкрапленниках содержат плагиоклаз и пироксен, замещенные амфиболом и хлоритом. Основная масса плагиоклаз-пироксен-роговообманковая долеритовой, местами паковой структуры. Долериты часто атакситовые неравномернозернистые. Спилиты имеют сланцеватую текстуру, порфириновую структуру, сложены на 10–20 % вкрапленниками альбита размером 1–3×5–10 мм, расщепленными, изогнутыми, дроблеными. Структура основной массы спилитовая, апоинтерсертальная. Базальты порфириновые (до 5 % породы) гиалиновые плагиоклазовые. В основной гиалиновой массе мелкие лейсты-микролиты плагиоклаза до 0,1 мм дают отдельные длинные тонкие иголки, сноповидные скопления в практически неиндивидуализированном стекле, проросшем иголками, снопами, пальметтами актинолита. Базальты порфириновые амфиболизированные с вкрапленниками амфиболизированных пироксенов и плагиоклазов имеют долеритовую и интерсертальную структуру, перекристаллизованную в метельчатую, до нематобластовой с ветвистыми скоплениями амфибола. Туфы литокластические базальтовые содержат обломки долеритов, порфириновых базальтов, погруженные в нацело хлоритизированную, карбонатизированную связующую массу шальштейновой, фибробластовой структуры.

Участками базальтоиды превращены в зеленые сланцы. Мощность толщи около 800 м.

По петрохимическим характеристикам (прил. 9) саргазинские вулканиты относятся к нормальной умеренно-глиноземистой однородной натриевой известково-щелочной (близкой к толеитовой) серии, сложенной основными и средними вулканитами – базальтами, андезибазальтами, причем резко преобладают базальты. По содержаниям оксидов (в пересчете на 100 % сухого вещества) вулканиты характеризуются узкими интервалами SiO_2 – от 48,5 до 55 %, K_2O – от 0,07 до 0,55 %, причем резко преобладают содержания до 0,2 %, но значительными разбросами Na_2O и TiO_2 при их нормальном распределении.

По содержаниям элементов-примесей вулканиты саргазинской толщи близки к океаническим базальтам [110, 85], характеризуясь практически недифференцированным спектром распределения РЗЭ для базальтов и небольшим обогащением легкими лантаноидами для андезибазальтов. Базальты сравнительно с андезибазальтами обеднены рядом крупноионных элементов, но линии распределения элементов тех и других практически совпадают с линией базальтов N-type MORB, отличаясь лишь повышенными значениями Ba, Th. На бинарных диаграммах точки составов саргазинских вулканитов, в противоположность прочим вулканитам, образуют компактный рой и четко локализованы в полях низкокальциевой серии – толеитов и базальтовых андезитов, умеренноглиноземистых, достаточно высокомагнезиальных. По ряду параметров саргазинские базальтоиды близки как к ордовикским увельским, так и к каменноугольным аккаргинским. На классификационных диаграммах вулканиты достаточно устойчиво располагаются в областях составов срединно-океанических хребтов.

При отсутствии органических остатков описанные выше базальтоиды условно относятся к ранне-среднеордовикской саргазинской толще по тесной ассоциации с ордовикскими габброидами и ультрамафитами усеновского комплекса.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Увельская свита ($O_2\text{-}_{3uv}$) слагает серию субмеридиональных протяженных кулисообразных тектонических блоков в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне. Наиболее протяженный блок имеет длину около 40 км при ширине до 5 км, другие – от 10 до 5 км при ширине около 1 км. На территории листа N-41-XXV увельская свита выделена по аналогии с более северными районами [270]. Она включает в себя основные вулканиты, чередующиеся с более кислыми разностями и редкими пластами кремнистых алевролитов, туффитов, яшмоидов. К увельской свите отнесены умеренно титанистые низкокальциевые базальтоиды восточнее линии пос. Кызыл-Маяк–ст. Тумак–д. Новониколаевка–пос. Новокатенинский–пос. Гражданский. Западнее этой границы распространены высокотитанистые базальтоиды нижнекаменноугольной аккаргинской толщи (см. ниже).

Свита сложена базальтами, долеритами, спилитами, вариолитами, андезибазальтами с подчиненными маломощными прослоями туфов основного состава, а также лав и туфов более кислого состава, туффитов, туфопесчаников, углисто-кремнистых сланцев, яшмоидов. Породы массивные, темно-зеленые, иногда с подушечной отдельностью. Изредка встречаются горизонты мелкообломочных гиалокластитов. Базальтоиды в приразломных зонах рассланцованы, превращены в порфиритоиды, амфиболовые, эпидот-амфиболовые сланцы, смятые в мелкие крутые складки. Общая мощность свиты от 1 200 до 1 500 м.

К востоку от пос. Кызыл-Маяк скважинами и горными выработками вскрыт разрез увельской свиты, падающей на северо-восток ($СВ60^\circ$, $\angle 60^\circ$) [301]. Свита по разрыву контактирует с туфопесчаниками, туфоалевролитами варненской толщи. В видимом основании она представлена долеритовыми базальтами. Выше лежат (с запада на восток): 1) плагиоклазовые андезиты; 2) порфиристые плагиоклазовые долериты; 3) афировые долериты; 4) глыбовые агломератовые туфы вариолитов (обломки вариолитов и долеритов до 0,5 м); 5) плагиоклазовые дациты и агломератовые дацитовые туфы; 6) долериты; 7) плагиоклазовые дациты; 8) гравийные туфы среднего состава; 9) долериты; 10) дациты, вверх по разрезу постепенно переходящие в брекчиевые лавы; 11) долериты; 12) глыбовые агломератовые базальтовые туфы с вулканическими бомбами и обломками базальтов размером 0,5–(6–7) м; 13) глыбовые агломератовые туфы базальтовых вариолитов; 14) базальты, долеритовые базальты, афировые и порфиристые. Общая мощность вулканитов по этому разрезу около 1 500 м.

На восточном берегу р. Нижний Тогузак восточнее пос. Кызыл-Маяк крутые коренные обнажения высотой до 5 м в основании сложены гиалокластитам с мелкими (до 1 см) шаровидными кластами, выше (по высоте около 2 м) обнажаются афировые долеритовые базальты, интенсивно рассланцованные, с падением рассланцевания на северо-восток с углами не более 30° . Среди них прослеживаются горизонты базальтов с неравномерно распределенными сферическими гиалокластами размером до 10×5 см. В верхней части обрыва – горизонт гиалокластитов с «подушками» базальтов вариолитовой структуры размерами около 30×10 см, выше которой отмечаются миндалекаменные порфиристые пироксен-плагиоклазовые базальты. Изредка встречаются вариолитовые разности. Общее падение пластов $СВ65^\circ$, $\angle 30^\circ$. Часто встречаются прослои и неправильной формы образования кремнистых пород.

Среди выходов базальтоидов на южном берегу р. Нижний Тогузак картируются небольшие неправильной формы тела риолитов, риодацитов до андезидацитов, с лавовыми брекчиями, агломератовыми туфами. По нашему мнению, эти породы являются средними и конечными членами дифференцированного ряда вулканитов, которые местами фациально замещают базальтоиды, преобладающие в увельской свите.

Южнее, к востоку от пос. Новониколаевка вскрыт скважинами и горными выработками [302] разрез метаморфизованных в фации зеленых сланцев, интенсивно дислоцированных, сбранных в микроскладки пород увельской свиты, преимущественно – сланцев. Падение сланцеватости и слоистости на $СВ \angle 20\text{--}40^\circ$. Мощность увельской свиты здесь 1 200 м.

В самом восточном блоке увельской свиты к юго-востоку от пос. Новониколаевка к нижним частям разреза предположительно относятся афировые базальты мощностью 700 м, сменяющиеся восточнее долеритами, амфиболитизированными базальтами, перекрытые песчаниками, сланцами варненской толщи [301]. Восточнее пос. Новониколаевка на протяжении 100 м обнажаются тектонизированные базальты, образующие субмеридиональные «подушки» до 1 м. В центрах овальных «подушек» базальты долеритовые, по периферии афанитовые; отмечаются прослои

яшмоидов. Азимут падения зон тектонизации 240° , $\angle 75^\circ$.

Петрографические типы пород увельской свиты достаточно разнообразны. Наиболее часто встречаются порфиоровые и афировые базальты и долериты, но присутствуют также и кислые разности – дациты, риодациты, риолиты.

Базальты часто порфиоровые, гломеропорфиоровые, сериальнопорфиоровые содержат около 15–20 % вкрапленников пироксена в гломеропорфиоровых сростках и плагиоклаза нескольких поколений (от 1 до 0,5 мм). Пироксены (около 55–70 % вкрапленников) свежие, иногда с келифитовыми каемками. Плагиоклазы практически полностью замещены агрегатом хлорита, иногда в центре сохраняются участки двойникования, а иногда замещены центральные части зерен, а по периферии плагиоклазы довольно свежие. Основная масса долеритовая, интерсертальная, толеитовая, вариолитовая, метельчатая, сложена на 60 % длинными лейстами плагиоклаза размером до 0,5 мм, остальное – овальные, округлые зернышки свежего пироксена (иногда до структуры берри); между ними и плагиоклазами участки стекла, иногда полностью хлоритизированного. Отмечается ориентировка в расположении лейст плагиоклаза, как бы обтекающих фенокристаллы.

Базальты редкопорфиоровые во вкрапленниках (3–5 %) содержат плагиоклаз размером 0,2–1 мм, или его гломеропорфиоровые скопления. Основная масса микролитовой гиалопилитовой, толеитовой, реже интерсертальной структуры сложена микролитами и лейстами плагиоклаза (40 %) со средним размером 0,1–0,5 мм, бурым пироксеном (55 %), частично замещенным амфиболом и хлоритом; участками разложенного стекла (3 %), достаточно равномерно распределенным рудным минералом (2–3 %).

Базальты афировые с такситовой, миндалекаменной текстурой содержат до 30 % миндалин округлой либо неправильной формы размером от 0,1 до 1 мм, выполненных хлоритом, кальцитом с небольшим количеством кварца. Основная масса гиалопилитовая, участками метельчатая, сложена лейстами плагиоклаза, сросшимися в веера, метелки, перья, между тонкими лейстами и их пучками – агрегат хлорита, темных землистых масс, вероятно, замещающих темноцветные минералы. Встречаются неправильной формы участки нераскristализованного стекла с микролитами плагиоклаза, зернышками пироксена. Характерна сферолитовая, звездчатая структура основной массы с округлыми сферолитами размером около 1 мм, тесно прижатыми друг к другу. Сферолиты сложены зернышками пироксена, длинными лейстами плагиоклаза, растущими из одного центра, либо срастаниями длинных лейст плагиоклаза и длинных кристаллов пироксенов с поперечными трещинами.

Базальты вариолитовые афировые, такситовые сложены вариолями от 0,5 до 1–2 мм, тесно прилегающими друг к другу или отдельно расположенными среди стекла, полностью замещенного агрегатом хлорита. Мелкие вариоли изометричны, сложены волнистопогасающими зернами плагиоклаза с отдельными перьями грязно-зеленых темноцветных неопределимых минералов. Крупные вариоли неправильной формы состоят из волокон плагиоклаза и расположенных радиально копий, столбиков темноцветных минералов, в основном – пироксена. Порода пронизана длинными иглками, призмами актинолита.

Базальтовые туфы по величине обломков подразделяются на агломератовые (3–5 см), лапиллиевые (1–3 см), псефитовые (0,2–1 см), псаммитовые (0,1–2 мм), алевритовые (0,01–0,1 мм). Структура пород литокластическая, кристаллолитокластическая, литокристаллокластическая. Обломки базальтов, андезибазальтов, вариолитов, редко долеритов, кристаллокласты плагиоклаза погружены в цемент эпидот-хлоритового состава с включением обломков плагиоклаза и единичных псевдоморфов хлорита, эпидота по темноцветным минералам.

Вулканыты увельской свиты (прил. 9) варьируют по химическому составу от существенно натриевых умереннотитанистых толеитовых до калиево-натриевых высокотитанистых. Они относятся преимущественно семействам базальтов, андезибазальтов, к низкокалиевой серии, небольшое количество – к известково-щелочной. Точки анализов образуют непрерывный рой в интервале кислотности от 46 до 67 %, кислые разности представлены низкокалиевыми плагио-риолитами. Глиноземистость пород изменяется от низкой до повышенной в прямой зависимости от содержания SiO_2 . На классификационной диаграмме TAS вулканыты увельской свиты сосредоточены в поле базальтов, но более кислые разности разбросаны по полям как субщелочных семейств – трахиандезитов и трахиандезибазальтов, так и нормальных – андезитов, дацитов и риолитов.

Спектры распределения РЗЭ в вулканытах увельской свиты характеризуются практически горизонтальным положением линий нормированного распределения, однако положение этих линий значительно выше, чем у аналогичных пород более северных территорий. Основные породы по распределению РЗЭ сходны с базальтоидами E-MORB, у более кислых наблюдается небольшой европиевый минимум, причем линии в области легких РЗЭ расположены, близко к

верхней коре, а для тяжелых РЗЭ, проходят гораздо выше.

Распределение микроэлементов увельской свиты характеризуется накоплением во всех породах элементов с крупными ионными радиусами (Rb, Ba, Th) и пониженными содержания элементов с высокозарядными ионами (Zr, Nb, Sr). Андезиты и плагиориолиты существенно обогащены последними по сравнению с базальтами и андезибазальтами. Возможно, такое разделение пород увельской свиты по редкоземельным и рассеянным элементам может свидетельствовать о разных источниках основных и среднекислых пород, что отражается на многих диаграммах, где достаточно отчетливо прослеживаются либо две линии дифференциации, либо два роя точек. На классификационной диаграмме Дж. Пирса вулканиды увельской свиты распадаются на несколько роев – значительная их часть сосредоточена в поле базальтов СОХ, часть – в полях низкокалиевых и внутривулканических базальтов, и некоторые точки локализируются в области известково-щелочных базальтов. Дифференцированные вулканиды увельского комплекса перспективны на медно-колчеданное оруденение.

Возраст пород, отнесенных к увельской свите, определяется как ордовикский по находкам конодонтов (О. В. Артюшкова, Л. А. Курковская, К. С. Иванов) в яшмах севернее площади работ (лист N-41-XIX) [142, 36, 270, 101].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения, распространенные на территории листа в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне, представлены варненской черносланцевой толщей нижнего отдела и катенинской карбонатной – нижнего–верхнего отделов. Присутствие в Зауральской мегазоне силурийских вулканидов дискуссионно, несмотря на многочисленные публикации по этому поводу [17, 41, 115, 78 и др.]. Все изученные разрезы силура западной части мегазоны являются авулканическими, это либо чистые рифовые известняки, либо черносланцевые толщи. Тем не менее, исключать возможность проявления силурийского вулканизма в Зауральской мегазоне не стоит. В отдельных участках Восточно-Уральской мегазоны южнее г. Челябинска такие образования известны [296], но, по мнению В. Н. Пучкова [78], они находятся в аллохтонном залегании, а направление шарьирования и его время нам не известны.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Варненская толща (S_{1vr}) выделялась давно [50, 155, 297, 302], хотя и под разными названиями. Она прослеживается в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне в виде отдельных меридиональных тектонических клиньев, в большинстве случаев, в ассоциации с увельской свитой. Варненская толща залегает на увельской свите с неясным контактом, скорее всего, согласным или без существенного перерыва. Литологический состав толщи однообразен в различных частях площади. Это темные, зеленовато-серые тонкослоистые углеродисто-кремнистые, кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы полосчатой сланцеватой, брекчиевой текстуры с перекристаллизованными остатками радиолярий, с прослоями углеродистых известняков; гравелиты, кварцевые и полимиктовые песчаники, алевролиты, с глинисто-кремнистым с примесью карбоната, хлорита, серицита цементом. Породы содержат рассеянную вкрапленность, линзовидные скопления пирита размером до 0,5 см.

В опорном профиле к северу от станции Тумак [301] варненская толща слагает крыло антиклинали с восточными падениями и представлена переслаиванием полимиктовых и кварцевых песчаников, алевролитов, гравелитов, углисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев. Она перекрыта аккаргинскими базальтами. Общая мощность варненской толщи, видимо, составляет не менее 2 000 м. Возраст толщи определяется непосредственно севернее площади, у пос. Варна, где в углеродистых сланцах были собраны раннесилурийские граптолиты [303, 142, 143] и конодонты [10, 101]. Наиболее узкий возрастной интервал – позднелландоверийский – имеют граптолиты из карьера на правом берегу р. Ниж. Тогузак, в 3,75 км южнее устья (определения Т. Н. Корень), другие дают более широкий диапазон: от лландовери до раннего венлока (определения Б. М. Садрисламова).

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Катенинская толща (S_{1-2kt}), выделявшаяся ранее как толща вулканогенно-осадочного состава [297, 302], залегает выше варненской толщи и развита только в восточной части площади. Катенинская толща слагает вытянутые меридионально тектонические блоки и залегает со-

гласно на варненской толще. По данным предшественников [302, 297] она сложена туфами основного, смешанного составов, вулканомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, песчаниками, алевролитами, кремнисто-углистыми сланцами, в меньшем количестве базальтоидами, прослоями известняков. По нашему мнению [101] основным лицом толщи являются белые рифовые известняки. Мощность катенинской толщи около 1 000 м.

Возраст толщи по остаткам макрофауны в известняках и конодонтов в прослоях черных сланцев (севернее, на рр. Нижний и Средний Тогузак) устанавливается поздневенлокско-лудловским. По мнению М. В. Шурыгиной и В. С. Милициной [296] часть остатков характерна для елкинского горизонта венлока, другие имеют переходный возраст, а третьи – раннелудловский (исовский горизонт). Вместе с тем, по данным К. С. Иванова и др. [34] самые «молодые» определения возраста известняков – раннедевонские. Такой же возрастной интервал (от лудлова до раннего эмса) имеет толща известняков, расположенных гораздо севернее (южнее г. Челябинска). Здесь по данным бурения [89] непрерывный разрез известняков (около 250 м) охарактеризован последовательными комплексами конодонтов. Следует отметить, что фаунистические остатки обнаружены и изучены почти исключительно в известняках, находящихся на удалении от вулканогенных разрезов, в которых, напротив, фауна неизвестна. В связи с этим, возраст вулканогенных толщ, относимых предшественниками к верхнему силуру, на самом деле остается неясным.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К позднедевонско-раннекаменноугольным толщам в западной подзоне Кочкарско-Адамовской зоны относится вулканогенная березняковская, в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне – карбонатно-вулканогенная ащисуйская.

Березняковская толща (D_3-C_1bz) распространена на севере восточной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны, где слагает крылья синформ и антиформ в трех небольших клинообразных блоках северо-западного простириания. Толща впервые выделена в этом районе на смежном с севера листе [270]. Предыдущими исследователями [210, 238, 297] она также рассматривалась в составе фамена и нижнего карбона.

Толща сложена серо-зелеными, голубоватыми участками слабо метаморфизованными умереннощелочными и нормальными вулканитами основного, среднего и кислого состава, а также вулканогенно-осадочными породами. Породы рассланцованы, смяты в складки с углами падения пластов $40-70^\circ$. Из-за недостаточной обнаженности построить полный разрез толщи практически невозможно. По материалам бурения и горных работ [210] описан фрагмент верхней части разреза березняковской толщи. Под мраморизованными известняками брединской свиты залегает пачка туффитов с известковистым цементом и кремнистых сланцев мощностью около 20 м, ниже вскрываются лавы средне-основного состава, переслаивающиеся с туфами и брекчиями того же состава. В западных выходах березняковской толщи, наряду с базальтоидами и андезиитоидами встречаются дациты, риодациты, риолиты.

На южном берегу р. Ниж. Тогузак обнажаются голубоватые базальтовые, андезибазальтовые кристаллокластические туфы с линзовидными хлоритовыми выделениями от нескольких миллиметров до 1 см. Южнее прослеживаются слоистые серые андезибазальтовые литокристаллокластические туфы, чередующиеся с тонкими серыми туффитами, кремнистыми алевролитами, кристаллокластическими андезибазальтовыми туфами с кремнистыми шлирами. Азимут падения слоистости 150° , $\angle 10^\circ$. Подобные выходы слоистых вулканитов основного и среднего состава, представленные чередованием туфов разной зернистости в переслаивании с алевролитами, туфогенными песчаниками, реже туфоконгломератами, встречаются в северной части восточных блоков березняковской толщи и протягиваются на 2–6 км на юг. Падение слоистости практически всегда пологое ($10-20^\circ$), азимут падения меняется от 150° до 300° , что свидетельствует о наличии системы пологих складок.

К юго-западу от пос. Солнце в районе высотной отметки 298,0 м обнажается фрагмент разреза толщи. С востока на запад в элювиальных высыпках встречены серые тонкие туффиты, частовкрапленные андезиты, андезибазальтовые литокристалловитрокластические туфы, базальтоидные кристаллокластические туфов, которые сменяются пачкой чередующихся тонких литокристаллокластических, кристаллокластических, витрокластических туфов андезитов, туфоалевролитов. Выше прослеживается пачка черных силицитов мощностью 2–3 м, по простирианию замещаемая тонкими выклинивающимися светлыми «обрывками» кремней в 2–3 мм до 2–3 см среди кремнистых алевролитов, полосчатых пепловых кремнистых туфов. В этой пачке

четко видна полосчатость западного падения ($\angle 30^\circ$) и встречены прослои дацитоида пеплового материала с округлыми выделениями пеплового града и мелкими (до 0,5 мм) радиоляриями. Пачка кремней, кремнистых алевролитов перекрывается андезитоидами брекчиями, пепловыми андезитовыми туфами. Общая мощность разреза около 500 м.

Юго-западнее описанного разреза толща представлена литокристаллокластическими, витрокристаллокластическими туфами абсарокитового, трахиандезитового, шошонитового состава. Среди туфов встречаются маломощные пачки турбидитов. Верхние части (2–5 мм) ритмов представлены кремнистыми алевролитами. Наблюдается косая слойчатость, алевролиты местами образуют корки взламывания. Лавы играют подчиненную роль и представлены серозелеными трахиандезитами с вкрапленниками роговой обманки (2–3 мм, 5 %) и мелкими (1–2 мм) кальцитовыми миндалинами.

Среди петрографических разновидностей вулканитов резко преобладают туфы.

Кристалло- и литокристаллокластические туфы андезибазальтового, андезитового и андезидацитового состава содержат до 30 % кристаллокластов плагиоклаза и амфиболизированного пироксена. Литокласты сложены базальтоидами, андезитоидами афировыми и порфиоровыми. Цемент пепловый перекристаллизованный, типа заполнения пор. Полосчатые кристалловитрокластические андезибазальтовые, андезитовые равномернообломочные (размер кластов до 0,5 мм) туфы сложены слойками полуокатанных, ориентированных кристаллокластов плагиоклаза (до 80 %), пироксена, осколками перекристаллизованного стекла. Цемент поровый, состоит из перетертых стекла и кристаллов, тесно прилегающих друг к другу. Литокластические туфы андезитов, андезибазальтов, базальтов сложены ориентированными литокластами размером 0,5 мм, слабоокатанными, тесно прилегающими друг к другу и представленными сериальнопорфиоровыми андезитами с пилотакситовой основной массой. Цементирующая обломки масса – заполнения пор – раскристаллизованное стекло. Порфиоровые андезиты имеют во вкрапленниках призматические кристаллы андезина (до 3 мм) с параллельной ориентировкой. Основная масса гиалопилитовая – слабо индивидуализированное стекло, с редкими микролитами плагиоклаза, пироксена. Порфиоровые, сериальнопорфиоровые абсарокиты и шошониты содержат вкрапленники плагиоклаза (20 %), калинатриевого полевого шпата (5 %), пироксена (до 15 %) размерами от 1 до 4 мм. Основная масса гиалопилитовая, вариолитовая, пилотакситовая, иногда интерсертальная. Среди вулканитов кислого состава [210, 238] преобладают пирокластические – мелко- и тонкообломочные пепловые туфы, состоящие из угловатых обломков пород, осколков плагиоклаза, кварца, заключенных в кварц-серицитовую массу цемента соприкосновения. Существенную роль в составе березняковской толщи играют осадочные, туфогенно-осадочные породы: туфопесчаники, туфоалевролиты, состоящие из угловато-окатанных обломков кварца, плагиоклаза, андезитов, кремнистых сланцев, кварцитов, погруженных в хлорит-кварц-серицитовый агрегат; туффиты скрытокристаллического строения; известняки слоистые с примесью углистого вещества и вкрапленностью пирита.

Породы березняковской толщи в разной степени рассланцованы и динамометаморфизованы: зоны хлорит- и серицитсодержащих сланцев обычно локальные.

Для геохимической характеристики пород березняковской толщи (прил. 9) использованы авторские данные, а также материалы предшествующих работ [210, 238, 270]. Березняковская толща представляют собой довольно разнородную группу вулканитов дифференцированного трахиандезибазальт-риолитового ряда с повышенными содержаниями щелочей, в частности – калия, что позволяет относить их к абсарокит-шошонит-латитовой ассоциации. Среди вулканитов преобладают породы умереннощелочного ряда (70 %) с калиевым (17 %), калиево-натриевым (60 %) и натриевым (23 %) типом щелочности. Для них характерен широкий спектр семейств с разбросом содержаний кремнезема от 49 до 74 % – абсарокиты, шошониты, латиты, трахириодациты, андезибазальты, дациты, риолиты.

На диаграмме TAS рои точек березняковской толщи сосредоточены в полях «базальтовый трахиандезит», «трахиандезит», «трахит», но множество точек есть в полях «андезит», «дацит» и «риолит». На диаграмме С. Р. Тейлора березняковские вулканиты распределены практически равномерно в полях известково-щелочной, высококалиевой и шошонитовой серий. Наиболее распространенными породами являются средние вулканиты с содержаниями SiO_2 от 52 до 56 % и высокими содержаниями K_2O (4–5 %) – шошониты и кварцевые латиты. Низкие содержания TiO_2 наблюдаются для всего интервала кислотности (для 68 % пород 0,4–0,8 %). Для березняковского комплекса отмечаются крутые тренды распределения РЗЭ с накоплением ЛРЗЭ. В вулканитах разной кислотности нормированные линии распределения РЗЭ схожи; тренд увеличивается в ряду абсарокиты–латиты–трахидациты: $\text{La/Yb}=9,33; 11,69; 18,14$ соответственно. Спайдерграммы этих пород практически повторяют друг друга, характеризуясь лишь более низкими значениями крупноионных элементов в трахидацитах, дацитах. Для всех пород харак-

терен небольшой ниобиевый минимум и максимум стронция.

Сравнение с вулканитами различных островных дуг показывает сходство березняковского комплекса с известково-щелочными сериями Малой Курильской гряды, острова Парамушир [110] и с килианской серией палеоостроводужного комплекса Байкало-Витимского пояса [56] по целому ряду параметров [101]: низким содержаниями оксида титана, повышенными – калия, широким развитием средних вулканитов, высокой эксплозивности, «протяженностью» (дифференцированностью) серий, высокими содержаниями легких лантаноидов. В какой-то мере подтверждается отнесение березняковских пород к надсубдукционным и на диаграмме Дж. Пирса, где фигуративные точки падают в поля островных дуг и шошонитов.

Возраст толщи, однозначно не доказан. Севернее вулканиты этой толщи по химизму довольно уверенно сопоставлялись с островодужными вулканитами франской шелудивогорской толщи [101]. П. М. Курбежековым [210] в известняках найдены остатки плохой сохранности остракод *Aparchitellina* sp., *Buregia* sp., *Marginia* aff. *taberculata* Rozhd., *Bairelia* sp., *B.* aff. *quarziana* Eg. (определения А. П. Абрамовой), позволяющие с некоторой долей условности отнести вмещающие отложения к франскому ярусу. Вулканиты березняковской толщи благоприятны для локализации золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Мощность 500–2 000 м.

Ащисуйская толща (D₃-C_{1as}) слагает в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне маломощные тектонические пластины шириной 1–5 км, вытянутые меридионально более чем на 40 км вдоль восточной рамки листа. Впервые в этом районе толща выделена на территории листа N-41-XIX [100]. При более ранних работах [50, 142, 151, 154, 155] толща считалась преимущественно осадочной и относилась к различным стратиграфическим уровням. Более поздними работами [301, 302] за счет находок фауны толща была датирована в диапазоне фамен-нижний карбон. При изучении Михеевского медно-порфирового месторождения [137, 182, 286, 6, 26, 165, 232] был установлен вулканогенно-осадочный характер толщи.

Ащисуйская толща сложена известняками, кварцевыми, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами, туфами среднего состава, прослоями базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, риодацитов, туффигов. Взаимоотношения с окружающими толщами в основном тектонические. К северу от площади установлено тектоническое налегание ащисуйской толщи на увельскую свиту [101]. В районе месторождений Михеевское и Новониколаевское буровыми работами была выявлена субмеридиональная грабен-синклиналь, крылья которой сложены ащисуйской свитой. Скорее всего, здесь свита залегает несогласно на ордовикских и силурийских комплексах. В кровле толщи, в пределах северо-западной и северной частей Михеевского месторождения почти повсеместно залегает маркирующий горизонт из переслаивающихся силицитов, аркозовых, кварцевых песчаников, алевропесчаников мощностью 20–100 м с прослоями серых детритовых известняков с многочисленными обломками криноидей [232].

На крыльях Новониколаевско-Михеевской синклинали буровыми скважинами Карталинской ГРП вскрываются предположительно низы разреза ащисуйской толщи [302]: полимиктовые гравелиты, алевролиты, туфогравелиты, туфопесчаники, лапиллиевые андезитоидные туфы. Верхняя часть разреза толщи, изученная там же скважинами колонкового бурения, сложена кварц-серицитовыми, глинистыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, переслаивающимися с полимиктовыми песчаниками, известковистыми туфоалевролитами, известняками. Общая мощность отложений по разрезу 317 м. В одной из скважин была обнаружена микрофауна, по определению Т. В. Прониной – *Eoendothyra* cf. *communis* (Raus.) и *Ostracoda* sp. Возраст – поздний девон (зона этрень, т. е. самые верхи фаменского яруса). Таким образом, ащисуйская толща имеет двучленное строение: низы ее сложены вулканитами, а верхи – осадочными и туфогенно-осадочными породами. Общая мощность 800–850 м.

Толстоплитчатые, слабо полосчатые известняки верхов разреза образуют субмеридиональные гряды, редкие скальные выходы по берегам рек Карагайлы-Аят, Сухая, Ширяев Лог, Камышлы-Аят. Азимут падения 72°, $\angle 48$ –50°. Мощности отдельных прослоев известняков составляют 0,5–10 м, а их общая мощность – около 200 м. Ниже по разрезу по северному берегу р. Карагайлы-Аят отмечаются элювиальные высыпки вулканитов: андезитов, их крупномелкообломочных литокластических туфов, андезибазальтов.

Из петрографических разновидностей вулканитов наиболее распространены андезитовые, андезибазальтовые лавовые и туфовые брекчии.

Лавовые брекчии андезитового состава такситовой текстуры сложены «оплавленными» обломками андезитов, андезибазальтов, реже – базальтов порфировых, афировых, сериально порфировых и обломками андезитовых кристаллотуфов с пироксенами в обломках. Цементирующая масса гиалиновая с мелкими осколками плагиоклазов, пироксенов. Литокристаллокластические и кристаллолитокластические туфы андезитов содержат несортированные обломки пор-

фириковых, афириковых андезитов, кристаллокласты плагиоклазов. Обломки погружены в пепловый цемент. Литовитрокластические туфы сложены несортированными овальными, реже остроугольными обломками, сгруппированными в полосы в стекловатой перекристаллизованной массе. В обломках преобладает перекристаллизованное стекло, порфириковые и афириковые андезиты. Цемент – полосчатый, сложенный осколками стекла, обломками андезитовидов. Порфириковые андезиты, сериальнопорфириковые и гломеропорфириковые содержат вкрапленники (до 10 %) плагиоклаза и пироксена в трахитоидной, пилотакситовой микролитовой основной массе. Породы хлоритизированы и эпидотизированы. Игнимбритоподобные такситовые флюидальные андезиты, андезидациты сложены полосами стекла, перекристаллизованного в фельзитоподобную флюидальную массу; вдоль флюидальности отмечаются овальные ориентированные выделения агрегата кварца с зональным строением от крупнозернистых в центре до мелких по периферии.

Е. А. Белгородский и др. [5, 6, 26] на рудных полях Новониколаевского и Михеевского месторождений связывают с вулканитами ащисуйской толщи субвулканические, жерловые и интрузивные образования. Хотя гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и диорит-порфириты не могут относиться к ащисуйскому вулканическому комплексу (они прорывают нижний карбон), вскрытые скважинами риолиты, риодациты и дациты могут интерпретироваться как субвулканические и жерловые образования ащисуйского вулканического комплекса, как и описанные упомянутыми авторами «интрузивные брекчии».

В петрохимическом отношении ащисуйские вулканиты образуют широкий спектр семейств от базальтов до риолитов с некоторым количеством трахиандезитов и трахиандезибазальтов (прил. 9). Примерно одинаково представлены основные и средние породы, кислых же существенно меньше, причем преобладают породы с содержанием TiO_2 0,4–0,8 % и K_2O до 1 %, а Na_2O распределен довольно равномерно в интервале содержаний 3–6 %.

На бинарных диаграммах рои точек составов вулканитов ащисуйской толщи ложатся довольно хаотично, что частично, возможно, связано с процессами метасоматоза, особенно в пределах Михеевского медно-порфирикового месторождения. На диаграмме TAS ащисуйские вулканиты дают отчетливый дифференцированный ряд. На диаграмме SiO_2-K_2O (С. Р. Тейлора) они распределены практически равномерно в полях известково-щелочной, высококалиевой серий, но часть точек попадает в поле низкокалиевой серии, практически отсутствуют шшониты. Тренд дифференциации для ащисуйских вулканитов известково-щелочной, глиноземистость высокая. Несомненна геохимическая близость ащисуйских и березняковских вулканитов. Первые отличаются более компактным положением точек на диаграммах, более низкой щелочностью и более высокой магнезиальностью и известковистостью.

На идентификационных диаграммах Дж. Пирса точки составов ащисуйских вулканитов расположены в полях известково-щелочных и низкокалиевых толеитов, субщелочных базальтов островных дуг, хотя множество точек выходит за их пределы. На всех диаграммах тесно переплетены точки ащисуйских и березняковских вулканитов. Также близки и распределения РЗЭ и элементов-примесей. Но для ащисуйских пород характерны более пологие линии трендов и меньшие значения $La/Yb=3-6$, превышающее 10 только в кислых породах.

Спайдерграммы вулканитов ащисуйской толщи свидетельствуют о накоплении элементов с крупными ионными радиусами, содержания которых превышают концентрации в N-MORB в 10–100 раз, а значения высокозарядных элементов – на уровне N-MORB и даже ниже. Все они имеют отчетливые Nb минимумы, характерные для вулканитов надсубдукционных зон. На классификационных диаграммах Дж. Пирса рои точек ащисуйских вулканитов также ложатся в поля островных дуг и активных континентальных окраин.

Почти все породы ащисуйского комплекса несут следы зеленокаменного перерождения: амфиболитизированы, эпидотизированы, локально превращены в кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы (низкотемпературная субфация зеленых сланцев).

За пределами площади, на листе N-41-XIX в прослоях известняков найдена фаменнатурнейская микрофауна. На исследованной территории фаменский возраст толщи подтверждается определениями фораминифер, а также остатками кораллов, криноидей, гастропод, остракод, водорослей. К юго-востоку от пос. Первомайка Варненским ГСО [301, 302] в известняках установлены остатки микрофауны и фауны (определения И. А. Брейвель): *Plicatifera* cf. *tugadjarica* Nach. (канавы в 2,2 км восточнее пос. Новониколаевка); *Bellerophon* sp., *Plicatifera* cf. *tugadjarica* Nach., *Leiorhynchus* cf. *ursus* Nal., *Leiorhynchus* sp., *Pugnax* (?) sp., *Cyrtospirifer archiaci* Murch. (канавы в 300 м восточнее пос. Ульяновка); *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murch., *Pugnax* (?) sp. ind. (скв. В-80 в 4,8 км к северо-восточной от пос. Красноармейка). Возраст по всем определениям – фамен. В таких же известняках в скважинах и канавах у пос. Новониколаевка и Ульяновка были обнаружены фораминиферы (определения

Т. В. Проной): *Parathuramina suleimanovi* Lipina, *Vicinesphaera squalida* Antr., *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir., *Quasiendothyra (Eoendothyra) communis* (Raus.) и водоросли *Parachaetetes palaeozoicus* (Masl.). Возраст по всем определениям – верхи фамена (зона этрень). На основании этих определений и данных по более северным территориям [101], ащисуйская толща датируются в диапазоне фаменский ярус–нижнетурнейский подъярус.

Вблизи контактов с малыми интрузивами михеевского комплекса ащисуйская толща вмещает молибден-медно-порфировое оруденение и гидротермальную Zn-Cu минерализацию.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижнекаменноугольные отложения на территории листа распространены широко, а среднекаменноугольные – весьма локально и тяготеют к шовным зонам. В разрезе Кочкарско-Адамовской зоны выделяется угленосная брединская свита. Ее возрастным аналогом в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне является боровая толща. Верхи нижнего карбона (иногда – низы среднего) повсюду представлены однотипными, преимущественно карбонатными толщами – биргильдинской (Кочкарско-Адамовская зона), сагустинской (Копейская зона) и еткульской (Нижнесанарско-Текельдытауская зона) толщами, залегающими, преимущественно, несогласно на подстилающих образованиях. Однако возрастной аналог еткульской толщи – аккаргинская – сложена почти исключительно высокотитанистыми базальтами. Средний карбон представлен незначительными по площади выходами карбонатно-терригенных пород как в Копейской шовной зоне (ухановская толща), так и вблизи ее (кузейская толща в Кочкарско-Адамовской зоне и ковыльская в Нижнесанарско-Текельдытауской).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Брединская свита (C₁bd), прослеженная почти непрерывной полосой пологих синформ в восточной подзоне Кочкарско-Адамовской зоны, представлена угленосными отложениями, разнообразна по составу и фациально изменчива. В том или ином виде угленосная свита выделялась давно [72, 48] и почти без изменений – до последнего времени [297].

Брединская свита в северной части площади (район пос. Солнце) с несогласием залегает на вулканитах березняковской толщи, но чаще ее контакты сорваны, она слагает аллохтонные пластины, местами с серпентинитовым меланжем в основании. В низах она обычно сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами, гравелитами, прослеживается пачка серых массивных, местами кавернозных известняков, много туффитов. Средние части представлены преимущественно глинистыми, углисто-глинистыми, серицит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми сланцами с редкими прослоями алевролитов, песчаников, доломитов, мраморов, углистых известняков. Верхи сложены глинистыми сланцами с пластами каменного угля, алевролитами, песчаниками, известняками.

Детальный минералогический анализ песчаников брединской свиты [238] показал, что в составе обломочного материала преобладают кварц, микрокварциты, риолиты. Аксессуарный циркон представлен двумя генетическими типами: реликтовый магматогенный, встречаемый, в частности, в риолитах машакской свиты юрматинской серии рифея, и реликтовый кластогенный, характерный для рифейских терригенных пород западного склона Южного Урала.

К брединской свите относятся также пачки биотит-полевошпатовых, мусковит-хлорит-полевошпатовых, углеродисто-кварцевых, кварц-углеродисто-мусковитовых сланцев, выделявшиеся ранее вдоль западных границ ее распространения в толщу кристаллических сланцев рифейского возраста [297]. Они представляют собой метаморфизованные в основании аллохтона угленосные терригенные породы брединской свиты и не отличаются от них ни по первичному составу, ни по степени деформированности. К подугленосной свите (в современном понимании – нижняя часть брединской свиты) относил «сланцевые гнейсы с пачками сланцев» также и П. Ф. Курбежеков [209]. Мощность свиты до 900 м. Она относится к угленосной паралической формации и содержит пласты каменных углей, антрацитов, вмещает несколько месторождений каменного угля.

Возраст брединской свиты хорошо обоснован палеофлористически и палеофаунистически. В районе Брединского месторождения углей, в стратотипической местности (лист N-41-XXXI), ее возраст определяется как турне–ранний визе [13]. Углстые и углисто-глинистые сланцы содержат остатки флоры: *Stigmara ficoides* Sternb., *Sphenopteris norosona* Tschirk., *Cardiopteridium* sp., *Sphenopteridium bifidum* (L. et H.) Benson, *Adiantites brediana* Tschirk., *A. antiquus* (Ett.) Stur, *Rhodopteridium gigant* (Stur) Purk., *R. moravicum* (Ett.) Purk., *Cardiospermum* sp., *Lepidodendron*

culmianum Fischer (определения Е. Ф. Чирковой-Залесской). На изученном листе в районе пос. Полтавка [297] по сборам А. А. Петренко [72] определена флора: *Stigmaria ficoides* (Sternb.) Brongn., *Rhodopteridium hochstetteri* (Stur) Purk., *Sphenopteris norosona* Tschirk., *Lepidodendron* sp. и др.

Боровая толща (C₁bv) является возрастным, а во многом и фациальным аналогом биргинской свиты в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне, имеет ограниченное распространение и слагает небольшие тектонические блоки вблизи Копейской шовной зоны. Взаимоотношения с подстилающими породами не ясны. На боровой толще в одних блоках залегают карбонаты поздневизейско–серпуховского возраста [279], в других – базальтоиды аккаргинской толщи. Она сложена глинистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, глинистыми, часто окремненными известняками с прослоями алевролитов, песчаников, конгломератов, редко прослоями базальтов, андезибазальтов мощностью до 5 м. Мощность боровой толщи от 550 до 700 м. Достоверные фаунистические остатки в боровой толще на территории листа не известны. Южнее в аналогичных толщах Н. Ф. Мамаевым [48, 49] собрана визейская фауна: *Hemitrypa* ex gr. *nodosa* Ulr., *Productus* (*Dictyoclostus*) ex gr. *semireticulatus* Mart., *Gigantoproductus maximus* McCoy и др. Залегающие согласно выше известняки еткульской толщи содержат микрофауну и фауну верхнего визе–серпухова.

Биргильдинская толща (C₁br) в Кочкарско-Адамовской зоне слагает отдельные тектонические пластины (в том числе – в основании крупных синформ) и небольшие пологолежащие останцы покровов, а также резко несогласно залегают на дислоцированных подстилающих каменноугольных образованиях [101]. На территории листа N-41-XXV биргильдинская толща распространена незначительно, слагая на севере, где она представлена мраморизованными известняками, и на юге (известняки, мраморы, известковистые конгломераты с прослоями углисто-, слюдисто-карбонатных сланцев) небольшие тектонические пластины, входящие в более крупные пакеты. Мощность толщи 300–500 м.

Биргильдинская толща метаморфизована неравномерно: известняки тектонических пластин в основании крупных аллохтонов мраморизованы; в более спокойной тектонической обстановке они, как правило, окремнелые. Биргильдинскую толщу и ее аналоги в других зонах можно отнести к карбонатной квазиplatformенной формации. Возраст ее установлен палеонтологически как поздневизейско–серпуховской. В известняках определены [140]: фораминиферы – *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. minor* (Raus.), *Pseudoammodiscus incertus* (d'Orb.), *Brunsia irregularis* (Moell.), *Archaeodiscus moelleri* Raus., *A. gigas* Raus., *Asteroarchaeodiscus ovooides* Raus., *Rugosoarchaeodiscus* cf. *tumefactus* Ivan., *Howchinina exilis* (Viss.), *H. gibba longa* Brazhn., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Tetrataxis angulata* Viss., *T. ischimica* Durk., *Parastaffella* cf. *struvei* (Moell.), *Mikhailovella mica* Gan. (определения А. В. Ярковой, З. Г. Симоновой); кораллы – *Lithostotion junceum* Flem., *Ceisiophyllum* cf. *densilamellatum* Perm. (определения Е. И. Кочанова); брахиоподы – *Spirifer moelieri* Jan., *S. cf. bisulcatus* (Sow.), *S. cf. trigonalis* Mart., *Gigantoproductus* sp., *Martinia glabra* Mart., *Pugilis pugilis* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.), *St. cf. magna* Jan., *Davidsonia* sp. (определения Т. Н. Корсаковой). Углистые известняки содержат фораминиферы [238] *Omphalotis infrequentis* (Schlyk.), *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella ikensis* Viss., *E. galinae* Gan. и др. (определения Н. Л. Малаховой и Т. И. Шлыковой), позволяющие отнести их к михайловскому горизонту визе.

Сагустинская толща (C₁sg) является возрастным и фациальным аналогом биргильдинской толщи в Копейской зоне, где протягивается узкой (до 2 км) субмеридиональной полосой с небольшими перерывами. Контакты толщи тектонические, мощность условно оценивается в 200–400 м. Сложена она преимущественно известняками, местами углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, гравелитами, известковистыми конгломератами, окремнелыми органогенными известняками. Возраст толщи установлен по находкам фораминифер верхов визейского–низов серпуховского ярусов [213, 143]: *Pseudoammodiscus volgensis* (Raus.), *Archaeodiscus pauxillus* Schlyk., *A. karreri* (Brady), *A. itineraris* Schlyk., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Endostaffella shamordini* (Raus.), *Tetrataxis submedia* Brazhn. и др. (определения А. К. Проскуриной и А. В. Ярковой).

Еткульская толща (C₁et) является возрастным и фациальным аналогом биргильдинской и сагустинской толщ в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне. Она слагает узкие тектонические блоки, преимущественно прижатые к Копейской шовной зоне. Сложена толща сильно окремнелыми известняками, в основании часто залегают прослои кремнистых сланцев, полимиктовых алевролитов, песчаников [297].

Поздневизейско–раннесерпуховской возраст еткульской толщи доказывается сборами фора-

минифер [293]: *Archaeodiscus* 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., *Productus (Striatifera) striatus* Fisch., *P. ex gr. simireticulatus* Mart. (определения Т. Н. Корсаковой). Мощность 200–400 м.

Аккаргинская толща (С₁dk) распространена в пределы листа N-41-XXV (Нижнесарко-Текельдытауская зона) нами совместно с К. Е. Дегтяревым (ГИН РАН). Описанные ниже вулканиды считались ранее: силурийско–девонскими [209, 210, 301], среднепоздневизейскими [302], ордовикскими [297]. Аккаргинская толща выходит в пределах листа двумя меридиональными полосами. Западная полоса шириной от 2 до 10 км протягивается через весь лист. Восточная полоса имеет протяженность около 20 км при ширине 3–4 км. Толща обнажена неравномерно, восточная полоса – в районе Михеевского медно-порфирового месторождения – не обнажена вовсе. Строение толщи описано с использованием материалов геологосъемочных [209, 210, 301, 302], поисковых [182, 232] и тематических [165] работ.

В аккаргинской толще преобладают вулканогенные породы – базальты, андезибазальты, гиалокластиты, брекчии, туфы; реже андезитойды, их туфы; встречаются туффиты, известняки, туфоконгломераты, туфопесчаники, кремнистые сланцы, полимиктовые песчаники, сланцы низких степеней метаморфизма – хлоритовые, хлорит-кварц-серицитовые, альбит-кварц-хлоритовые, хлорит-полевошпатовые.

В северной части площади у пос. Тумак по серии скважин отмечается несогласное налегание вулканидов на боровую толщу. Контакт падает на восток под углом до 50°. Аккаргинская толща в низах сложена долеритами; средняя часть представлена порфиrowыми долеритами, базальтами; выше вновь появляются долериты; отмечаются маломощные прослои кремнистых пород, псефитовых, псаммитовых базальтоидных туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Общая мощность толщи здесь 1 500 м.

Западнее пос. Новокатенинский описано параллельное (возможно – согласное) залегание толщи аккаргинских базальтоидов мощностью около 2 500 м на боровой толще. В средней части среди базальтоидов нами откартирована пачка базальтовых брекчий с маломощными прослоями известняков, туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых алевролитов. Вулканические брекчии содержат обломки базальтоидов, а местами – ксенокласты известняков, реже – габбро размерами от 1–2 до 20 см. Насыщенность ксенолитами – до 3–5 штук на 1 м² выходов. Пачка прослеживается меридионально на 10 км между поселками Новокатенинский и Южно-Степной. Южнее, на широте пос. Южно-Степной в основании разреза толщи П. Ф. Курбежековым [209] описаны переслаивающиеся известковистые, углисто-глинистые, глинисто-углистые, хлоритовые сланцы, кремнистые породы, песчаники, слюдистые филлиты. Слоистость и параллельная ей сланцеватость падают на восток, $\angle 50^\circ$.

Еще южнее, на р. Камышлы-Аят, в 4 км выше пос. Княженка им же описан непосредственный контакт мраморизованных известняков и аккаргинских базальтов; в основании последних лежат туфоконгломераты с обломками мраморизованных известняков, эффузивов основного состава. Выше картируются базальты, андезибазальты, часто подушечные с большим количеством базальтоидных туфов, линз кремнистых алевролитов, аргиллитов. В верхах появляются метаморфизованные туфопесчаники, туфоконгломераты. Мощность аккаргинской толщи в южной части площади около 1 000 м. В нескольких карьерах около поселков Мичуринский, Новокатенинский, Южно-Степной аккаргинская толща представлена переслаиванием афировых подушечных базальтов, лавовых брекчий базальтов, долеритов и ритмичных гиалокластитов – от крупнообломочных до тонкообломочных, сложенных «скорлупками» вулканического стекла. В целом в аккаргинской толще с севера на юг количество пирокластического и осадочного материала увеличивается. В средней части площади отмечается большое количество гиалокластитов. Общая мощность толщи до 2 500 м.

Среди аккаргинских вулканидов выделяются несколько разновидностей.

Долериты – такситовые мелкозернистые, долеритовой, участками паркетной структуры, сложены длинными веерообразными, снопообразными лейстами плагиоклаза, промежутки заполнены широкотаблитчатыми, иногда длинными, изогнутыми кристаллами пироксена. Количество пироксена и плагиоклаза примерно одинаково. В порфиrowых базальтах микролитовой, интерсертальной структуры во вкрапленниках содержатся плагиоклаз, пироксен, роговая обманка. Афировые базальты такситовые имеют микролитовую, интерсертальную, долеритовую, толеитовую структуру, сложенную длинными лейстами плагиоклаза с расщепленными концами, и агрегатами зернышек пироксенов.

Гиалокластиты I типа сложены обломками полупрозрачного стекла с многочисленными

перлитовыми трещинками, участками стекло раскристаллизовано в мелкие вариоли тесно прижатые друг к другу, часто перекристаллизованные в плагиоклаз-пироксеновые лучистые скопления. Промежутки между обломками вариолитового стекла заполнены причудливо раскристаллизованным полупрозрачным палагонитизированным стеклом. Участки и того, и другого стекла при большом увеличении обнаруживают веерообразную, лучистую, пальметовую структуры. Гиалокластиты 2 типа сложены причудливыми палагонитовыми витрокластами, сцементированными палагонитовым же стеклом с флюидальными заливами, завихрениями с крустификационной структурой. В центре завихренных потоков встречаются овальные, скорлуповатые, рогулькообразные участки темного, непрозрачного свежего стекла. Гиалокластиты 3 типа состоят из овальных, изометричных обломков стекла витрофировой структуры, перекристаллизованной в веерообразную, лучистую, метельчатую структуры, образованные плагиоклазом и пироксеном; в многочисленных вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, пироксен. Матрикс представлен стекловатой массой с осколками кристаллов.

Лавовые брекчии основного состава состоят из стекловатого матрикса и обломков различного размера, представленных порфиоровыми, афировыми, витрофировыми базальтами гиалиновой, интерсертальной и долеритовой структуры, а также долеритами с вкрапленниками плагиоклаза и темноцветных минералов.

Довольно значительные площади распространения долеритов, возможно, связаны с наличием субвулканических образований, которые в условиях плохой обнаженности и присутствия долеритовых базальтов, связанных с покровами, практически не картируются.

Петрохимически аккаргинские вулканиты (прил. 9) представляют собой базальтовую натриевую, калиево-натриевую серию с достаточно устойчивым содержанием кремнезема (от 45 до 53 %); 77 % анализов относятся к натриевому типу; сумма щелочей меняется достаточно широко – от 1,29 до 7 %, что связано с существенным разбросом содержаний Na_2O – от 1,2 до 6,87 %. Породы относятся к нормальному и умереннощелочному рядам. Характерная черта аккаргинских базальтов – высокие содержания TiO_2 (1,8–3,6 %). Низкоглиноземистыми являются 35 % базальтоидов, остальные – умеренно глиноземистыми. Большая часть пород относится к семейству базальтов, часть – к трахибазальтам. Они характеризуются как толеитовым, так и известково-щелочным трендом дифференциации.

На классификационной диаграмме TAS аккаргинские вулканиты сосредоточены в полях базальтов и трахибазальтов, но встречаются и в полях андезитов, дацитов до трахиандезитов, трахидацитов. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (С. Р. Тейлора) составы аккаргинских пород соответствуют низкокалиевой и известково-щелочной сериям. На нескольких диаграммах Дж. Пирса рои точек аккаргинской толщи ложатся в поля базальтов внутриплитных обстановок, срединно-океанических хребтов и известково-щелочных базальтов.

Распределение РЗЭ в аккаргинских вулканитах характеризуется незначительным наклоном линии, накопление легких лантаноидов сравнительно с тяжелыми небольшое ($\text{La/Yb}=2,5\text{--}3$). Линии распределения РЗЭ в базальтах, трахибазальтах приближаются к E-type MORB, показывая более низкий уровень РЗЭ. Линии РЗЭ андезитов расположены почти на порядок выше и имеют незначительный европиевый минимум. При определенных отличиях распределение РЗЭ в аккаргинских вулканитах сходно с таковым в породах рифтовых зон [116, 110, 85, 103], что характеризует эти вулканиты как рифтогенные образования.

Спайдерграммы аккаргинских пород достаточно близки между собой; существенно отличаются линии андезитов, для которых отмечаются более высокие концентрации РЗЭ и крупноионных элементов. В целом аккаргинские вулканиты характеризуются накоплением крупноионных элементов (в 10–15 раз сравнительно с N-MORB), близкими к нормирующим значениям концентрациями высокозарядных элементов, небольшими минимумами Nb и Sr.

Разрез толщи в пределах листа несколько отличается от стратотипического, но соответствует ему по возрасту. При ГС-50 и тематических работах [301–303] скважинами вскрыты мало мощные прослои известняков с средне-поздневизейскими фораминиферами: *Endostaffella parva* (Moell.), *Endothyra bradyi* (Mikh.), *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* (Brady), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Mediocris bleviscula* (Gan.), *Eostaffella proikensis* Raus. (определения А. К. Проскуриной). К. Е. Дегтяревым из ксенолитов известняков собраны пробы, в которых выделены конодонты *Gnathodus girtyi girtyi* Hass, *G. bilineatus bilineatus* (Roundy), *Lochriea commutata* (Br. et Mehl) поздневизейско-серпуховского возраста (определения В. А. Аристова).

Аккаргинские вулканиты вблизи контактов с интрузивами михеевского комплекса вмещают молибден-медно-порфировое и скарново-магнетитовое оруденение.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Кузейская толща (C_2ks), распространенная на западе восточной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны в ядрах узких (до 1 км) синклинальных складок, несогласно налегает на раннекаменноугольную биргильдинскую толщу, сложена конглобрекциями, конгломератами с плохоокатанными обломками кварцитов, базальтоидов, мраморов, песчаников. Мощность кузейской толщи 100–200 м. Она считается среднекаменноугольной достаточно условно.

Ухановская толща (C_2uh), возрастной аналог кузейской толщи, протягивается узкой (0,5–1 км) полосой протяженностью 32 км в пределах Копейской зоны, где вскрывается серией картировочных скважин [297]. Контакты толщи с окружающими породами тектонические. Она сложена известняковыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, известково-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, известняками, доломитами. Севернее листа в ухановской толще собраны остатки фораминифер и спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие датировать ее московским ярусом [151]. Мощность толщи не более 250 м.

Ковыльская толща (C_2kv) является стратиграфическим и фациальным аналогом кузейской и ухановской толщ в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне. Состав ее соответствует составу ухановской толщи. Взаимоотношения с нижележащими породами непонятны, вероятнее всего, она залегают несогласно или надвинута на нижележащие породы (выжата из Копейской шовной зоны). Мощность ковыльской толщи не превышает 150 м. Возраст толщи принимается московским условно, но то, что он более молодой, чем серпуховской – очевидно, поскольку галька визе–серпуховских известняков в конгломератах присутствует.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В пределах листа N-41-XXV мезозой представлен триасовыми отложениями в структуре фундамента и меловыми – в структуре чехла.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовая система представлена здесь лишь верхним отделом, распространена исключительно в пределах Челябинского грабена, являющегося основным структурным элементом Копейской зоны, и включает в себя одно подразделение.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Челябинская серия (T_3cl) прослеживается на всем протяжении Челябинского грабена. Сложена она [193] грубообломочными слабосцементированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, прослоями глинистых алевролитов, тонкослоистых пелитовых сланцев, углистых аргиллитов, маломощных пластов бурых углей. В галечно-валунном материале встречены базальтоиды, кремнеземные известняки, гранитоиды, кварц, сланцы, гнейсы. Цемент полимиктовый базальный. Мощность серии до 600 м. В пределах листа N-41-XXV серия не разделена на свиты из-за плохой обнаженности и незначительности выходов. Челябинская серия, относящаяся к лимнической угленосной формации, содержит непромышленные пласты и линзы бурых углей.

Позднетриасовый возраст челябинской серии установлен по обильным сборам флоры в основных местах ее распространения. В частности, восточнее ст. Карталы [297] определены *Cladophlobis haiburnensis* Sow., *Tachiopteris ensis* Oldh., *Desmiephyllum* sp. и др.; комплексы спор [210], листовая флора: *Stenosonotriletes* sp., *Hymenozonotriletes* sp., *Polypodiaceae*, *Camunda*, *Selaginella* и пыльца: *Cycadophyta*, *Cycas* sp., *Benertites* sp., *Ginkgo* sp., *Striatopodocarpites*, *Coniferae*, *Walchnia*, *Podozenites* и др.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

На территории листа меловая система представлена единственным подразделением – верхнемеловой мысовской свитой.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Мысовская свита (K_2ms) сложена континентальными образованиями, среди которых выделяются аллювиальные, пролювиальные и озерные фации [297], расположенные в областях развития закарстованных палеозойских карбонатов. Русловые аллювиальные фации представлены песчано-галечными отложениями, преимущественно сероцветными. Для них характерна косая слоистость, частое выклинивание слоев, внутриформационные размывы, слабая сортированность. Старичные фации песчано-глинистые и глинистые, глины по составу гидрослюдисто-каолининовые, песчаный материал кварцевый. Озерные образования представлены переслаиванием разноцветных каолининовых глин с песками кварцевого состава. Мощность свиты (данные бурения) достигает нескольких десятков метров (50 м) [146], датировка пород основана на региональных корреляциях [233]. Отложения золотоносны.

МЕЛ–ПАЛЕОГЕНОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

На площади известны коры выветривания, представленные глинами разнообразного состава, щебнисто-глинистыми, кремнистыми, реже существенно лимонитовыми образованиями. Они развиваются по палеозойским породам и перекрыты маломощными мезозойско–кайнозойскими континентальными отложениями. На плоских водоразделах имеются значительные чехлы глинистых образований мощностью до нескольких десятков метров (преимущественно элювиальных), а на остальной площади сохранились, главным образом, линейные коры выветривания (преимущественно инфильтрационные).

Коры выветривания ультрамафитов (kv^{no}) мощностью до 20–30 м обычно содержат в разрезе зоны охр, нонтронитов, выщелоченных серпентинитов. Реже встречаются бирбиритовые коры выветривания по лиственитизированным серпентинитам (kv^{br}). Коры выветривания магматических пород представлены обычно глинистыми образованиями, при кислом составе магматитов – существенно каолининовыми (kv^{kl}). Переотложенные каолининовые коры выветривания характерны и для карбонатных пород, в которых встречаются карстовые пустоты. Локальное развитие (вблизи границ карбонатных и существенно кварцевых пород) имеют кремнистые (маршаллитовые (kv^m)) коры выветривания (kv^{kr}), представленные пылевидным кварцем. Кремнистые коры выветривания развиваются также непосредственно по известнякам. Весьма ограниченным распространением пользуются остаточные железистые коры выветривания, связанные с окислением сульфидов.

Мощность каолиновой коры выветривания по гранитоидам изменяется от 7 до 20 м [140]. В наиболее сохранившихся участках развитой коры выделяются зоны: дезинтеграции (элювий), гидрослюдистая, гидрослюдисто-каолининовая [284]. Для гидрослюдистой зоны характерно сочетание реликтовых и новообразованных минералов, ведущими являются гидрослюда и гидрохлорит. Гидрослюдисто-каолининовая зона практически не содержит первичных минералов, кроме остаточного кварца, и состоит из каолинита с примесью гидрослюды. По магматическим породам среднего и основного состава развиваются смешанные, полиминеральные коры выветривания, состоящие из каолинита, галлуазит-ферригаллуазита, вермикулит-гидрохлорита, монтмориллонита, окислов и гидроокислов железа [297].

Нонтронитовые коры выветривания имеют незначительное распространение, но в наиболее мощных разрезах выделяются четыре зоны – (1) дезинтеграции, (2) выщелачивания, (3) глинистых продуктов (нонтронитовая), (4) охристых продуктов [303]. Зона дезинтеграции (элювий – щебень и дресва почти неизмененных серпентинитов), присутствует практически на всех массивах ультрамафитов. В зоне выщелачивания (обеления, карбонатизации) серпентинитов преобладают выщелоченный антигорит, гидрохлорит, нонтронит. Зона глинистых продуктов сложена зеленоватым и охристым вязким глинистым материалом, представленным нонтронитом, выше по разрезу переходящим в охристые продукты следующей зоны, сохраняющейся довольно редко. Мощность нонтронитовых кор 15–16 м [155].

Маршаллитовые коры выветривания образуются в зонах контакта карбонатных и кварцевых пород и представлены мучнистой серовато-белой массой, состоящей на 80–90 % из тонкодисперсного кварца, иногда с примесью каолинита и гидрослюды.

Линейные коры выветривания, развивающиеся вдоль контактов и разломов по составу не отличаются от площадных кор выветривания, но имеют мощность до 80 м.

С разнообразными кораами выветривания связаны объекты неметаллических полезных ископаемых – маршаллитов, нонтронитов, строительных материалов и пр.

Из-за крайней надежности датировок [140, 155, 284, 297, 301] и незначительного распространения коры выветривания показаны нерасчлененными мезозойско–палеогеновыми.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозой представлен на территории листа палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными образованиями.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ОЛИГОЦЕН

Куртамышская свита (P_{3kr}), по данным И. З. Шуба [293], на территории листа представлена континентальными и прибрежно-морскими типами. Континентальные фации известны в пределах Бессоновской эрозионно-структурной депрессии. В разрезе преобладают серые гидрослюдисто-каолиновые глины, реже песчаники. Иногда в глинах встречаются конкреции марказита, сажистые примазки и прослои лигнитов. Подчиненную роль играют кварцевые пески, серые, вверху охристые, с линзами лигнитов. Для отложений характерна частая вертикальная и горизонтальная изменчивость, линзообразное залегание пород.

Прибрежно-морские отложения куртамышской свиты распространены в восточной половине листа и представлены слюдисто-кварцевым песками, слоистыми, светлыми, с примесью алевритового или глинистого материала. Мощность отложений 10–20 м. В долинах рек породы куртамышской свиты пространственно и литологически ассоциированы с отложениями нижне-го-среднего неоплейстоцена и внешне отличаются от них мало. Палеонтологически свита охарактеризована слабо, и ее олигоценный возраст определяется по литологическому сходству со стратотипом [233]. На смежных площадях свита содержит Ti-Zr россыпи, залежи строительных кварцевых песков и огнеупорных глин.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Наурзумская свита (N_1nr) покрывает значительные площади водораздельных пространств, особенно в восточной половине листа. Она залегает практически на всех более древних образованиях и перекрывается светлинской свитой и плиоцен-четвертичными комплексами. Представлена континентальными аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерными фациями [297]. В западной части листа свита частично выполняет эрозионно-структурные депрессии, а на востоке заполняет собственные долины, которые обычно сопряжены с озерными ваннами, также выполненными отложениями наурзумской свиты.

Среди аллювиальных фаций выделяют русловые песчано-гравийно-галечные и старичные, преимущественно глинистые. Обломочный материал имеет слабую сортированность и неравномерную окатанность. Старичные фации мелкоземистые, плотные, иногда ритмичны. Глинистый материал каолинит-гидрослюдистый, иногда прокрашен гидроокислами железа в пестрые цвета. Озерные отложения представлены сероцветными кварцевыми песками с прослоями гидрослюдисто-каолиновых глин. Преобладают плохо сортированные песчаные разности, изменчивость гранулометрического состава и наличие местных размывов свидетельствует о частой смене глубины водоемов. Важную роль в строении наурзумской свиты играют железистые кластиты – песчаники, гравелиты, конгломераты, иногда глыбовые, иногда алевролитовые, с гетитовым и гидрогетитовым цементом. Отдельные глыбы и пластины этих пород иногда описываются под названием чаграйской свиты, однако мощные пласты такого рода железняков известны только в составе наурзумской свиты. Некомпетентные прослои в разрезах наурзумской свиты очень часто наклонны или даже складчаты. Это касается пород как с железистым, так и карбонатным цементом.

Отложения практически лишены органических остатков. В стратотипических разрезах свита характеризуется олигоценовой тропической флорой, однако на изученной территории ни листьевой, ни палинофлоры в породах, относимых предшественниками к наурзумской свите, не обнаружено. Обоснованием возраста и отнесения описываемых отложений к наурзумской свите служат положение в стратиграфическом разрезе, литологический состав толщи и особенности ее строения. Мощность от 5–6 до 40 (?) м.

Свита содержит россыпи золота, вмещает огнеупорные глины и строительные пески.

Светлинская свита (N_1sv) пользуется широким распространением на территории листа, особенно в восточной его половине. Делювиально-озерные и озерные фации сложены в

основном пестроцветными тяжелыми глинами, комковатыми, с восковидным блеском, карбонатными и гетитовыми стяжениями. Состав глин преимущественно каолинит-монтмориллонитовый [293]. Аллювиально-пролювиальные и делювиально-аллювиальные фации представлены гравийными песками, глинистыми, пестрыми, реже светлыми. В основании аллювиально-пролювиальных разностей иногда залегают пласты или линзы кварцевых гравелитов и конгломератов с кремнисто-карбонатным цементом [145, 293]. Мощность варьирует от нескольких до нескольких десятков (?) м. Возраст свиты согласно решению 4 уральского межведомственного совещания [233] принимается ранне-позднемиоценовым. С потоковыми фациями светлинской свиты связаны золотоносные россыпи.

ПЛИОЦЕН

Нерасчлененные отложения жиландинской и кустанайской свит ($N_2\check{z}l-ks$) встречаются изолированными выходами на всей площади и приурочены, как правило, к водораздельным склонам и к древней ложковой сети. Представлены глинами и суглинками малиновыми, красно-бурыми до темно-шоколадных, часто известковистыми, с характерным восковидным блеском, с рассеянной кварцевой галькой и линзами бобовинных железняков (сопоставляются с жиландинской свитой), а также глинами и суглинками светло-бурыми, иногда зеленоватыми, красноватыми, с единичными линзами торфяников, с карбонатными стяжениями и железисто-марганцевыми оолитами (сопоставляются с кустанайской свитой). Датируются исходя из региональных корреляций в соответствии с серийной легендой Южного Урала [233]. Мощность – 2–8 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Континентальные образования четвертичного возраста маломощным, практически непрерывным чехлом покрывают более древние образования восточного склона Южного Урала. Они включают: (1) элювиальные, элювиальные и делювиальные и более сложные полигенетические образования, которые преобладают на междуречьях, где формируют чехлы целой серии поверхностей выравнивания; (2) аллювиальные, аллювиальные и делювиальные и аллювиально-озерные образования, слагающие надпойменные и пойменные террасы рек района; (3) делювиальные и десерпционные образования, покрывающие склоны речных долин и склоны более высоких водораздельных поверхностей; (4) озерные, болотные и смешанные образования; (5) техногенные образования.

В возрастном отношении четвертичные отложения района охватывают эоплейстоцен, нижнее, среднее, верхнее звенья неоплейстоцена и голоцен. Мощность четвертичного покрова значительно варьирует от первых дециметров слабо элювиированных пород на высоких водораздельных поверхностях и скальных останцах, до многих метров рыхлых отложений в переуглубленных долинах и озерных котловинах.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Элювиальные и делювиальные образования (e,dP) развиты в восточной части листа, где слагают чехол Каракульской поверхности выравнивания, расположенной на высотах около 400 м в вершинных ярусах рельефа Джабыкского, Неплюевского и Варшавского гранитоидных массивов и частично Верблюжегорского ультраосновного массива. В западной части области распространения этого комплекса характерным набором его пород являются плотные выбеленные суглинки и супеси (перемещенный гранитный элювий), перекрытый маломощным шоколадно-бурым делювием. Реже встречаются ярко окрашенные глинистые коры, обычно в увлажненных западинах, где они обычно перекрыты молодыми болотными глинами и черными почвами. В восточной части области распространения комплекса значительную роль играют обломочные породы. Общая мощность пород достигает нескольких метров (до 1–3 м).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Кундравинский надгоризонт. Кундравинская свита. Делювиальные и озерные образования (d,lkп) залегают в погребенных впадинах древнего рельефа и на поверхности практи-

чески не обнажены. Сложены глинами бурыми, реже красноватыми, с линзами песчанистых глин и глинистых песков, с редкими крупными карбонатными конкрециями и единичными линзами торфяников. Отложения вскрыты скважинами в эрозионно-карстовой депрессии северо-западной пос. Новогеоргиевский [297], где их мощность достигает 8 м. К этой же свите относятся образования, вскрытые канавой водовода на водоразделе Сухой и Карагайлы-Аята, на высоте примерно в 60 м над урезом Карагайлы, а также породы, залегающие в основании первой и второй террасы Нижнего Тогузака в районе пос. Солнце. Они представлены контрастным переслаиванием глин темно-серого и рыже-красного цвета, которые подстилаются грубыми кластитами. Их спорово-пыльцевые спектры, по заключению Н. О. Рыбаковой, близки к ранне-неоплейстоценовым. В долине реки Акмулла, делювиальные и аллювиальные отложения кундравинской свиты, представленные буроватыми глинами с галькой кварца, вскрыты скважинами в 3,2 км к юго-западу от пос. Неплюевка [297]. В древних логах верховьев руч. Синташты в толще коричневых глин, залегающих на корях выветривания, наблюдаются линзы и прослойки полимиктового песка с редким гравием кварца. Отложения сопоставляются с нижней частью разреза кундравинской свиты [140], а также с байрамгуловскими слоями бассейна реки Урал [297]. Мощность от 5–10 до 15 м.

Чернореченский и карпийский горизонты. Чернореченская свита. *Аллювиальные образования (alŕt)* залегают в речных долинах в основании четвертичного аллювиального разреза и на поверхности не обнажены. На площади листа имеют ограниченное распространение. Они выполняют переуглубленные участки речной сети (в том числе древней ложковой сети) и представлены полимиктовыми песками с галькой и гравием кварца, глинами белыми и коричневыми, а также суглинками и супесями. Наиболее близки по облику и литологии к стратотипическим образованиям чернореченского горизонта породы, вскрытые небольшими карьерами в дельте руч. Ольховка, где они образуют месторождение строительных песков, однородных, светло-бурых, слегка глинистых, вскрытой мощности 3 и более метров. По данным спорово-пыльцевого анализа (определения Г. Н. Шиловой) в период формирования этих отложений господствовали широколиственные леса и лесостепи. Обилие термофилов (граб, дуб) в составе лесов и единичные экзоты (*Tsuga*) позволяют предполагать, что отложения сформировались в межледниковье раннего неоплейстоцена Q_1^3 . Подобные лесостепные палинокомплексы получены для чуй-тасевского времени в Оренбургском Приуралье [8]. Мощность до 15 м.

Среднее звено

К аллювиальным образованиям среднего неоплейстоцена (all) нами отнесены две регионально распространенные толщи. Нижняя представлена переслаиванием очень характерных светлых и рыжих песков, глин и суглинков, изученных в нескольких карьерах в долинах Карагайлы-Аята, Караталы-Аята и Сухой. Породы из разных карьеров внешне похожи друг на друга, практически везде они залегают под толщей шоколадно-бурых песчанистых глин и глинистых песков, слагающих чехол третьей террасы этих долин. Обильные спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в нижних слоях этих образований, близки к спектрам верхнего горизонта озерной толщи лихвинского разреза на Русской равнине [108]. Позже увеличились площади хвойных лесов с сосной, что может отражать некоторое похолодание климата и связываться с ранним средненеоплейстоценовым оледенением. Отложения нижней средненеоплейстоценовой толщи во многих случаях деформированы.

Верхняя толща имеет локальное, хотя и достаточно широкое распространение. Ее породы формируют третью (исетскую) надпойменную террасу главных водотоков района (высотой 5–8 м над урезом), и, в некоторых случаях, слагают цоколь камышловской и более низких террас. Основными районами распространения верхней толщи являются долины рек Акмулла и Камышлы-Аят, а также отдельные фрагменты вдоль Караталы-Аята, Сухой, и в пределах среднего течения Карагайлы-Аята. Отложения представлены красновато-бурими глинистыми песками, песчанистыми глинами, суглинками с горизонтами мелких и грубых кластитов. В нескольких обнажениях третьей террасы отложения верхней толщи перекрывают отложения нижней, в других случаях породы верхней толщи могут залежать непосредственно на коренных породах, образующих цоколь третьей террасы. Спорово-пыльцевые спектры осадков из средней части опорного разреза Акмулла-1 отражают лесостепную растительность с большим количеством широколиственных пород. Близкие спорово-пыльцевые спектры с содержанием пыльцы широколиственных пород до 40 % отмечены для заключительных стадий крупнейших четвертичных межледниковий [1, 23]. В других разрезах толщи в долине Камышлы-Аята, возраст более надежно определяется как лихвинский. Мощность до 6–8 м.

Аллювиальные образования среднего плейстоцена, особенно нижней пачки, включают про-

мышленные россыпи золота (Зайцев Лог и другие Казанцевские прииски).

Среднеуральский надгоризонт. *Озерно-аллювиальные образования (l,allsr)* распространены преимущественно в восточной половине листа под чехлом приповерхностных суглинков и глин. Представлены песками, глинистыми алевритами, суглинками. Глины чаще серые, листоватые, залегают на корках выветривания. Полосы и пятна озерно-аллювиальных образований среднего неоплейстоцена достаточно уверенно дешифрируются на среднемасштабных аэро-снимках. Отнесение отложений к среднеуральскому надгоризонту в некоторой мере условно, т. к. палеонтологически они не охарактеризованы [297]. Мощность до 4–5 м.

Делювиальные и озерные образования (d,allsr) распространены в восточной части листа, где слагают довольно обширные площади слившихся цепочек озерных котловин и их склонов, ассоциированных с озерно-аллювиальными отложениями или изолированных. По данным В. В. Стефановского, представлены слабо расслоенными, однородными глинами, иногда карбонатными, с линзами более грубых кластитов, мощность до первых метров [297]. В рельефе представлены как плоскими поверхностями, так и остаточными западинами, в целом образуют однородную, полого наклонную на восток Озернинскую поверхность. Мощность не превышает нескольких метров (2–4 м). Среднеуральские делювиальные и озерные глины используются как кирпичное сырье.

Среднее–верхнее звенья нерасчлененные

Элювиальные и делювиальные образования (e,dll-III) широко распространены на водораздельных пространствах района. Они образуют чехол Анненской поверхности выравнивания, разделяющей два яруса рельефа – высокие поверхности западной половины территории, с преимущественно эрозионным, скульптурным рельефом и минимальным по мощности чехлом, и низкие, преимущественно аккумулятивные поверхности в восточной части листа. Образования этого комплекса в целом коррелируют с аллювием третьей террасы главных долин региона, и, видимо, окончательно сформировались в течение длительного теплого стрелецкого (микулинского) межледникового. В их строении огромную роль играют хорошо проработанные, «зрелые» элювиальные толщи, которые сочетаются с мелкомасштабными потоковыми фациями пролювиального типа, с делювием разного типа и смещенным элювием.

Процессы физического выветривания вероятно преобладали в холодные, ледниковые времена (московское оледенение среднего плейстоцена), химического – в межледниковье. Наиболее мощный глинистый элювий развит по гранитоидам великопетровского массива. Как и на других массивах пластового комплекса, для элювиатов характерен розовый цвет. Коры выветривания Верблюжегорского серпентинитового массива представлены псевдослоистыми пестрыми (кавардачными) глинами белого, зеленовато-бурого, желто-бурого, розового, красного цвета. Кристаллические сланцы при выветривании превращаются в тонкие глинисто-карбонатные агрегаты, как правило с шелковистым или перламутровым блеском. «Слоистые» глинистые толщи, являющиеся чисто глинистым элювием, в некоторых случаях описывались предшественниками как миоценовые светлинская и наурзумская свиты.

В восточной части листа образования данного комплекса представлены, главным образом, светлыми глинистыми микститами. Кроме того, развиты малиново-красные, пестрые пластичные глины, элювиированные светло-бурые глины – как бы вторичные коры по этим образованиям, а также пачки кластитов. Мощность пород достигает 6 м.

В окрестностях серпентинитовых массивов породы этого стратиграфического интервала включают небольшие россыпи хрома.

Делювиальные образования (dll-III) образуют чехол Тогузакской поверхности выравнивания, которая наиболее широко распространена на территории соседнего к северу листа N-41-XIII, а на рассматриваемой площади образует несколько изолированных фрагментов около северной рамки листа. Преимущественно делювиальные образования этого стратиграфического подразделения входят в состав сложного полигенетического комплекса, основание которого коррелируется с аллювием исетской террасы крупных рек Урала. В восточной части района эти образования включают пролювиальные фации, представленные разнообломочными кластитами с кошой и спутанной слоистостью, с карманами и мелкомасштабными врезами, часто несоответствующими современной ориентировке склонов, мощностью до 2–3 метров. Цвет образований зависит от состава материнских пород. Спорово-пыльцевые комплексы в этих отложениях не обнаружены, и они датируются по геоморфологическому положению между камышловской террасой и анненской поверхностью выравнивания, которую они во многих случаях подстраивают вниз по рельефу.

Десертционные образования (drll-III) развиты главным образом в центральной части листа на

склонах нижних поверхностей выравнивания и долинных склонах. Они образуют очень своеобразный струйчатый чехол, генетически и пространственно связанный как с элювиальными образованиями плоских водораздельных поверхностей, так и с эрозионными врезамми разного масштаба.

Для склоновых образований характерны два типа нижнего контакта: (1) постепенный переход от элювия, когда полная элювиальная серия с частично перемещенным элювием наверху переходит в слоистые потоковые образования; (2) резкий, врезной контакт потоковых фаций с нижележащим элювием, часто подчеркнутый базальными грубообломочными горизонтами. Строение склоновых образований исключительно сложно – практически во всех случаях они представлены разномасштабными встречно-косослоистыми врезными пачками, сложенными как глинистыми породами, так и кластитами до крупноглыбовых включительно. Эти образования во многих местах обнаруживают признаки склонового крипа – вплоть до срыва в подошве комплекса, и относятся поэтому к десерпционному типу. По сравнению с более молодым, верхнеплейстоцен–голоценовым десерпцием, рассматриваемые образования маломощны и практически нигде не образуют хороших естественных обнажений, но при этом часто разрабатываются местными жителями в качестве строительных материалов.

Верхнее звено

Стрелецкий и ханмейский горизонты. *Аллювиальные образования (allst–hn)* слагают вторую надпойменную, камышловскую террасу всех рек района. Мощность аллювия варьирует от 2,5 до 5 м, комплекс представлен различными типами разрезов. Чаще терраса сложена пачками супесчаных до глинистых пород, обычно с возрастающей долей глин вниз по разрезу. Многие разрезы высокой террасы перекрыты в верхней части делювиальными и делювиально-пролювиальными образованиями с характерной перекрестной слоистостью.

Камышловская терраса часто имеет цокольное строение, в ее разрезе совмещаются два комплекса пород, верхний, собственно камышловский и цокольный средне- или ранненеоплейстоценовый. Спорово-пыльцевые спектры из основания камышловского аллювия отражают распространение сначала степей с ксерофитами, позже – лесостепей с березово-сосновыми лесами, которые сменились лесостепями с «холодными» березовыми лесами, затем господствовали открытые местообитания с разнотравно-злаковыми степями. Отложения верхней части разреза сформировались при похолодании и увлажнении климата во время первой стадии валдайского оледенения Q_{III}^2 [1, 16], и относятся к ханмейскому горизонту.

Разрезы камышловской террасы заметно дифференцированы в зависимости от положения в долине. Как правило, центральное положение в долине занимают многослойные разрезы преимущественно песчано-гравийных русловых разностей, косослоистых, нижние пачки как правило грубообломочные и залегающие неравномерно наклонно. Для разрезов характерна резкая вертикальная изменчивость и наличие горизонтов контрастных по размерности и окатанности кластитов. Второй очень устойчивой фацией камышловского аллювия является переслаивание серых глин и глинистых песков, послойно и пятнисто обохренных, и имеющих от этого очень своеобразный «мармеладный» облик. Эта фация вероятно формировалась в частных долинных впадинах в условиях постоянного подтопления, породы в целом оглеены, их ожелезнение (обохренность) имеет очевидно вторичный характер. Еще одну, менее распространенную, фацию стрелецко–ханмейского аллювия представляют так называемые «темные» разрезы – буровато-серые толщи суглинков, глин, супесей и алевритов, распространенные в долинах Акмуллы, Карагайлы-Аята, Караталы-Аята и др. Эти отложения образуются в застойных условиях, близких к болотным, возможно в отшнурованных старицах в крупных долинных расширениях.

Отложения камышловской террасы на территории листа включают россыпное золото и проявления урановой минерализации.

Делювиальные и аллювиальные образования (d,allst–hn) широко распространены в районе. Они слагают Карталинскую поверхность выравнивания, коррелятную камышловской террасе, а также ее террасоувалы и высокопорядковую эрозионную сеть, подвешенной на уровне этой террасы. Этот же комплекс пород перекрывает и третью террасу; иногда отделить чехол этой террасы от образований ее тела затруднительно. В целом, чехол Карталинская поверхность выравнивания в зависимости от геоморфологической позиции, может слагаться разнообразными в генетическом отношении комплексами. На удалении от современных долин, в составе комплекса преобладают делювиальные элементы, причем иногда близкого переноса. При приближении к долинам в строении комплекса увеличивается роль потоковых образований – грубого делювия, пролювия и аллювия, причем не только в русловых, но и в пойменных фациях, фациях экрана и др. В бассейне Кызыл-Чилика в составе делювиально-аллювиальных комплек-

сов доминируют песчаные толщи, наследующие аркозовый элювий Джабыкского массива. В Карталинской котловине, где площади распространения пород рассматриваемого комплекса максимальны, сами породы напоминают толщи среднеплейстоценового аллювия. К западу от Карталов разрезы комплекса включают как существенно склоновые образования, так и существенно аллювиальные.

Образования этого стратиграфического горизонта используются как строительное сырье (кирпичные глины, стекольные, формовочные и строительные пески). Кроме того, они включают проявления урана. Мощность до 4–5 м.

Невьянский и полярноуральский горизонты. *Аллювиальные образования (aIII_{nv}-pu)* слагают первую, режевскую террасу всех крупных водотоков района. Режевская терраса как правило аккумулятивная, значительно реже – цокольная или эрозионная. Мощность режевских отложений до 3–3,5 м, представлены они чаще всего переслаиванием глин, песчаных глин, суглинков, супесей, иногда с горизонтами песков и гравийников. Отдельные пачки часто обожжены или карбонатизированы. Аллювий невьянского–полярноуральского горизонтов в большинстве случаев вложен в более древние аллювиальные образования – камышловские или исетские. В режевской террасе отмечены разномасштабные вложения и врезы, а также пространственная дифференциация аллювиальных разрезов. Спорово-пыльцевые спектры разрезов режевской террасы указывают на иссушение и похолодание климата, вероятно, во время поздневалдайского (осташковского) оледенения. Сходные спорово-пыльцевые комплексы получены для первых террас р. Самары и ее притоков в Оренбургской области [9], для бассейна р. Бузулук [7] и датируются молодого-шексинским–осташковским временем, соответствующим невьянско–полярноуральскому горизонту уральской шкалы.

Североуральский надгоризонт. *Делювиальные образования (dIII_{sv})* перекрывают верхние части склонов речных долин и выполняют понижения рельефа на низких поверхностях выравнивания. В строении делювиального чехла участвуют породы различного гранулометрического состава – от глин и тяжелых суглинков до грубообломочных образований с одной стороны, и торфяников с другой. При этом облик делювиальных накоплений ясно зависит от состава материнских пород и степени их элювирования. В пределах Джабыкского массива и других гранитоидных массивов преобладающим типом делювия являются песчано-глинистые микститы, комбинирующие аркозовый механический элювий гранитоидов и их глинистый химический элювий. В областях развития основных, ультраосновных пород и их дериватов, образуются как правило пестрый делювиальный покров, в строении которого существенная роль принадлежит ярко-оранжевым, красноватым, желтым глинистым пескам и песчанистым глинам (суглинкам), наследующим пестрые коры выветривания.

Делювиальные образования, фрагментарно выполняющие эрозионные понижения на междуречьях, представлены коричневато-бурыми и коричневыми тяжелыми глинами, с включениями известковистых стяжений и розочек гипса, редко с галькой кварца и щебнем местных пород; нижняя граница глин, как правило, эрозионная, резкая, с редким гравием и зернами песка, а также сильным ожелезнением. Мощность 1,5–3,0 м.

Верхнеплейстоценовый возраст делювиальных отложений определяется находками на сопредельных территориях редких ископаемых остатков фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (мамонт, шерстистый носорог, лошади, пантера). Учитывая, что формирование склоновых отложений наиболее интенсивно происходит в условиях открытых перигляциальных ландшафтов, делювиальные отложения датируются североуральским надгоризонтом [297]. В местах максимального распространения делювиальные комплексы образуют своеобразный полого-наклонный выположенный рельеф (условно выделяемый как «делювиальная» поверхность выравнивания), и содержат не только чистый делювий, но и множество переходных делювиально-поточных и делювиально-элювиальных фаций. Этим определяется приуроченность к породам этого интервала месторождений строительных песков и кирпичных глин, а также небольших россыпей золота и хрома. Общая мощность до 5–7 м.

Нижнее–верхнее звенья нерасчлененные

Элювиальные и делювиальные образования (e,dl-III) наиболее распространены в западной части территории, где они слагают чехол Мочагинской поверхности выравнивания. Представлены суглинками, супесями, щебенниками и дресвяниками, реже глинами и песками, а также полным набором элювиатов от грубого механического элювия до полностью выщелоченных глин. Довольно мощный покров Мочагинской поверхности вскрывается в серпентинитовом карьере над Красноталом (Верблюжьей Горы). В северной стенке карьера, внизу, выходят массивные, слабо элювированные серпентиниты, которые перекрыты врезными делювиально-пролювиальными

образованиями, которые в свою очередь, перекрыты делювиально-почвенным слоем, выравнивающим Мочагинскую поверхность. Элювиальные толщи, связанные с интенсивным химическим выветриванием, образуются в районе главным образом над массивами гранитов и кристаллических сланцев, а в некоторых случаях и над основными – ультраосновными породами, причем мощность элювия может достигать многих метров.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Десертационные образования (drIII–H) распространены спорадически – на западном склоне восточного водораздела Бессоновской депрессии, южном склоне Варшавского поднятия, западном склоне Верблюжегорского поднятия и некоторых других местах. В целом представлены сложным сочетанием делювиальных, русловых, осыпных фаций с перемещенным механическим и физическим элювием, затронутых склоновым крипом. Самое сложное строение склоновых образований выявлено в южной части листа, в долине Камышлы-Аята. Они представлены здесь несколькими покровными комплексами разного литологического состава и цвета, которые находятся между собой в сложных врезных соотношениях. Мощность 1–2 м.

Озерные и болотные образования (l,plIII–H) выделены только в восточной части территории, в районах, тяготеющих к области распространения среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных и делювиально-озерных осадков. Фактически все выходы этих образований представляют собой в разной степени сохранившиеся реликты небольших озер. Некоторые из них и сейчас хорошо проявлены в рельефе, другие уже планированы и выделяются по данным дешифрирования аэрокосмических материалов. Представлены торфяниками, сильно гумусированными суглинками, глинами, песками, иногда более грубыми кластитами. Мощность до 3–4 м.

Озерные образования (lIII–H) распространены фрагментарно в восточной части листа, где они слагают днища озерных котловин, включая современные озерные впадины и озерные террасы. Представлены илами, суглинками, песками, торфяниками, иногда щебенниками небольшой (до 3–4 м) мощности.

Аллювиальные образования (aIII–H) выделены в тех случаях, когда показать отдельно террасовый и пойменный комплекс в долинах невозможно. Как правило, так выделяются водные притоки второго ранга основных транзитных рек региона. Соответствующие комплексы отложений включают все рассмотренные выше аллювиальные фации – русловые пески, галечники, гравийники, пойменные супеси и суглинки, старичные суглинки и торфяники, общей мощностью до 4–5 м. Отложения вмещают небольшие россыпи золота.

Невьянский–горбуновский горизонты. *Аллювиальные образования* (aIIIInv–Hgr) объединяют аллювий первой надпойменной и всех пойменных террас, которые часто в масштабе карты нельзя показать раздельно. Кроме того, возрастные характеристики низких террас остаются во многих случаях неопределенными, так как четкие критерии, позволяющие различать голоценовые и позднеплейстоценовые элементы в непрерывной лестнице террас, зачастую отсутствуют. Характеристика отложений дается в соответствующих разделах отчета. Мощность до 4–6 м. К нерасчлененным аллювиальным образованиям невьянского–горбуновского горизонтов приурочены россыпи золота, месторождения и проявления урана, шлиховые знаки алмазов.

Делювиальные и аллювиальные образования (d,aIIIInv–Hgr) распространены в районе очень широко. Они выполняют молодые эрозионные ложбины, коррелятные режеевской террасе и пойме, а также перекрывают их склоны. Эти образования играют очень важную роль в строении рыхлого чехла района. Высокопорядковые эрозионные ложбины – как сухие овраги, так и долинки со вскрытыми водоносными горизонтами – вложены в маломощный склоновый делювиально-элювиальный чехол; долины имеют обычно небольшую ширину и несопоставимый с шириной врез, выполненный потоковыми и склоновыми образованиями. Представлены глинистыми песками, суглинками, супесями, иногда с линзами слабо окатанных кластитов. Мощность 3–4 м. С отложениями этого горизонта связаны месторождения строительного песка, россыпи золота, проявления урана.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Аллювиальные образования* (aHgr) формируют высокую и низкую поймы современных рек. По данным В. В. Стефановского, высокая пойма рек имеет специфичный литологический разрез: в верхней части она сложена пойменным наилком – горизонтально-волнистой супесью с редкой галькой кварца и прослоями (до 2–3 см) черных оглеенных глин (погребенные луговые почвы); в нижней части разреза преобладают желтовато-серые и

зеленоватые известковистые глины, нередко с растительными остатками и раковинами моллюсков, а также полимиктовые пески с гравием и галькой. Иногда пойменные фации редуцированы или им соответствует черноземная почва степного типа. В соседних к северу районах в отложениях высокой поймы были обнаружены ископаемые остатки фауны млекопитающих, раковин моллюсков, остракод и спорово-пыльцевые спектры, позволяющие датировать отложения голоценом.

Спорово-пыльцевые спектры из разрезов поймы Караталы-Аята обработаны Г. Н. Шиловой. В общем составе спектра из нижней части разреза (глины с органикой) при преобладании пыльцы травянистых и кустарничковых, присутствует также пыльца древесных и кустарниковых, и малое количество спор (2 %). Накопление голоценового аллювия происходило на фоне широкого распространения злаково-полынных степей с маревыми, в меньшей степени разнотравно-злаковых степей. В верховьях рек существовали основные боры с участием березы, осины, граба, дуба, лещины. Отложения сформировались в условиях менее континентального климата, нежели современный. Вероятно, это был атлантический период голоцена Q_{IV}^2 . Близкие спорово-пыльцевые спектры получены для отложений климатического оптимума голоцена Южного Предуралья [74]. Мощность до 3–4 м.

Болотные образования (plHgr) приурочены к ложбинам верховьев притоков, в которые происходит разгрузка грунтовых вод, приводящая к заболачиванию русел и образованию низинных торфяников. Представлены торфами, торфяниками, илами, маломощным болотными мергелями, линзами и конкрециями сидерита. На междуречьях торфяники и заболоченные участки приурочены к площадям с низкими фильтрационными свойствами подстилающих пород (глины кор выветривания). В некоторых ложбинах аккумулируются иловатые глины с растительными остатками. Основные площади распространения современных болотных образований находятся в верховьях бассейна Кызыл-Чилика, а кроме того, в Бессоновской депрессии, Карталинской впадине, в бассейне Нижнего Тогузака. Мощность болотных образований 1–3 м.

Озерные образования (lHgr) имеют ограниченное распространение на юге и юго-востоке площади – оз. Устрашим и др. Это реликты крупных озерных бассейнов. Озерные осадки сложены илами и сапропелями. Мощность 1–3 до 5 м.

Техногенные образования верхней части горбуновского горизонта ($tHgr^2$) связаны с горнодобывающей и хозяйственной деятельностью человека. Ими сложены отвалы карьеров, эфели и валы отстойников близ промывательных установок, насыпи шоссейных и железных дорог, плотины на реках. На Зайцевом Прииске высота отвалов достигает 10 м, котлованы отстойников – 350 м длины и около 300 м ширины. Наибольшие по площади отвалы от разработанных россыпей наблюдаются к северу и северо-западу от пос. Новогеоргиевского.

Специфичным для данного района является широкое развитие площадных аккумулятивных образований техногенного происхождения. Первый ареал включает примерно вековые накопления шламов на казанцевских приисках (новогеоргиевское рудное поле). Второй ареал охватывает нижний ярус надпойменных террас, вблизи бровки которых накапливаются тонкие смывы с полей, распашка которых началась в 1954 году. Эти осадки маломощным чехлом (около 25 см) перекрывают историческую почву. Особенно четко они проявлены в крутосклонных сегментах долин. Мощность до 20 м.

КВАРТЕР НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) выделяются по аналогии с соседними листами в самой западной части территории. В целом они образуют чехол самой высокой, Джабыкской поверхности выравнивания, и представлены делювиальными суглинками и супесями, неокатанными кластитами (механическим элювием) и глинами (химическим элювием) мощностью несколько метров. Мощность до 1–2 м. Глины из карьеров на Джабыкской поверхности выравнивания использовались в качестве керамического сырья.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Плутонические комплексы территории листа N-41-XXV весьма разнообразны как по составу, так и по возрасту. Предположительно к ордовику относятся ультрамафиты и сопровождающие их габброиды, слагающие многочисленные тела во всех зонах. Массивы девонских гранитоидов тоналитового (джабыгасайский) и монзонитового (урускисенский) ряда известны в Зауралье. Здесь же распространены мелкие тела, относящиеся к михеевскому и кокпектысайскому каменноугольным и каменецкому пермскому комплексам. Наиболее насыщена гранитоидами Кочкарско-Адамовская зона, в которой расположены крупные плутоны раннекаменноугольного (неплюевский комплекс), среднекаменноугольного (варшавский комплекс) и раннепермского (степнинский, джабыкско-санарский, ольховский комплексы) возраста. Триасовый магматизм представлен дайками теетканского комплекса.

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Базит-ультрамафитовые массивы на территории листа N-41-XXV образуют три субмеридиональных пояса. Татищевско-Верблюжегорский пояс окаймляет с востока центральную подзону Кочкарско-Адамовской зоны, включая в себя массивы, относящиеся к татищевскому комплексу и слагающие основание крупного аллохтона. Гогинско-Ольховский пояс шириной в несколько километров расположен на востоке восточной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны, в контакте с Копейской зоной, он трассируется через весь лист линзами серпентинитов и массивами габброидов, относящимися к усеновскому комплексу. Дружнинский пояс проходит узкой зоной у восточной границы листа выходами мелких пластин серпентинитов (максимальные размеры 0,3×0,75 км), которые относятся к дружнинскому комплексу и ассоциируют с базальтами увельской свиты.

Татищевский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс представлен крупными массивами преимущественно *антигоритовых серпентинитов* ($\Sigma O?t$), часто входящих в мощные зоны меланжа. *Габброиды* ($vO?t$) развиты незначительно и так же подвержены меланжированию. Между массивами наблюдаются мелкие линзовидные тела серпентинитов.

Татищевский массив представляет собой серию мелких тектонических пластин, надвинутых друг на друга и на пластины ордовикских метапелитов. Он сложен антигоритовыми серпентинитами, массивными в центральных частях выходов, тонкоплитчатыми, интенсивно раздавленными, рассланцованными по периферии.

Верблюжегорский массив серповидной формы имеет протяженность около 14 км при ширине 4 км. В северной части массив прорван гранитами Ольховского плутона, под воздействием которого происходит окремнение, оталькование серпентинитов. В гранитах в эндоконтакте появляются полосчатые текстуры, которые, как и рассланцевание в серпентинитах конформны поверхности контакта (падение 50–70°) [209]. Другие контакты массива тектонические. В восточной приконтактной зоне отмечается полоса меланжированных амфиболитов протяженностью 150–170 м, мощностью 50 м, а в южной – тело апогаббровых амфиболитов. Соотношения их с серпентинитами не ясны. В целом Верблюжегорский массив представляет собой серпентинитовый меланж с участками крупноблокового строения (до 10–20 м), чередующимися с полосами рассланцованных серпентинитов (по 10–15 см). Зоны рассланцевания имеют восточное, юго-восточное падение, углы падения от 30–50° до почти горизонтальных в южной части массива. Кроме серпентинитов в восточной части массива присутствуют разрозненные будины (не более 7×15 м, редко 50–70×100 м) амфиболитов, габброидов, лампрофиров. В северной части массива, в зонах выклинивания линз хромитов отмечено будинирование хромитовых тел со «шлейфом» более мелких блоков.

Южно-Варшавский массив имеет протяженность более 13 км при средней ширине 5 км.

Серпентиниты в контактах рассланцованы, превращены в хлоритовые, тальк-хлоритовые, хлорит-тремолитовые сланцы, сланцы, местами окварцованы. В пределах Южно-Варшавского массива отмечаются два небольших выхода габброидов. Габброиды мелко-, среднезернистые; клинопироксен в значительной степени замещен уралитом; плагиоклазы альбитизированы, сосюритизированы. Структуры пород габбровые, габброофитовые. Среди серпентинитов встречены единичные блоки клинопироксенитов, эпидозитов.

Гулинский массив находится в южной части листа, описан как две полосы лизардитовых серпентинитов, между которыми располагается массив габбро с отдельными телами пироксенитов [140, 291]. Он сложен среднезернистыми мелано- и лейкократовыми габбро, роговообманковыми габбро и пироксенитами с неясными взаимоотношениями. В габбро имеются ксенолиты роговиков. Жилы меланократовых габбро прорывают мезократовые разности и содержат их ксенолиты. В роговообманковых габбро отмечается линейная ориентировка амфибола, что, скорее всего, говорит о внедрении в позднюю стадию формирования массива. Жильная серия представлена габбро-порфиритами.

Все массивы татищевского комплекса сложены преимущественно агностогенными антигоритовыми серпентинитами, хотя изучение вещественного состава этих пород позволяет сделать вывод, что это были преимущественно гарцбургиты с небольшим количеством дунитов. Распространение пород основного состава среди них незначительно. Габброиды также подвергаются меланжированию, но их блоки обычно кучно располагаются в меланже.

Петрографическое изучение показывает, что породы массивов подвержены, по крайней мере, трехэтапной перекристаллизации. Первый из них связан с замещением первичных минералов тонколистоватым антигоритом и баститом. Второй характеризуется перекристаллизацией раннего антигорита в бесцветный антигорит перекрестно-листоватой, метельчатой, гребневидной структуры. К нему приурочены многочисленные «просечки» вторичного магнетита. Третий этап связан с милонитизацией серпентинитов при формировании крупных пакетов надвигов. Оливин, сохранившийся в породах очень магнезиален (Fo95), тогда как в офиолитовых перидотитах он более железистый (Fo90). Магнезиальный оливин часто возникает при прогрессивном метаморфизме лизардитовых серпентинитов. Возможно, перед процессами антигоритизации породы подверглись более ранним преобразованиям: лизардитовой серпентинизации и десерпентинизации.

Изучение составов акцессорных хромшпинелидов всех массивов пояса показало, что они образуют единую группу, характеризующуюся высокой магнезиальностью и низкими содержаниями Fe₂O₃, что характерно для ультраосновных пород офиолитовой формации. Химический состав серпентинитов (прил. 9) характеризуется низкими содержаниями TiO₂, Al₂O₃ и низкой железистостью, что сближает их с ультраосновными породами офиолитовых комплексов. Высокая степень окисленности железа и высокие содержания летучих компонентов характерны для полностью серпентинизированных пород. Составы габброидов, ассоциирующих с серпентинитами, также отличаются низкими содержаниями TiO₂ и высокой магнезиальностью, что подтверждает офиолитовую природу комплекса.

Серпентиниты пояса сильно обеднены почти всеми микроэлементами. Габброиды обеднены менее и по их содержанию приближаются к базальтам типа N-MORB. Это указывает на связь с истощенными мантийными магматическими очагами. Тренды РЗЭ и микроэлементов для габбро гладкие, со слабым отрицательным наклоном.

Успенский габбро-дунит-лерцолит-гарцбургитовый комплекс представлен *серпентинитами* ($\Sigma O?u$) и *габброидами* ($vO?u$). На всем протяжении Гогинско-Ольховского пояса серпентиниты образуют серию узких пластин, мощность и протяженность которых уменьшается на север. Габброиды слагают четыре массива (Елизаветпольский, Карагайский, Гогинский), пространственно ассоциирующих с базальтами ордовика. Серпентиниты интенсивно меланжированы. Преобладают сильно рассланцованные серпентиниты, в которых размер будин редко превышает 15–20 см. Крупноглыбовый меланж развит незначительно. Простираемость сланцеватости меридиональная, падения крутые. Длинные оси будин имеют крутое южное падение. Антигоритовые серпентиниты интенсивно перекристаллизованы, сложены листоватым антигоритом, образующим перекрестно-листоватую и гребневидную структуры. Встречаются гомосеверные псевдоморфозы по оливину. Хромшпинель в серпентинитах представлена алюмохромитом, близка к хромшпинелям татищевского комплекса. Зерна ксеноморфные, что позволяет предположить гарцбургитовую природу серпентинитов.

По содержанию петрогенных элементов серпентиниты Гогинско-Ольховского пояса близки к серпентинитам Татищевско-Верблюжегорского пояса (прил. 9).

Елизаветпольский массив в центральных частях сложен средне-крупнозернистыми габбро габброофитовой структуры. В виде шпиров размером в первые сантиметры отмечаются габбро-

пегматиты с постепенными переходами к габбро. Эндоконтактовые зоны представлены долеритами и мелкозернистыми габбродолеритами офитовой, пойкилоофитовой структуры. Контакты с ордовикскими базальтами, скорее всего, тектонические. Массив прорывается дайками микрогаббро и гранитоидов. Габброиды сложены сосюритизированным плагиоклазом (лабрадором) и клинопироксеном (авгитом), замещенным уралитовой роговой обманкой (прил. 9).

Карагайский массив сложен долеритами с участками пегматоидной раскristаллизации, прован мелкими жильными телами диоритов (на карте не показаны).

Гогинский массив представлен средне-мелкозернистыми габбро, долеритами с постепенными переходами. Они сложены плагиоклазом (40–60 %), клинопироксеном, замещенным уралитом, титаномагнетитом, замещенным сфеном или хлорит-лейкоксеновым агрегатом. Структура офитовая, габброофитовая, габбровая.

Строение всех габбровых массивов усеновского комплекса сходно. От центра к эндоконтактам габбро габбровой структуры с гнездами габбропегматитов сменяются через среднезернистые «габброофитовые» габбро, с элементами расслоенности, линейной ориентировки, мелкозернистыми габбро офитовой структуры и долеритами. Наименее глубинным является Карагайский массив долеритов. Елизаветпольский массив более раскristализован, но глубины его образования небольшие. Наиболее глубоко срезан Гогинский массив, в котором появляются габбровые структуры и отмечаются процессы дифференциации магмы.

Петрохимически габброиды достаточно разнообразны (прил. 9). Габбро Елизаветпольского массива относительно высокотитанистые, высокомагнезиальные, несколько обеднены микроэлементами по сравнению с базальтами N-MORB с небольшим обогащением Sr, связанным с накоплением плагиоклаза и обеднением Hf. Габбро Карагайского массива менее титанисты, но более магнезиальны. Габбро Гогинского массива отличается пониженной титанистостью, глиноземистостью и железистостью, повышенным содержанием CaO. По содержанию микроэлементов габбро массива схоже с породами остальных массивов, выделяются минимумы по Zr и Hf, указывающие на связь с мантийным источником. Таким образом, близповерхностные части массивов с преобладанием долеритов и мелкозернистых габбро характеризуются повышенными содержаниями титана сравнительно с более раскristализованными породами их центральных частей и более глубинных массивов. Распределение микроэлементов в ультрамафитах Гогинско-Ольховского пояса близко к таковому в серпентинитах Усеновского массива. Как и для серпентинитов татищевского комплекса, для них характерно существенное обеднение P3Э и микроэлементами, что указывает на связь с истощенными мантийными источниками. Габбро усеновского комплекса более обогащено микроэлементами и приближается по этому признаку к базальтам типа N-MORB.

Дружининский габбро-гарцбургитовый комплекс ($\Sigma O?dr$) представлен серией мелких, плохо обнаженных пластин серпентинитов. Наиболее изучена среди них линза около пос. Гражданский (1,5×5 км), сложенная лизардитовыми, интенсивно меланжированными серпентинитами. Первичные породы – гарцбургиты, бацит присутствует во всех образцах. Меланж полимиктовый, состоящий из блоков (размером до 10×25 м) серпентинитов, габбро, диоритов, кварцевых диоритов, ориентированных по простиранию массива.

Серпентиниты сложены апооливиновым петельчатым лизардитом, бацитом, ксеноморфными зернами хромшпинели, почти полностью замещенной вторичным магнетитом. Структура пород петельчатая. Антигоритовые серпентиниты сложены перекрестно-листоватым агрегатом антигорита, сохраняется бацит, отмечаются прожилки, отдельные зерна граната, везувиана, прожилки хлорита. Из первичных минералов в серпентинитах сохранились реликты хромшпинели, состав которой близок составам хромшпинелей других серпентинитов района. Габбро мелко-, среднезернистые как в меланже, так и в мелких массивах, сильно изменены. Плагиоклаз сосюритизирован, клинопироксен замещен уралитом. Титаномагнетит редок и обычно изменен. Структуры пород обычно габбровые.

Химический состав серпентинитов характеризуется низкими содержаниями титана и высокой магнезиальностью (прил. 9) что наряду с составом хромшпинелидов свидетельствует о принадлежности серпентинитов к офиолитовой формации. Микроэлементный состав серпентинитов и габбро дружининского комплекса близок к таковому для пород татищевского и усеновского комплекса, отмечаются закономерности, которые позволяет относить эти породы к офиолитовой ассоциации и связывать их с истощенным мантийным источником. На смежных площадях комплекс содержит хромитовую минерализацию.

Анализируя приведенный материал, можно констатировать, что серпентинитовые массивы на территории листа занимают различную тектоническую позицию и приурочены: а) к крупным разломным зонам крутого залегания (Гогинско-Ольховский пояс); б) к зонам сближенных надвигов (Татищевско-Верблюжегорский пояс); в) к разобленным пластинам различной мор-

фологии (Дружнинский пояс). Два последних пояса сложены, в основном, лизардитовыми серпентинитами, образующими зоны меланжа, а Гогинско-Ольховский – меланжированными, преимущественно антигоритовыми серпентинитами.

Среди габброидов можно выделить две группы: 1. габброиды офиолитов располагаются в серпентинитовом меланже, замещены вторичными минералами, обладают габбровой, габброофитовой структурой, характеризуются низкими содержаниями титана и высокой магнезиальностью; 2. габброиды Гогинско-Ольховского пояса имеют зональное строение с переходом от долеритов в эндоконтактных частях к среднезернистым габбро с габброофитовой структурой. В наиболее глубоких массивах возникает расслоение, появляются линейные ориентировки. Габброиды этой группы различаются по химизму, но пространственно ассоциируют с базальтами. Ассоциация с серпентинитами скорее парагенетическая.

Увельский комплекс базальт-андезит-плагиоориолитовый включает в себя вулканические образования увельской свиты и несколько небольших субвулканических тел, сложенных *дацитами и риодацитами* ($\zeta, \lambda \zeta O_{2-3}uv$), *риолитами* ($\lambda O_{2-3}uv$).

СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Астафьевский комплекс метагаббро-метатрансформит-метатрансформитовый плутонический раннесилурийский, выделенный В. М. Мосейчуком и др. [25] в западной части Кочкарско-Адамовской зоны, слагает Астафьевский массив расположенный среди метаморфических пород докембрия и нижнего палеозоя. В северо-западном углу листа имеется небольшой фрагмент массива, совершенно не обнаженный. Комплекс представлен тремя фазами: первая – *габбро, габбродиориты* ($v'S_1?a_1$); вторая и третья фаза (не разделены по причине плохой обнаженности) – *кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты* ($\gamma\delta'+\rho\gamma'S_1?a_{2-3}$). Внутри плутона сохранились останцы метаморфитов.

Нами была изучена восточная часть плутона за пределами территории, на листе N-41-XIX. Все породы массива изменены, сложены альбитизированным, соссоритизированным плагиоклазом (до 60–70 % объема пород), биотитом, преимущественно – вторичным, и кварцем, содержание которого увеличивается от единичных зерен в диоритах до 15–20 % в гранодиоритах. Характерные акцессорные минералы – циркон, апатит и ортит.

В габброидах и гранодиоритах астафьевского комплекса (прил. 9) Na_2O преобладает над K_2O , в основных разностях отмечается повышенное содержание TiO_2 , но в гранитах количество K_2O резко увеличено, что, возможно, связано с мусковитизацией. Распределение РЗЭ характеризуется значительным фракционированием ($La/Yb=20-57$) и существенно отличается этим от распределения РЗЭ в гранитоидах тоналит-гранодиоритовых формаций, приближаясь, скорее к тренду РЗЭ в породах формаций монцонитоидного ряда.

Породы, слагающие плутон, претерпели метаморфизм, приобрели полосчатую, местами гнейсовидную текстуру. Базиты превращены в агрегат из актинолита, уралита, цоизита, клиноцоизита, плагиоклаза. Гранитоиды часто окварцованы, превращены в кварц-мусковитовые метасоматиты. Выделение в пределах Восточно-Уральской мегазоны раннесилурийских диорит-гранодиорит-плагиогранитовых плутонов пока нельзя считать строго доказанным. В упомянутой работе [25] для него приведена весьма сомнительная эрохрона 471 ± 92 млн лет с очень большим СКВО и имеющая далеко не четкие изотопные характеристики. Наши исследования, в том числе и изотопные, не подтверждают выводов этих авторов о древнем возрасте астафьевского комплекса (см. подраздел «Неплюевский комплекс»).

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джабыгасайский комплекс метагаббро-метатоналит-метатрансформитовый плутонический позднедевонский представлен мелкими удлиненно-призматическими массивами, протягивающимися меридиональной прерывистой цепочкой между долготными разрывами в Нижнесарнарско-Текельдытауской зоне. Большая часть контактов массивов сорвана, но отмечаются и интрузивные взаимоотношения джабыгасайских плагиогранитов с метапесчаниками московской толщи [101]. Джабыгасайский комплекс имеет трехфазное строение. Дайки сложены микрогаббро. Все породы гнейсированы и метаморфизованы в фации зеленых сланцев (низкотемпературная субфация).

Первая фаза внедрения представлена практически необнаженными мелкими телами *габброидов*, иногда метаморфизованных до *метагаббро* ($v', v\delta'D_3d_1$). Вторая фаза – *гранодиориты* (преобладают), *тоналиты* (до кварцевых диоритов) ($\gamma\delta'D_3d_2$) мелко-среднезернистые биотитовые,

порфиroidные, разгнейсованные, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Их мелкие тела изучались предшественниками [181, 141] по керну скважин. Третья, основная фаза сложена крупно-, среднезернистыми порфиroidными *биотитовыми плагиогранитами, трондьемидами* ($\rho\gamma'D_3d_3$), часто разгнейсованными. Дайки микрогаббро также метаморфизованы, рассланцованы. Породы третьей фазы имеют брекчиевидную, очковую, гнейсовидную текстуру, содержат кварц, плагиоклаз. Кварц представлен крупными зернами (10 % породы); мелкие зерна (около 15 %) сгруппированы в ленточки, цепочки. Гнейсовидность выражена чередованием кварцевых и полевошпатовых полос. Характерны ксенолиты кварц-биотит-андалузитовых сланцев, блоки метагранитов, диафторированных до фации зеленых сланцев. Участками плагиограниты выглядят как рассланцованные катаклазиты.

Петрохимические характеристики пород джабыгасайского комплекса (прил. 9) достаточно стабильны для всех фаз [101], кроме габброидов, где колебания содержаний оксидов достаточно существенны вследствие вторичных изменений. Комплекс сложен низкокалийевыми породами нормального ряда с натриевым типом щелочности. Отношение $Rb/Sr=0,05-0,5$, что характерно для образований, связанных с материалом океанической коры. РЗЭ в гранитоидах комплекса очень слабо фракционированы ($La/Yb=2,35-3,60$), что существенно отличает их от гранитоидов других тоналит-гранодиоритовых формаций района.

Плутониты джабыгасайского комплекса прорывают увельскую свиту, местами с четкими зонами ороговикования, а в базальных конгломератах среднекаменноугольной ухановской толщи найдены гальки разгнейсованных плагиогранитов. Возраст джабыгасайского комплекса предположительно считается позднедевонским, чему не противоречат данные изотопных датировок (К-Аг метод по четырем образцам [241]) в интервале 353–384 млн лет.

Урусиксенский комплекс метамонцодиорит-метаграносиенит-металейкогранитовый плутонический позднедевонский представлен линзовидным, меридиональным (30×5 км) Толстинским массивом, расположенным на границе Копейской и Нижнесанарско-Текельдытауской зон и выходящим за пределы изученной территории на север, а также серией более мелких массивов на юге территории. Предыдущими исследователями [153, 209, 210, 301, 302, 238, 297] породы Толстинского массива рассматривались как гнейсограниты, а возраст их предполагался от среднего рифея до позднего палеозоя.

В редких плитообразных обнажениях гнейсированных гранитов отмечается четкое разгнейсование (азимут падения 60°, угол 70–80°). Разгнейсованные граниты, гранодиориты восточного эндоконтакта интенсивно катаклазированы, эпидотизированы, калишпатизированы [297], в экзоконтакте залегают динамосланцы хлорит-серицитового, тремолит-хлорит-кварцевого, биотит-хлоритового состава. По геофизическим данным установлено восточное падение контакта под углом 50° [301]. Западный контакт массива также тектонический [210].

Толстинский массив сложен гранитоидами трех фаз внедрения.

Монцодиориты, кварцевые монцониты первой фазы ($\mu\delta'D_3u_1$) темно-серые мелкозернистые, образуют мелкие линзовидные, ленточные ксенолиты среди светлых гранитоидов второй и третьей фаз, состоят из ориентированных по сланцеватости роговой обманки (15–20 %), моноклинного пироксена (5 %), плагиоклаза (олигоклаз-андезина, 40–45 %), розового ортоклаза (5–10 %), единичных зерен кварца. Породы имеют бластогранитную, пойкилобластовую, участками катакластическую структуру, гнейсовидную текстуру. Зерна основных минералов имеют каемки, состоящие из хлорит-серицитового агрегата и раздробленных зерен плагиоклаза, ортоклаза, кварца. Акцессорные минералы: апатит, сфен; магнетита.

Граносиениты (преобладают), *кварцевые сиениты, гранодиориты* второй фазы ($\gamma\xi'D_3u_2$) светло-серые среднезернистые интенсивно разгнейсованные, состоят из роговой обманки (10–15 %), плагиоклаза (олигоклаз-андезина, 30 %); калинатриевого полевого шпата (20 %), кварца (20 %), биотита (5–10 %). Чередование роговой обманки с полевыми шпатами обуславливает гнейсовидную текстуру пород. Кварц преобразован в мозаику зерен торцовой структуры. Участками породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. На карте породы не разделены из-за недостаточной обнаженности.

Лейкограниты субщелочные двуполевошпатовые третьей фазы ($l\gamma'D_3u_3$) красные среднекрупнозернистые, с гнейсовидной текстурой, гранитной, участками катакластической, бластогранитной структуры сложены олигоклазом (30 %), кварцем (25 %), калинатриевым полевым шпатам (35 %), биотитом (до 6 %), реже, роговой обманкой (1 %). Отмечаются гранофировые прорастания плагиоклаза кварцем, мирмекитовые вроски в плагиоклазах на границах с калинатриевыми полевыми шпатами. Кварц между зернами полевых шпатов в результате катаклаза спрессован в мозаику зерен с волнистым погасанием. Чешуйчатый биотит гофрирован, изогнут, имеет оборванные края в участках, перпендикулярных спайности. На карте породы не разделены из-за недостаточной обнаженности.

Петрохимически урускискенский комплекс относится к монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой известково-щелочной серии (прил. 9); на диаграмме TAS рои составов комплекса локализируются в полях монцодиорита; кварцевого монцодиорита; гранодиорита, тоналита; гранита; лейкогранита, щелочного лейкогранита, аляскита; щелочного гранита. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ урускискенские плутониты образуют рои точек в полях известково-щелочной, высококалиевой, шошонитовой серий. Комплекс характеризуется высокой щелочностью пород с отрицательной корреляцией $\text{K}_2\text{O--Na}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O--SiO}_2$ и положительной корреляцией $\text{K}_2\text{O--SiO}_2$, MgO--TiO_2 . Диаграмма $\text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ показывает, что комплекс совмещает в себе черты серий с толеитовым (для пород ранних фаз внедрения) и известково-щелочным (для пород поздних фаз) трендами дифференциации.

Распределение РЗЭ в породах комплекса для всех семейств соответствует весьма высокой степени их фракционирования: отношения $\text{La/Y} = 13\text{--}50$. На спайдерграммах отмечается накопление элементов с крупными ионными радиусами сравнительно с литофилами с высокозарядными ионами, превышение хондритового уровня для первой группы элементов в 100–1 000 раз, для второй группы – в 5–10 раз. На классификационных диаграммах Дж. Пирса рои точек урускискенского комплекса локализируются в полях гранитов островных дуг и активных континентальных окраин, а частично коллизионных гранитов. Спайдерграммы гранитоидов, нормированных по гипотетическому граниту океанических хребтов, показывают сходство плутонитов их с постколлизионными и синколлизионными гранитами [131].

K-Ar радиологические датировки [301, 7] имеют существенный разброс ($342 \pm 15\text{--}308 \pm 15$ млн лет). «Омоложение» вероятно связано с потерей аргона при метаморфизме.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Неплюевский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый плутонический раннекаменноугольный представлен Неплюевским и Великопетровским массивами, а также серией мелких тел юго-восточнее Джабыкского плутона, которые в большинстве своем довольно интенсивно тектонизированы.

Неплюевский плутон представляет в наиболее полном виде одноименный комплекс. Плутон занимает площадь $(18\text{--}20) \times (12\text{--}14)$ км на юго-западе площади и на прилегающей с запада территории листа N-40-XXX. Вмещающими породами служат граувакки рымникской свиты. Вдоль восточного контакта плутона в северо-северо-западном направлении протягивается пояс положительных магнитных аномалий, вероятно, маркирующий либо цепь скрытых габброидных тел, принадлежащих к первой фазе плутона, либо ороговикованных пород рымникской свиты.

В неплюевском комплексе выделены четыре интрузивные фазы: первая – *амфиболовые габбро и диориты* ($\nu\text{C}_1\text{n}_1$); вторая – *гранодиориты, кварцевые диориты* ($\gamma\delta\text{C}_1\text{n}_2$); третья – *низко- и высококалиевые биотитовые адамеллиты* ($\gamma\text{C}_1\text{n}_3$); четвертая – *лейкограниты* ($l\gamma\text{C}_1\text{n}_4$).

Амфиболовые габбро (резко преобладают) и диориты первой фазы темно-серые от крупнодо мелкозернистых, массивные, сохранились в виде многочисленных мелких останцов и включений среди пород второй фазы. Габбро имеют панидиоморфнозернистую структуру, состоят из частично альбитизированного плагиоклаза (60–65 %)*, амфибола (30–35 %) и кварца (до 3 %); акцессорные минералы: апатит и сфен; вторичные минералы: актинолит, эпидот, хлорит. Диориты близки к амфиболовому габбро по составу и структуре, отличаются незначительным изменением пропорций породообразующих минералов (плагиоклаз ~70 %, амфибол 20–25 %, кварц ~5 %), а также наличием щелочного полевого шпата (до 1–2 %), заполняющего вместе с кварцем интерстиции между плагиоклазом и амфиболом.

Гранодиориты (преобладают) и кварцевые диориты второй фазы занимают центральную часть плутона (на карте не разделены, поскольку не образуют отдельных картируемых полей), представлены серыми средне-крупнозернистыми породами, состоящими из среднего плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и переменного, но всегда небольшого количества K-Na полевого шпата. Постоянно встречаются небольшие включения меланократовых пород первой фазы. Кварцевые диориты состоят из зонального плагиоклаза An_{37-9} (около 60 %), кварца (до 15 %), K-Na полевого шпата (до 5 %), биотита (8–12 %), амфибола (5–7 %); акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен, циркон; вторичные: эпидот, хлорит. Гранодиориты отличаются от кварцевых диоритов большим количеством плагиоклаза (60–65 %), кварца до 20 %, K-Na шпата (5–7 %), меньшим содержанием биотита (7–10 %), амфибола (3–5 %).

Адамеллиты третьей фазы распространены симметрично к северу и югу от ядра Неплюев-

* Здесь и ниже модалный минеральный состав дан в объемных процентах (прим. автора).

ского плутона. Интрузивный контакт между породами второй и третьей фаз прослежен на всем его протяжении; среди адамеллитов местами сохраняются останцы гранитоидов второй фазы, особенно крупные на юге. Адамеллиты – однородные розовато-серые средне- и крупнозернистые порфиридные массивные породы, состоящие из плагиоклаза An_{34-26} , K-Na полевого шпата, кварца, биотита. В отличие от гранодиоритов второй фазы они, как правило, лишены амфибола и не содержат базитовых включений. Для северного тела биотитовых адамеллитов характерны многочисленные останцы вмещающих терригенных пород, превращенных в роговики. Выделяются умеренно- и высококалиевые разновидности адамеллитов. Умереннокалиевый адамеллит (трондьемит) сходен с гранодиоритом: содержание плагиоклаза (An_{34-26}) до 70 %, кварца (около 20 %) и щелочного полевого шпата (до 5 %) в этих породах близки, но цветных минералов значительно меньше: 5–7 % биотита и единичные зерна амфибола. Высококалиевый адамеллит состоит из плагиоклаза (45–50 %), кварца (20–25 %), щелочного полевого шпата (примерно 20 %) и биотита (до 7 %).

Крупно-, среднезернистые светло-серые с розовым оттенком лейкограниты четвертой фазы хорошо обнажены и слагают на возвышенностях изолированные тела среди гранитоидов второй и третьей фаз. Лейкограниты состоят из полевых шпатов и кварца и почти не содержат цветных минералов. В них встречаются небольшие пегматоидные сегрегации, пегматитовые жилы, маломощные пластовые залежи и дайки мелкозернистых аплитовидных гранитов. Кварц, плагиоклаз (An_{12-3}) и щелочной полевой шпат присутствуют примерно в равных количествах. Содержание биотита менее 1 %. Породы бедны акцессорными минералами.

Краснотальский массив, к которому отнесены метагабброиды и метагранитоиды, вскрытые траншеей на южной окраине с. Краснотал, а также отдельные мелкие выходы этих пород в долине р. Караталы-Аят, ранее рассматривался в составе метаморфического обрамления Джабыкского батолита. Из-за плохой обнаженности контуры интрузивного тела показаны на карте предположительно, главным образом, учитывая характер магнитного поля и данные бурения. Доступные для наблюдения габброамфиболиты и плагиогнейсы сопоставляются по химическому составу с породами первой и третьей фаз Неплюевского плутона.

Великопетровский массив представляет собой треугольный в плане тектонический блок (10×10×12 км), расположенный севернее с. Великопетровка и образованный (по крайней мере, на дневной поверхности) однообразными светло-серыми средне-крупнозернистыми порфиридными биотитовыми гранатсодержащими гранитами, массивными, слабо гнейсовидными. Граниты Великопетровского плутона состоят из плагиоклаза (40–45 %), кварца (до 25 %), щелочного полевого шпата (не менее 25 %), биотита (до 5 %) и содержит мелкие выделения граната с преобладанием спессартинового и альмандинового минералов. Часто породы метаморфизованы. Реликтовые кристаллы плагиоклаза (An_{18-21}), мелкие зерна альбит-олигоклаза (An_{10-12}), кварц, биотит образуют гранобластовый агрегат. Акцессорные минералы: апатит и циркон. Порода практически лишена магнетита. Максимальная оценка температуры равновесия гранат–биотит равна 400–450 °С [120], а минимальная 300–350 °С [71]; эти оценки, характеризующие условия метаморфизма зеленосланцевой фации, вероятно, могут быть распространены и на другие палеозойские метагабброиды и метагранитоиды района (Краснотальский, Варшавский, Астафьевский массивы).

По содержанию SiO_2 рассматриваемые породы охватывают интервал от 50 до 78 % (в пересчете на 100 % сухого вещества), демонстрируя отчетливую дискретность составов по содержанию кремнезему. Представительные составы пород приведены в приложении 9. На классификационной диаграмме TAS фигуративные точки всех этих пород группируются вдоль границы между сериями низкощелочных и умереннощелочных пород. По содержанию K_2O неплюевский комплекс отвечает умеренно- и высококалиевым известково-щелочным сериям. Плутонические породы неплюевского комплекса обнаруживают низкие содержания P_2O_5 и TiO_2 , невысокие содержания Rb, низкие содержания Nb, Ta и Th при достаточно высоких содержаниях Zr, умеренные содержания Sr и Ba. Распределение РЗЭ характеризуется обогащением легкими лантаноидами при умеренных суммарных содержаниях, отсутствием Eu аномалии в габброидах и гранитоидах повышенной основности вплоть до адамеллитов, появлением Eu минимума в гранитах и лейкогранитах при снижении в них суммы РЗЭ, а также увеличением концентраций тяжелых РЗЭ в гранатсодержащих гранитах Великопетровского массива и лейкогранитах четвертой фазы Неплюевского плутона.

Изотопный Rb-Sr возраст этих пород составляет соответственно $345,7 \pm 1,7$, $342,3 \pm 1,7$; $341,0 \pm 1,7$ и $340,3 \pm 2,6$ млн лет. Эти конкордантные результаты свидетельствуют о том, что Неплюевский плутон был внедрен в позднем турне–раннем визе, что согласуется с наличием обломков гранитоидов в терригенных отложениях позднего визе [230, 64]. Начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитоидах второй и третьей фаз составляют $0,70491-0,70504$, а в лейкогранитах

четвертой фазы – 0,7165. Следовательно, поздние лейкограниты следует рассматривать не как продукты фракционирования предшествующих гранитоидов, а как производные самостоятельного корового источника. Начальные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ во всех гранитоидах Неплюевского плутона заключены в интервале 0,512133–0,512228, а двустадийный модельный Nd возраст источника равен 950–1 112 млн лет.

Прямых данных о возрасте метагранитов Великопетровского массива в настоящее время нет. Попытки определить их изохронный возраст Rb-Sr методом не привели к положительному результату. Вместе с тем, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в одной валовой пробе, рассчитанные на 340 млн лет, соответственно равны 0,70511 и 0,512212, и эти величины весьма близки к начальным изотопным отношениям в гранодиоритах и адамеллитах Неплюевского плутона. Двухстадийный модельный Nd возраст великопетровских гранитов (999 млн лет) также соответствует оценкам, полученным для Неплюевского плутона. Следовательно, можно предположить, что граниты Великопетровского плутона имеют такой же раннекаменноугольный возраст, что и гранитоиды Неплюевского плутона, и связаны с тем же магматическим источником, но образованы при малых степенях частичного плавления.

С породами неплюевского комплекса ассоциирует минерализация золото-сульфидно-кварцевой и кварцевожильно-грейзеновой формации.

Аккаргинский комплекс высокотитанистых базальтов, трахибазальтов включает жерловые и субвулканические фации, представленные небольшими овальными единичными телами *трахибазальтов* ($\tau\beta\text{C},ak$) крупнопорфировых среди базальтоидов аккаргинской толщи в Нижнесанарско-Текельдытауской зоне.

Михеевский комплекс габбро-диорит-плагιοгранитовый гипабиссальный раннекаменноугольный в предлагаемом объеме выделен нами вслед за Е. П. Щулкиным [297] и под таким названием введен в серийную легенду. К нему отнесены многочисленные мелкие дайки, штоки, тела неправильной формы в районе Михеевского и Новониколаевского медно-порфировых месторождений. Предыдущие исследователи [301, 302, 142, 297, 7, 26, 232] давали комплексу разные названия, принимая его возраст от позднедевонско–раннекаменноугольного до среднекаменноугольного. Основные особенности этих пород – порфировый облик и приуроченность к ним медно-порфирового оруденения.

На изученной территории комплекс малых интрузий наиболее полно охарактеризован в трех последних работах (из указанных выше) под названием ульяновского позднедевонско–раннекаменноугольного и михеевского посленижнетурнейского субкомплексов. Породы практически не обнажены, изучены по керну скважин начиная с 1960-х годов [178, 180, 176, 7, 179, 286, 21, 232, 165 и др.].

Тела и дайки гранитоидов михеевского комплекса распространены в восточной части площади от широты пос. Кзыл-Маяк до пос. Новониколаевка. Они имеют протяженность от десятков метров до 1–2,5 км, мощность 0,5–250 м и составляют две системы кулис с крутым (70–85°) восточным падением, одна меридионального, другая – северо-северо-восточного простирания. В составе михеевского комплекса выделяются три фазы: первая – *габброиды*, встреченные лишь в крупных массивах за пределами изученной территории и в шлифах керна скважин (на карте не показаны); вторая – *диориты*, *диорит-порфириды*, *кварцевые диориты*, *гранодиориты*, *гранодиорит-порфиры*, их интрузивные брекчии ($\delta,\delta\pi\text{C},m\eta_2$); третья – *плагιοграниты*, *плагιοгранит-порфиры*, *гранит-порфиры* ($\rho\gamma,\rho\gamma\pi\text{C},m\eta_3$), среди которых преобладают последние. Они соответствуют гипабиссальному уровню глубинности [26].

Наиболее распространены дайки диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, плагιοгранодиоритов. Это серо-зеленые породы с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза (0,5–3,0 мм), изредка – темноцветных минералов размером не более 1 мм и полевошпат-кварцевой основной массой. Реже встречаются дайки плагιοгранит-порфиритов. По скважинам отмечается прорывание даек среднего состава кислыми дайками. Во вмещающих ащисуйской, аккаргинской толщах на контактах с гранитоидами развиваются альбитизация, серицитизация, карбонатизация, эпидотизация.

Чаще всего встречаются следующие петрографические разности:

В диорит-порфиритах фенокристаллы занимают до 40 % объема породы; причем преобладает (до 60–70 %) плагиоклаз. Вкрапленники роговой обманки частично, а местами и полностью замещены биотитом, хлоритом, лучистым актинолитом. Основная масса аллотриоморфнозернистая, фельзитовидная, окварцована, серицитизирована. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, лейкоксен.

В диоритах порфировидных среди мелкозернистой аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой основной массы отмечаются фенокристаллы (до 1 мм) сосюритизированного зонального плагиоклаза, пироксена (замещенные роговой обманкой, хлоритом, актиноли-

том), составляющие до 20 % породы.

Кварцевые диорит-порфиры частовкрапленные, сериальнопорфировые; фенокристаллы плагиоклаза составляют до 70 % вкрапленников, остальное – роговая обманка, замещенная актинолитом. Основная масса плагиоклаз-кварцевая.

Гранодиориты, светло-серые порфировидные, сложены зональным плагиоклазом (60 %), округлым оплавленным кварцем, с заливами основной массы, роговой обманкой, на фоне мелкозернистой кварц-полевошпатовой полнокристаллической гипидиоморфнозернистой основной массы. Фенокристаллы плагиоклаза почти соприкасаются, между ними сохраняются лишь «ручейки» основной массы, создавая криптовую структуру. Часто гранодиориты содержат прихотливой формы обломки более основного материала.

Гранодиорит-порфиры сложены вкрапленниками плагиоклаза (3–4 мм), гломеропорфировыми скоплениями мелких кристаллов роговой обманки, редкого кварца, погруженными в мелкозернистую аллотриоморфную кварц-полевошпатовую, иногда фельзитовидную основную массу.

Гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры желтовато-белые, порфировые с крупными (2–4 мм) фенокристаллами плагиоклаза (60–70 % вкрапленников), кварца (20–30 %), биотита (до 10 %), изредка калинатриевого полевого шпата. Основная масса гранитовая, аллотриоморфнозернистая, микрографическая, фельзитовая, кварц-плагиоклазового состава.

Интрузивные брекчии диоритового, гранодиоритового состава, характерные для михеевского комплекса, сложены плотно прилегающими друг к другу обломками, крупно-, среднезернистых диоритов, диорит-порфиритов, гранодиоритов, а также риолитов, андезитов. Обломки сцементированы дробленным материалом тех же пород, «крошкой» кристаллов плагиоклазов: от крупных до мельчайших. Брекчии скорее следует называть не «интрузивными», а «эксплозивными», поскольку цемент их в основном кластический, близкий к милониту. Присутствие обломков вулканитов (ащисуйских, аккаргинских) и плутонитов (от диоритов до гранодиорит-порфиритов), свидетельствует о формировании этих пород на завершающей стадии развития магматического очага.

Микроаббродиориты, вероятно относящиеся к первой фазе внедрения, встречены только в керне скважин в качестве ксенолитов среди диоритов. Это порфировидные породы, сложенные темно-зеленой тонкозернистой основной массой с редкими вкрапленниками плагиоклаза и темноцветных минералов.

Анализ петрохимических особенностей гранитоидов михеевского комплекса показывает (прил. 9), что они образуют единый тренд составов от габбро через диориты до плагиогранитов. Породы принадлежат к известково-щелочному ряду, к единой натриевой ассоциации. Для них характерны содержания Na_2O 3–5 %, пониженные концентрации оксидов Ti, Ca, Fe и несколько повышенное – Mg. На бинарных диаграммах точки составов михеевских плутонитов образуют широкие ареалы, особенно для оксидов K и Na.

На диаграмме TAS точки составов михеевского комплекса приурочены в основном к полю гранодиоритов, тоналитов, попадая также в поля диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранитов. На диаграмме Тэйлора точки составов михеевских плутонитов ложатся преимущественно в поля известково-щелочной серии, хотя часть пород относится к низкокальциевой, а наиболее кислые породы – к высококальциевой сериям.

Распределение РЗЭ в плутонитах михеевского комплекса характеризуется крутым наклоном линий. Наиболее сильно обогащены легкими РЗЭ граниты, плагиограниты ($\text{La}/\text{Yb}=49,43$), остальные разности близки между собой и имеют $\text{La}/\text{Yb}=4–6$. Спайдерграммы пород комплекса сходны между собой, характеризуясь повышенными концентрациями крупноионных элементов (особенно Rb, Ba, Th), пониженными – высокозарядных элементов, особенно Y и Nb. Следует отметить, что при сходстве с остальными графиками спайдерграмма для гранитов, плагиогранитов в области крупноионных элементов располагается существенно выше спайдерграмм прочих михеевских пород, высокозарядные элементы, напротив, сильно понижены. На графиках распределения элементов, нормированных относительно гипотетического гранита океанических хребтов, михеевские плутониты приближаются к гранитам островных дуг и гранитам внутриплитных обстановок [131].

Тела порфировых интрузивов на медных месторождениях Михеевско-Николаевской группы являются центральными (осевыми) элементами в системе зональности околорудных изменений. Зональность месторождений рассматривается как результат совмещения в пространстве последовательно развивающихся систем метасоматических образований. Ранняя соответствует высокотемпературным пропиллитам и кремнещелочным метасоматитам (в совокупности – кварцальбит-биотит-эпидот-актинолитового состава). Поздняя система, наложенная на раннюю, представлена березитоподобными и сопряженными с ними средне-низкотемпературными про-

пилитоподобными изменениями (в совокупности – кварц-серицит-карбонат-эпидот-клиноцоизит-хлоритового состава) [21]. Сами же тела порфировых интрузивов, особенно кварцевых диоритов, относительно слабо затронуты альбитизацией, окварцеванием и эпидотизацией. Актинолит практически не развит. В эндоконтактных частях штоков, в их апофизах степень альбитизации возрастает. Однако широкий разброс содержаний K_2O и Na_2O свидетельствует об интенсивных метасоматических процессах, наложенных на породы михеевского комплекса. Максимальное развитие ранние изменения получают в вулканогенно-осадочных вмещающих толщах околоштокового пространства.

Имеющиеся изотопные K-Ar датировки возраста [26] диоритовых порфиритов (368 ± 12 и 320 млн лет) вряд ли могут быть приняты во внимание, т. к. первая противоречит геологическим данным, а вторая вызывает сомнение, т. к. в пробе содержится мало калия.

Кисинетский комплекс трахириолитовый гипабиссальный среднекаменноугольный? ($\tau\lambda C_2?ks$), выделенный впервые, представлен несколькими субмеридиональными дайками и штокоподобными телами, прорывающими березняковскую толщу и брединскую свиту на севере восточной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны, между пос. Великопетровка, Горный и Солнце. На карте с преувеличением мощности показаны сближенные серии даек и тел. Первоначально эти породы были отнесены к березняковским кислым вулканитам. Однако дальнейшее изучение показало, что дайки и тела располагаются также и среди брединской свиты, а по геохимическим особенностям принципиально отличаются от березняковских. Они требуют выделения самостоятельного подразделения – кисинетского гипабиссального комплекса малых интрузий, представленного двумя морфологическими типами тел.

Восточнее пос. Горный выделено три субмеридиональных тела (100×500 м), возможно зональных, трехфазных. Центральная часть наиболее крупного из них сложена трахириолитами с фельзитоподобной до микропегматитовой основной массой, в которую погружены зерна серого кварца (до 10 %, размер до 1 мм), красного калинатриевого полевого шпата (до 15 %, до $0,8-1$ мм), чешуйки биотита (до 2–3 %, $0,3-0,5$ мм). Восточнее, ближе к эндоконтакту, появляются риодациты и трахидациты, обычно менее раскристаллизованные с редкими, почти исчезающими вкрапленниками калинатриевого полевого шпата, зернами кварца ($0,5$ мм) в практически сливной основной массе. Еще восточнее, слагая непосредственно эндоконтакт, обнажаются сильно рассланцованные, перемятые коричневые андезидациты, дациты, в которых отмечаются вкрапленники серого кварца (до 10 %), белого плагиоклаза (до 20 %), роговой обманки (до 10 %). Фенокристаллы размерами от 1 до 2 мм рассеяны среди тонкой фельзитовой основной массы с мелкими чешуйками биотита.

Полосы рассланцованных вулканитов имеют падение на северо-восток (азимут 60° , угол 30°). К контакту с вмещающими породами вкрапленники кварца исчезают, в сливной массе отмечаются редкие мелкие ($1-2$ см) обломки кислых вулканитов. Обнаженный западный эндоконтакт другого (западного) тела сложен светло-зелеными сферолоидными и флюидальными дацитами, плагиодацитами. Полосы светлого сливного материала шириной до 1 см с мелким редким кварцем (до $0,1$ мм) сменяются темным фельзитовидным материалом с белыми округлыми сферолитами от 2 до 5 мм в диаметре. В связи с плохой обнаженностью, отсутствием непосредственных контактов нельзя считать с полной уверенностью, что описанные породы действительно соответствуют фазам единого субвулканического тела.

Протяженные (до 1 км) дайкообразные тела мощностью от 5 до 20 м, откартированные восточнее пос. Великопетровка, представлены светло-серыми порфировыми трахириолитами (гранит-порфирами?) с вкрапленниками плагиоклаза, калинатриевого полевого шпата, кварца, которые образуют гломеропорфировые скопления, с микропегматитовой основной массой, игнимбритоподобной полосчатой в периферических зонах.

Андезиты – порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, фьяммеподобными выделениями, микролитовой, пилотакситовой флюидальной структурой основной массы. Сериально-порфировые дациты содержат вкрапленники (15–20 %) альбита до 2 мм, роговой обманки в пилотакситовой, кварцево-плагиоклазовой фельзитовой до микрозернистой основной массе. Игнимбриты трахириолитовые порфировые имеют вкрапленники (20–25 %), калинатриевого полевого шпата, плагиоклаза. Основная масса игнимбритовая с рыбообразными фьямме, флюидальная, сложенная стеклом, перекристаллизованным в тонкий такситовый агрегат кварца, полевого шпата, серицита. Трахириолиты (гранит-порфиры) с сериальнопорфировой структурой содержат во вкрапленниках хорошо оформленные крупные кристаллы (15–20 %) кварца, калинатриевого полевого шпата (до 2 мм). Основная масса фельзитовидная, мелкозернистая, микропегматитовая, гранофировая, микрографическая с редкими листочками мусковита. Кварц образует микропегматитовые, мирмекитовые, капельные вроски в полево шпате. Местами основная масса состоит из радиальнолучистых, аксиолитовых сростков этих минералов. По

петрохимическим характеристикам (прил. 9) анализы пород кисинетского комплекса группируются в три выборки, включающих семейства андезитов; плагиодацитов, дацитов; трахириолитов. Содержания кремнезема в них колеблются от 60 до 77 %. Породы относятся как к низкокалиевой (вероятно, первая и вторая фазы), так и к высококалиевой (третья фаза) сериям. Низкокалиевые андезиты характеризуются высокими концентрациями натрия ($(\text{Na}_2\text{O}^{2-}) > \text{K}_2\text{O}$), не вызванными метасоматическими изменениями (вулканы довольно свежие), возможно к ним применимо название «бенморейт».

На диаграммах распределения РЗЭ графики бенморейтов, дацитов, плагиодацитов, (предположительно породы начальных фаз внедрения кисинетского комплекса) имеют вид, близкий к графикам березняковского комплекса, с накоплением легких РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb}=20,45$ и $14,42$), но трахириолиты характеризуются практически равными соотношениями относительно хондрита легких и тяжелых РЗЭ, небольшим европиевым минимумом и превышением над нормой всех (кроме европия) РЗЭ примерно на полтора порядка. На спайдерграммах кисинетских вулканитов, нормированных относительно N-типе MORB, также достаточно резко выделяются три группы, соответствующие трем предполагаемым фазам внедрения. Бенморейты и дациты представлены достаточно резко наклоненными линиями с накоплением крупноионных элементов сравнительно с высокозарядными, а трахириолиты образуют пилообразный график с пиками Rb, Th, Nb и провалами Sr. На спайдерграмме график описываемых пород ложится либо выше графика верхней коры (кроме бария и стронция), либо сливается с линией верхней коры. Помимо высоких содержаний Rb, Nb и низких – Sr, для трахириолитов также выявлены высокие концентрации Cs, Li и Be, на порядок превышающие содержания этих элементов во всех прочих вулканитах территории листа N-41-XXV.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки составов кисинетских вулканитов располагаются в поле островных дуг и активных континентальных окраин. На диаграмме Дж. Пирса для идентификации геодинамических обстановок интрузивов средне-кислого состава трахириолиты ложатся в поля внутриплитных гранитов, а бенморейты и дациты – в поля островодужных гранитов. Ареалы фигуративных точек этих вулканитов разобщены и дискретны, и, хотя прослеживаются тренды изменения составов пород, объединение их в единый комплекс достаточно условно. Возможно, к кисинетским следует относить лишь трахириолиты с резко повышенными концентрациями Rb, Nb, Cs, Be, Tl, Li. Высокие содержания Rb достаточно четко связаны с содержаниями K, который в трахириолитах содержится в калинатриевых полевых шпатах. Более основные вулканы (бенморейты и дациты), может быть, стоит относить к березняковскому вулканическому комплексу, для которого характерен широкий диапазон составов. Несмотря на небольшие масштабы проявления магматических пород кисинетского комплекса, необходимо дальнейшее его изучение.

Не исключено, что именно с этим комплексом связаны многочисленные кварцево-золоторудные проявления, расположенные в пределах участков его развития.

Кокпектысайский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый плутонический среднекаменноугольный представлен несколькими массивами (Новониколаевским, Новокатенинским, Гражданским), которые протягиваются меридиональной полосой более чем на 70 км в пределах Нижнесанарско-Текельдытауской зоны. Представления о строении и возрасте (от позднего ордовика до среднего карбона) этого комплекса менялись с течением времени неоднократно [209, 301, 302, 142, 297, 101]. Кокпектысайский комплекс сложен породами трех фаз внедрения: первая – *габбро, габбродиориты, долериты, габбродолериты* ($v\text{C}_2\text{kk}_1$); вторая – *диориты, кварцевые диориты, гранодиориты* ($\delta\text{C}_2\text{kk}_2$); третья – *плагиограниты, граниты* ($p\gamma\text{C}_2\text{kk}_3$).

Первая фаза слагает Северный Новокатенинский и Южный Новокатенинский массивы.

Новокатенинские массивы примерно одинаковы по размерам, они протягиваются в субмеридиональном направлении почти на 40 км при максимальной ширине около 7 км, сложены разнозернистыми диаляговыми габбро, габбродолеритами с переходами к кварцевым габбро в краевых частях. На западе, юге и юго-востоке массив прорывает породы аккаргинской толщи. В габбродолеритах эндоконтактной зоны отмечены ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. Падение контакта пологое на восток под углом $45\text{--}50^\circ$. На северо-востоке новокатенинские габброиды прорываются плагиогранитами Новониколаевского массива. По геофизическим данным форма массива – асимметричный лополит с размерами по вертикали 3 км, по горизонтали до 6 км [301].

В целом для массива характерна частая и сложная смена фаций, различные взаимопереходы между габброидами (резкие, постепенные, с чередованием). В мелкозернистых габбро наблюдаются шпировые обособления крупнозернистых, пегматоидных разновидностей. Возможно, в массиве присутствуют нескольких возрастных уровней габброидов (связанных с базальтами, с ультрамафитами, с кокпектысайским комплексом и пр.). Центральные части массива слагают

разнозернистые габбро, оторочкой которым служат габбродолериты и габброамфиболиты. Лейкократовые габбро дают прожилковые, гнездообразные инъекции. В массиве отмечено большое количество ксенолитов базальтов.

Диориты второй фазы слагают небольшие изометричные тела общей площадью около 15 км² в центре Южного Новокатенинского массива. Это массивные, мелко-, среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, кварца, единичных зерен моноклинного пироксена; они часто содержат мелкие и крупные ксенолиты габброидов первой фазы. С породами второй фазы связаны дайки диоритов, диоритовых порфиритов, плагиогранодиорит-порфиритов. Непосредственные контакты диоритов с вмещающими породами и породами первой и третьей фазы кокпектысайского комплексе не наблюдаются.

Плагиограниты третьей фазы обособляются в достаточно крупный Новониколаевский массив и в серию небольших тел к востоку и югу от него. Линзовидной формы массив вытянут меридионально почти на 20 км при ширине 2–3 км, имеет интрузивные контакты с вмещающими породами аккаргинской и ащисуйской толщ. В зоне контакта плагиограниты имеют тонкозернистую структуру, а вулканиты ороговикованы. Падение контакта восточное – у поверхности под углом 55–60°, с глубиной более крутое. В плагиогранитах устанавливаются ксенолиты амфиболитов, габбро и габбродолеритов.

Основной разновидностью пород являются плагиограниты – зеленовато- и розово-серые, средне-, до гигантозернистых, гнейсовидные, реже массивные. Они сложены линзовидным агрегатом кварца (до 5–8 мм, до 40 %); струйками, полосками (1–2 см на 2–3 мм) зерен амфибола (около 10 %); амебообразными выделениями плагиоклаза. Среди гранитов прослеживаются дайкоподобные тела тектонизированных габбро размером от 10 см до 1 м, среди габброидов отмечаются тонкие линейные прожилки гранитов до 1–2 см и зоны милонитизации. Азимут падения разгнейсования и зон милонитизации 350°, угол 60°.

В петрографическом отношении породы трех фаз четко разделены.

В первой фазе наибольшим распространением пользуются габбро и долериты.

Долериты, габбродолериты имеют порфировую или афировую структуру, массивную текстуру. Основные минералы – плагиоклаз, пироксен, в амфиболитизированных разностях – уралит, волокнистый амфибол с реликтами пироксена. Вторичные минералы эпидот, хлорит, реже цоизит. Аксессуарные представлены лейкоксенном, рудным.

Среди габброидов различаются пироксеновые и роговообманковые, в т. ч. уралитовые габбро, характеризующиеся габбровой структурой, массивной текстурой. Габбро пироксеновые меланократовые, мелко-, средне- и крупнозернистые сложены пироксеном, плагиоклазом. Плагиоклаз (лабрадор) составляет 50–65 %, пироксен моноклинный призматический в габбро (местами замещен уралитом, керсутитом). Из вторичных минералов отмечаются хлорит, цоизит, эпидот. Роговообманковые габбро состоят из идиоморфных роговой обманки и плагиоклаза; уралитовые габбро – из плагиоклаза, уралитовой роговой обманки. Игольчатый актинолит разбросан хаотично в породе. Порфировидные габбро состоят из фенокристаллов короткостолбчатого диопсида (10–15 % породы), таблитчатого плагиоклаза (до 2 мм) и плагиоклаз-роговообманковой панидиморфнозернистая, призматически зернистая основной массы. Габброамфиболиты гранобластовой, пойкилобластовой структуры, параллельной, участками очковой текстуры, сложены роговой обманкой, плагиоклазом, незначительным количеством хлорита, эпидота. Плагиоклаз представлен неправильной формы бластами, вытянутыми очками, обтекаемыми тонкозернистыми гломорами альбита. Роговая обманка чаще ксеноморфная, содержащая пойкиловые вросстки измененного плагиоклаза.

Во второй фазе присутствуют диориты, кварцевые диориты.

Диориты пироксеновые мелкозернистые, сериальнопорфировой, участками криптовой структуры, состоят из плагиоклазов, тесно прижатых друг к другу, создающих паковую, веерную структуру. Пироксены свежие, имеют келифитовые каемки хлорита. Диориты роговообманковые массивные, сложены призматическим плагиоклазом, роговой обманкой, редкими зернами кварца в промежутках между плагиоклазами или в виде пойкиловых вростков. Диориты биотит-роговообманковые субофитовой структуры состоят из плагиоклаза, амфибола, биотита, редких зерен кварца. Кварцевые диориты – мелко-, среднезернистые гипидиоморфнозернистые сложены на 70 % плагиоклазом, на 20 % роговой обманкой, биотитом, хлоритом (возможно, замещающими пироксен), 10–5 % кварцем. Кварц представлен округлыми и каплеобразными зернами среди плагиоклазов.

Третья фаза, хорошо изученная в Новониколаевском массиве, представлена крупнозернистыми, до гигантозернистых плагиогранитами, интенсивно разгнейсованными.

Плагиограниты крупнозернистые разгнейсованные, структура апокриптовая, в наиболее разгнейсованных разностях – катакlastически-цементная. Крупные (1–2 мм) широкотаблитчатые,

почти «квадратные» кристаллы плагиоклаза, тесно прижатые друг к другу, составляют 80 % породы. Кварц дает линзовидные выделения с волнистым погасанием, с зазубренными, фестончатыми краями, иногда это агрегат дробленого кварца. Основная масса – агрегат зерен новообразованного кварца, хлорита, эпидота, обтекающий плагиоклазы. По всей породе развиваются разноориентированные скопления длинных призматических зерен актинолита, образующих пучки, веера. Граниты крупнозернистые в начальной стадии разгнейсования, криптовой структуры. Крупные широкотаблитчатые, зональные плагиоклазы размером от 8 до 15 мм и кварца (изометричные, с волнистым погасанием, с краями, изъеденными мелкозернистым агрегатом новообразованных зерен кварца) составляют около 70 % породы. Плагиоклаз и кварц разделены тонкими полосками кварц-полевошпатовой, кварцевой цементирующей массы. Структура породы немагнотаблитчатая. Плагиограниты неравномернозернистые сложены выделениями (не более 5 %) кварца, полевого шпата, амфибола, рассеянными в мелкозернистой полосчатой вторичнокварцевой основной массе. Плагиоклаз дает короткопризматические кристаллы, кварц – от хорошо оформленных кристаллов с длинными головками до ксеноморфных зерен, темноцветные – либо агрегат зерен, либо гомоосевые псевдоморфозы по роговой обманке. Плагиограниты полосчатые, разгнейсованные, крупнозернистые, криптовые. Около 60 % породы сложены крупными широкотаблитчатыми зернами плагиоклаза, полностью сосюритизированного, остальное – кварцем, овальным, линзовидным, волнистопогасающим.

Жильные породы кокпектысайского комплекса представлены маломощными дайками плагиогранит-порфиров, тонкозернистыми массивными, сложенными плагиоклазом (53 %), кварцем (25 %), амфиболом (10 %) с аплитовидной структурой основной массы.

Петрохимические и геохимические данные (прил. 9) характеризуют кокпектысайские плутониты как сложно построенный дифференцированный низкокалиевый комплекс, сложенный практически всеми семействами пород нормальной щелочности в диапазоне кислотности от 45 до 80 % SiO_2 , и представляющий серию с известково-щелочным трендом дифференциации. Большая часть пород имеет натриевый тип щелочности, только 19 % анализов отвечают калиево-натриевому типу.

Распределение РЗЭ в плутонитах кокпектысайского комплекса характеризуется слабым фракционированием – тренды распределения пологи, сходны для всех разновидностей пород, отмечается слабый европиевый минимум везде, кроме габбро. Отношения La/Yb малы – от 1,68 до 2,25. Также близки между собой спайдерграммы всех семейств кокпектысайского комплекса, резко понижены содержания Rb, отмечается небольшой ниобиевый минимум. На спайдерграммах, построенных относительно гипотетического гранита океанических хребтов, породы кокпектысайского комплекса оказываются ближе всего именно к ним [128]. Классификационные диаграммы Дж. Пирса свидетельствуют о принадлежности кокпектысайских плутонитов к обстановкам островных дуг и активных континентальных окраин, и лишь часть точек составов приурочена к полям срединно-океанических хребтов. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [40] плагиограниты кокпектысайского комплекса располагаются в поле океанических плагиогранитов, что может свидетельствовать [45] об участии в процессе плавления пород океанического происхождения.

Возраст пород, отнесенных к кокпектысайскому комплексу, определяется тем, что они прорывают поздневизейско-серпуховскую аккаргинскую толщу. Верхняя возрастная граница не установлена, а надежные изотопные датировки отсутствуют.

Варшавский комплекс адамеллит-гранитовый плутонический среднекаменноугольный (?) представлен одноименным массивом, а также роем мелких интрузивов, прорывающих габброиды и гранитоиды Неплюевского плутона в его центральной части.

Варшавский массив, серпообразной формы, длиной около 30 км, шириной от 5 до 14 км, протягивается от сел Варшавка, Коноплянка на юге до пос. Краснотал на севере. Основной объем массива занят средне- и крупнозернистыми биотитовыми адамеллитами, метаморфизованными подобно великопетровским гранитам неплюевского комплекса, прорванными мелкими пластовыми и дайкообразными телами мелкозернистых биотитовых адамеллитов, лейкогранитов, с которыми ассоциируют пегматитовые тела, кварцевые жилы. Поздние граниты затронуты метаморфизмом в той же степени, что и адамеллиты главной фазы. С запада плутон обрамлен терригенной рымникской свитой, а с востока – угленосной брединской свитой. На юге адамеллиты соприкасаются по разрывам с серпентинитами татищевского комплекса. Тектонические линзы серпентинитов отмечены внутри южной части плутона.

Адамеллиты первой (главной) интрузивной фазы ($\gamma_{\text{C}_2?V_1}$) – это весьма однородные средне- и крупнозернистые порфировидные породы, слабо метаморфизованные, с гнейсовидной текстурой. Первичный минеральный состав включает плагиоклаз An_{19-20} (60–65 %), кварц (20–25 %), щелочной полевой шпат (10–15 %), биотит (~5 %) и аксессуарные минералы: апатит, циркон,

титанит, единичные зерна магнетита. Присутствует эпидот, морфология зерен которого и их химический состав указывают на его магматическое происхождение. Мусковит, серицит, хлорит и некоторые другие минералы являются вторичными. Встречаются и интенсивно перекристаллизованные адамеллиты, сложенные лепидогранобластовым агрегатом мелких ксеноморфных зерен альбит-олигоклаза, кварца, светлой слюды, эпидота, с реликтами первичных щелочного полевого шпата и гранулированного кварца.

Малые интрузивы в центральной части Неплюевского плутона образуют серию сближенных тел (даек и инъекций неправильной формы), показанную на карте в виде единого поля, вероятно относящуюся ко второй фазе варшавского комплекса. Они представлены преимущественно мелкозернистыми *адамеллитами (до гранодиоритов)* ($\gamma\text{TC}_2?v_2$) и имеют очень сложное строение. В более светлый гранитоидный базис погружены округлые, амебообразные меланократовые включения диаметром от нескольких сантиметров до 1–2 м (на карте не могут быть показаны) с характерными фестончатыми границами. Они сложены диоритами, кварцевые диоритами. Текстурированный рисунок гранитоидов с меланократовыми включениями возникает в результате одновременного внедрения базитовых и кислых расплавов. Мелкозернистые адамеллиты содержат не только родственные меланократовые включения, но и небольшие ксенолиты вмещающих крупно- и среднезернистых гранодиоритов и адамеллитов неплюевского комплекса. Серия даек и силлов мелкозернистых гранитов и адамеллитов второй фазы прорывает также брединскую свиту восточнее Варшавского массива.

Диориты, кварцевые диориты включений – темно-серые, тонко-, мелкозернистые, массивной текстуры сложены плагиоклазом (50–60 %), амфиболом (20–30 %), биотитом (от долей процента до 7–10 %), кварцем (до 5–7 %). Структура нематогранобластовая с реликтами первичной порфирированной структуры, призматическизернистой основной массы.

Мелкозернистая гранитоидная матрица, вмещающая включения, варьирует от гранодиорита до адамеллита, отражая степень контаминации базитовым материалом. Гранодиорит состоит из частично альбитизированного плагиоклаза (60–70 %), кварца (15–20 %), биотита (10 %), K-Na полевого шпата (5–7 %). Структура гипидиоморфнозернистая. Мелкозернистые граниты, лейкограниты отличаются от адамеллитов большим количеством кварца (~30 %), меньшим содержанием биотита (до 5 %), более кислым плагиоклазом (An_{20-22}).

По распределению содержаний петрогенных и малых элементов (прил. 9) все породные группы варшавского комплекса обнаруживают сходство с соответствующими породами неплюевского комплекса и заметно отличаются по химическому составу от пород степнинского, джабыкско-санарского и ольховского комплексов.

По сходству химического и минерального составов адамеллиты Варшавского массива ранее относились к пластовскому плутоническому комплексу, которому был приписан позднедевонский–раннекаменноугольный возраст [282, 297]. К сожалению, возраст самого Пластовского плутона до сих пор остается не определенным. Rb-Sr изохронный возраст гидротермально-измененных пород на Пластовском золоторудном месторождении оказался равным 265 ± 3 млн лет при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70685$ [127], что совпадает с полученной нами оценкой возраста метаморфизма адамеллитов Варшавского плутона. Региональная геологическая корреляция позволяет предполагать, что гранитоиды пластовского комплекса могли формироваться в среднем карбоне 323–303 млн лет тому назад. Это подтверждается изотопным возрастом Ларинского плутона, который оценивается ~310 млн лет, а возраст метаморфизма ~260 млн лет [189]. Учитывая эти данные, возраст варшавского комплекса условно принят среднекаменноугольным.

Однако полученные нами изотопные данные указывают на реальную возможность более молодого возраста варшавского комплекса. Rb-Sr минеральная изохрона мелкозернистого адамеллита из небольшого интрузивного тела в центре Неплюевского плутона (прил. 8, 9) указывает на раннепермский возраст этой породы: 278 ± 1 млн лет; $\text{Sr}_i = 0,70673$; СКВО=1,4. Изохрона построена по пяти точкам (валовая проба, апатит, полевой шпат и две фракции биотита) и является надежной оценкой времени кристаллизации данной породы. Минеральная Rb-Sr изохрона адамеллита главной фазы Варшавского плутона отвечает возрасту $261,8 \pm 1,3$ млн лет; $\text{Sr}_i = 0,70690$; СКВО=0,1. Оценка возраста в значительной мере определяется положением точки биотита в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Поскольку биотит в этой породе частично замещен мусковитом, его возраст, скорее всего, отвечает времени метаморфизма адамеллита. Однако три остальные точки лежат на изохроне, дающей возраст 278 млн лет. Двухточечная изохрона по валовым пробам соответствует возрасту $282,1 \pm 9,6$ млн лет; $\text{Sr}_i = 0,70671$. Следует обратить внимание на относительно высокие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые превышают начальные отношения как для гранитоидов неплюевского комплекса, так и пород степнинского и джабыкского комплексов (при пересчете на одинаковый возраст). Изотопный состав Nd в

адамеллитах варшавского комплекса и двухстадийный модельный возраст их источников близки к оценкам, полученным для умереннокалиевых адамеллитов неплюевского комплекса.

Нельзя исключать, что гранитоиды, отвечающие по составу интрузивным породам варшавского (пластовского) комплексов, формировались на Южном Урале несколько асинхронно. Если на севере Магнитогорской мегазоны (Ахунковский, Карагайский, Уйскоборский массивы) и в прилегающей западной части Кочкарско-Адамовской зоны Восточно-Уральского поднятия (Ларинский массив) их возраст составляет 310–304 млн лет [11, 189] и соответствует концу башкирского века или московскому веку, то восточнее (Варшавский плутон и малые интрузивы), близкие по составу породы были внедрены в ранней перми (~280 млн лет назад). Заметим также, что в Верхисетском плутоне на Среднем Урале среднекаменноугольные гранитоиды с Rb-Sr возрастом 316–320 млн лет прорваны геохимически родственными раннепермскими гранитами с возрастом 276–284 млн лет [120]. Rb-Sr минеральная изохрона трондьемитов Осиновского плутона в Сысертском блоке Среднего Урала соответствует возрасту 285 ± 5 млн лет (неопубликованные данные В. И. Богатова и А. Ю. Петровой). Это показывает, что магматическая деятельность в перми не сводилась только к внедрению высококалиевых магм в осевой зоне Восточно-Уральского поднятия, но была проявлена и в формировании интрузивных тел иного петрографического и геохимического облика, близких по составу к заведомо раннекаменноугольным.

С интрузивами и метасоматитами комплекса ассоциирует золото-сульфидно-кварцевое оруденение и кварцевожильно-грейзеновая W, Mo минерализация.

ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Каменецкий комплекс габбро-граносиенит-гранитовый плутонический раннепермский прослежен на территорию с листа N-41-XIX, где он имеет трехфазное строение: габбро (до диоритов) первой фазы, граносиениты второй фазы и граниты, лейкограниты третьей фазы [270]. На листе N-41-XXV к этому комплексу нами отнесены мелкие субмеридиональные линейные тела кислого состава (200 м на 10–30 м), распространенные в восточной части площади. Дайкообразные тела *лейкогранитов* третьей фазы (Yp, km_2) прорывают березняковскую и аккаргинскую толщи, габброиды кокпектысайского комплекса. Гранитоиды представлены розовыми мелко-среднезернистыми, часто порфировидными породами.

Петрографически граниты разных тел примерно одинаковы. В центральных их частях встречаются среднезернистые слабо порфировидные граниты, с редкими фенокристаллами полевых шпатов, кварца. В эндоконтактах зернистость уменьшается, часто встречаются аплитовые, микропегматитовые, фельзитовые структуры. В многочисленных фенокристаллах – плагиоклаз (2–5×1–2 мм); широкотаблитчатый K-Na полевой шпат; кварц образует мелкие ксеноморфные зерна. Основная масса кварц-полевошпатовая, встречаются листочки биотита и мусковита размерами до 0,5 мм.

Петрохимически каменецкие гранитоиды характеризуются узким интервалом содержаний кремнезема при изменчивости значений K_2O , K_2O+Na_2O (прил. 9), отрицательными зависимостями оксидов калия, натрия с кремнеземом. Положительно связаны с кремнеземом коэффициенты глиноземистости и железистости. Комплекс петрохимически представлен нормальными и умереннощелочными высокоглиноземистыми породами, семействами плагиолейкогранитов и субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов в диапазоне кислотности от 72 до 80 % SiO_2 . Он относится к серии преимущественно с известково-щелочным трендом дифференциации и натриевым типом щелочности.

Распределение РЗЭ различно в плагиолейкогранитах и в субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитах. Для первых график РЗЭ является достаточно пологим ($La/Yb=4,48$) с небольшим европиевым минимумом, а для вторых характерна резко наклоненная линия, свидетельствующая о накоплении легких РЗЭ ($La/Yb=56,22$). На спайдерграммах, нормированных относительно N-типе MORB, два типа гранитов сближены, характеризуясь существенным накоплением элементов с крупными ионными радиусами сравнительно с литофилами с высокозарядными ионами. На большинстве классификационных диаграмм точки плагиолейкогранитов ложатся в поля внутриплитных гранитов, а субщелочных гранитов – в поля гранитов островных дуг. Возможно, в каменецкий комплекс объединены граниты разного происхождения, часть из которых может относиться к кокпектысайскому комплексу. Но в целом они являются более щелочными и калиевыми. Каменецкий комплекс является возрастным аналогом степнинского. Изотопные данные отсутствуют.

Степнинский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый плутонический ранне-

пермский представлен монцонитоидами, граносиенитами, субщелочными гранитами, слагающими Восточно-Ольховский, Мочагинский, Акмуллинский массивы и крупный останец среди гранитов Джабыкского плутона. Его петротипом служит хорошо изученный плутон, расположенный севернее, у пос. Степного. Комплекс объединяет породы умереннощелочного ряда трех интрузивных фаз: первая – *монцогаббро и монцодиориты* ($\mu\nu P_1 st_1$); вторая – *кварцевые монцодиориты* ($q\mu\delta P_1 st_2$); третья – *граносиениты, субщелочные граниты* ($\gamma\xi P_1 st_3$). Последние целесообразно было бы выделить в самостоятельную фазу, но плохая обнаженность не позволяет их откартировать. Разности пород внутри отдельных фаз внедрения не разделены из-за того, что их невозможно откартировать в среднем масштабе.

Восточно-Ольховский массив имеет в плане форму дуги шириной 2–6 км, окаймляющей с востока более молодые лейкограниты ольховского комплекса. В пределах плутона известны породы всех трех фаз. Лучше всего обнажены граносиениты третьей фазы в южной части плутона. Ранние монцонитоиды вскрыты в единичных небольших карьерах. При ГС-50 [265] среди плутонических пород были прослежены пластинообразные останцы метасадочных пород, подчеркивающие общую морфологию плутона, которая интерпретируется как коническая залежь, погружающаяся к западу под лейкограниты. Вдоль восточного контакта плутона прослежен широкий ореол роговиков по породам угленосной толщи.

Наибольшим распространением пользуются кварцевые монцодиориты (вторая фаза), граносиениты и субщелочные граниты (третья фаза). Кварцевые монцодиориты – мелко-, среднезернистые темно-серые породы, гнейсовидные, чаще равномернозернистые, иногда порфиоровидные с фенокристаллами плагиоклаза или амфибола. Главные минералы – зональный плагиоклаз (An_{30-18} в фенокристаллах, An_{14-20} в основной массе) и амфибол – встречаются в переменных количествах. Табачно-зеленый биотит (5–7 %) одинаковой с амфиболом железистости распределен в породе равномерно. Кварц и К-На полевой шпат занимают около 5 % объема породы. Акцессорные минералы – сфен, апатит, ортит, циркон и титаномагнетит.

Граносиениты светлые крупно-, среднезернистые гипидиоморфнозернистые порфиоровидные породы с вкрапленниками микроклина до 3–4 см, решетчатого, ясно пертитового, часто с альбитовыми каймами. Плагиоклаз (An_{28-15}) образует правильные таблитчатые кристаллы 3–5 мм в длину, часто содержит антипертиты. Ксеноморфные зерна микроклина слагают до 25–30 % объема породы. Кварц (до 10–15 %) ксеноморфен по отношению к полевым шпатам. Количество цветных минералов – амфибола и биотита – составляет 10–20 %.

Субщелочные граниты – серовато-розовые порфиоровидные породы – близки к граносиенитам, отличаются меньшим количеством цветных минералов, отсутствием амфибола, увеличением доли кварца, более кислым плагиоклазом (An_{17-12}). Широко развиты К-На полевые шпаты с альбитовой внешней каймой. Биотит резко обогащен фтором. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, редкими зернами магнетита и ортита.

Мочагинский массив дугообразной формы (25×5–6 км) окаймляет с юго-запада Джабыкский плутон, погружаясь к северу под него, к востоку – под вмещающие породы. На территории листа расположено его восточное окончание. Преобладают кварцевые монцодиориты второй фазы, граносиениты, субщелочные граниты третьей фазы. В Мочагинском массиве откартированы останцы вмещающих пород и пластинообразные залежи джабыкских гранитов, конформные внешним контактам массива. Гранитоиды прослежены скважинами до глубины 250 м [68]; в экзоконтакте вскрыты пироксен-биотитовые роговики.

Набор пород в Мочагинском и Восточно-Ольховском массивах сходен. В Мочагинских интрузиве, наряду с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой развита бластогранитная (до гранобластовой), которая, возможно, является результатом контактового воздействия более молодых гранитов; текстура гнейсовидная. Порфиоровидные выделения микроклина содержат включения табличек олигоклаза, чешуек биотита по зонам роста. Амфибол и биотит в Мочагинском массиве беднее Ti, богаче Al и обладают более высокой железистостью по сравнению с цветными минералами в породах Восточно-Ольховского массива.

Акмуллинский плутон, в плане изолированное округлое тело 5 км в диаметре, расположен среди рымникских терригенных пород. К степнинскому комплексу отнесена восточная часть плутона, сложенная субщелочными гранитами третьей фазы, аналогичными мочагинским. С востока они окаймлены узкой дугой джабыкских гранитов второй фазы.

Кожубаевский останец среди гранитов первой фазы джабыкско-санарского комплекса, «перекрытый» (?) лейкогранитами аятского типа, не обнажен. Бурением на площади около 4 км² установлены породы степнинского комплекса, представленные монцогаббро, монцодиоритами первой фазы, граносиенитами третьей фазы [269]. Высокая интенсивность дугообразной магнитной аномалии, на севере которой находится Кожубаевский останец, позволяет предполагать, что возмущающая масса состоит в основном из габброидов, обогащенных титаномагнетитом.

Монцогаббро – зеленовато-серые среднезернистые, массивные с офитовой структурой, сложены плагиоклазом An_{48-40} (50 %), амфиболом (40 %), титаномагнетитом, кварцем (3–5 %), щелочным полевым шпатом (до 3 %). Амфибол содержит реликты клинопироксена, включения титаномагнетита, окруженные реакционной каймой титанита. Интерстиции между плагиоклазом и амфиболом заполнены ксеноморфными кварцем, решетчатым микроклином, образующими гранофировый агрегат. Характерны крупные кристаллы апатита.

Монцодиорит по структуре близок к габбро, состоит из тех же главных минералов и биотита, преобладающего над амфиболом. Содержание цветных минералов не более 25–30 %. Амфибол с реликтами клинопироксена более железистый, чем в габбро. Микроклин (7 %) и кварц (10–12 %) ксеноморфны по отношению к плагиоклазу An_{38-25} и фемическим минералам. Титаномагнетит, апатит и циркон являются акцессорными минералами.

Плутониты степнинского комплекса охватывают широкий интервал составов (50–71 % SiO_2 , в пересчете на 100 % сухого вещества), демонстрируя дискретность составов (прил. 9): первая фаза – монцогаббро (50–53), монцодиориты (56–57); вторая фаза – кварцевые монцодиориты (56–62); третья фаза – граносиениты (64–68), субщелочные граниты (69–71). На классификационной диаграмме TAS фигуративные точки этих пород группируются в основном в поле умереннощелочных пород выше трендов неплюевского и варшавского комплексов. Характерно также заметное обогащение пород степнинского комплекса калием. Лишь габбро и диориты Кожубаевского останца практически не отличаются по содержаниям K_2O и Na_2O от основных и средних пород неплюевского и варшавского комплексов, а соответствующие им фигуративные точки находятся вблизи границ умеренно- и низкощелочного, высоко- и умеренно-калиевого рядов. По сравнению с плутоническими породами неплюевского и варшавского комплексов, описываемые породы имеют пониженные концентрации глинозема и кальция. Основные и средние плутониты существенно обогащены фосфором, (высокое содержание апатита), несколько обогащены Ti, Fe (вклад титаномагнетита), обеднены Mg. Вследствие этого возрастает Fe/Mg отношение, особенно в габброидах и в граносиенитах Кожубаевского останца, но по всем другим (кроме Na и K) петрогенным элементам эти породы соответствуют характеристикам степнинского плутонического комплекса.

Геохимические отличия пород степнинского комплекса от неплюевских и варшавских проявлены в распределении элементов примесей. Характерно общее обогащение степнинских пород Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Th и легкими РЗЭ. Пониженные содержания Rb и Sr отмечены лишь в габброидах Кожубаевского останца. В степнинских плутонитах сравнительно с породами неплюевского и варшавского комплексов выше концентрации РЗЭ, фракционированный спектр резко обогащен легкими лантаноидами, отсутствует Eu аномалия, сходны спектры габброидов и граносиенитов, субщелочные граниты обеднены РЗЭ сравнительно с породами меньшей кремнекислотности.

Обоснование возраста степнинского комплекса и выводы о происхождении плутонических пород будет дано ниже после описания джабыкско-санарского комплекса. Степнинские породы включают урановую минерализацию; в экзоконтактах массивов известно золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Джабыкско-санарский комплекс гранитовый плутонический раннепермский, к которому отнесены граниты основного объема Джабыкского плутона, разделен на две интрузивные фазы: первая – мелкозернистые *биотитовые граниты* ($\gamma P_1 ds_1$) внешней северной зоны плутона и вторая – средне- и крупнозернистые биотитовые, двуслюдяные *граниты* ядра ($\gamma P_1 ds_2$). Биотитовые граниты, аналогичные породам первой фазы джабыкско-санарского комплекса, также выходят на поверхность в эрозионном окне в центре Аятской интрузивной залежи лейкогранитов (так называемый «Аятский шток», показанный на более ранних картах как поздняя фаза аятского комплекса). Две фазы гранитов джабыкско-санарского комплекса выделяются и внутри аналогичного эрозионного окна в центре Ольховского лейкогранитного плутона (ранее были показаны как поздние фазы ольховского комплекса). С гранитами второй фазы Джабыкского плутона сопоставляются выступ грейзенизированных гранитов среди терригенных пород рымникской свиты на окраине пос. Акмулла, двуслюдяные граниты второй фазы Акмуллинского плутона и небольшой выступ аналогичных пород у северо-западного контакта Варшавского плутона.

Контакты Джабыкского плутона с вмещающими породами практически не обнажены. Южный контакт, вскрытый карьерами, интрузивный, на что однозначно указывают морфология и характер соприкосновения гранитных инъекций и пластин метатерригенных биотитсодержащих сланцев (рымникская свита?), полого (20–30°) падающих на юг.

Мелкозернистые биотитовые граниты первой фазы дают также небольшие останцы и ксенолиты как среди крупнозернистых гранитов, так и вне контура массива. Они деформированы и

контактово метаморфизованы, как и вмещающие метаосадочные породы, а прорывающие их средне-крупнозернистые граниты остаются недеформированными. Эти мелкозернистые биотитовые граниты, выделенные на предыдущих картах как самые поздние интрузивные породы Джабыкского батолита (так называемый «Аятский шток»), на самом деле представляют собой эрозионное окно гранитов первой фазы джабыкско-санарского комплекса, со всех сторон окруженных более молодыми лейкогранитами «аятского типа». Вдоль северного края эрозионного окна на более меланократовые мелкозернистые биотитовые граниты первой фазы джабыкско-санарского комплекса налегает почти горизонтальная залежь средне-крупнозернистых аятских лейкогранитов. Аналогичное эрозионное окно откартировано в центре Ольховского плутона, где мелко- и среднезернистые биотитовые граниты, ранее отнесенные ко второй и третьей фазам ольховского комплекса, выступают из-под пологой залежи крупнозернистых порфиоровидных лейкогранитов главной фазы ольховского комплекса. Интрузивный контакт между ранними биотитовыми гранитами и поздними лейкогранитами был прослежен практически по всему периметру эрозионного окна. Различия в деталях минерального и химического составов биотитовых гранитов первой фазы джабыкско-санарского комплекса в основном теле Джабыкского плутона и в эрозионных окнах позволяют предполагать, что каждое из этих гранитных полей относится к обособленным интрузивным телам.

Граниты первой фазы – светло-серые массивные или гнейсовидные (в эндоконтактах), равномернозернистые и порфиоровидные содержат фенокристы двух полевых шпатов и кварца. Кварц и K-Na полевой шпат присутствуют примерно в равных количествах (30–35 %) и несколько преобладают над плагиоклазом An_{24-15} (~30 %), содержание биотита – 2–4 %.

Граниты второй фазы – однородные внешне и по минеральному составу, местами вмещают останцы гранитов первой фазы, пересечены дайками и пластовыми телами мелкозернистых аплитовидных гранитов, пегматитовыми жилами и пегматоидными обособлениями. Биотитовые и двуслюдяные граниты второй фазы представлены светло-серыми средне-, крупнозернистыми, массивными и гнейсовидными в эндоконтактах. Отмечается ритмичная полосчатость, обусловленная неравномерным распределением биотита и изменением крупности зерна; нередко биотитовые шпильки уплощенной неправильной формы. Структура пород порфиоровидная (за счет крупных до 4–6 см длиной кристаллов микроклина) с гипидиоморфнозернистой основной массой, реже – равномернозернистая. Кварц, плагиоклаз An_{20-10} и микроклин присутствуют примерно в равных количествах; биотит составляет около 5 % объема породы; мусковита в двуслюдяных разностях до 1–2 %. Из аксессуарных минералов характерны циркон, апатит и монацит.

Эпигенетические метасоматические изменения гранитов, локализованные преимущественно в восточной части Джабыкского плутона вдоль разрывных нарушений субширотного, северо-восточного простирания, субмеридионального Вишневогорского разрыва, в осевых зонах представлены монокварцевыми, кварц-хлоритовыми метасоматитами, в краевых – хлоритизированными, гематитизированными апогранитными катаклазитами и милонитами. По оперяющим пологим трещинам развиваются гидрослюды, цеолиты, глинистые минералы с убогой урановой минерализацией. Мощность этих низкотемпературных метасоматитов около метра [265]. Возраст метасоматических изменений не определен и может оказаться значительно более молодым по сравнению с гранитами.

Граниты джабыкско-санарского комплекса содержат 71–75 % SiO_2 (главным образом, 72–75 %), 4,5–5,5 % K_2O (прил. 9) и слабо пересыщены глиноземом: $A/CNK=1,0-1,2$; содержание нормативного корунда не превышает 2,5–3,0 % и чаще всего заключено в интервале 0,5–2,5 %. Распределение элементов-примесей, как правило, соответствует пределам, которые характерны для биотитовых гранитов. Типичен фракционированный спектр РЗЭ с отчетливым обогащением легкими РЗЭ и отрицательной Eu аномалией.

Граниты обеих фаз в Джабыкском плутоне геохимически сходны, отличаясь большей долей лейкогранитов с 74–76 % SiO_2 и обогащением тяжелыми РЗЭ в первой фазе ($La/Yb=10-20$ против 50–100 в гранитах второй фазы). Следует обратить внимание на геохимическую специфику мелко- и среднезернистых гранитов обеих фаз джабыкско-санарского комплекса в Ольховском эрозионном окне. По сравнению с гранитами Джабыкского плутона эти породы отличаются: (а) повышенными содержаниями K_2O (5,1–5,5 % против 4,5–5,2 %); (б) меньшей пересыщенностью глиноземом ($A/CNK < 1,1$; содержание нормативного корунда $< 1,5$ %); (в) пониженными содержаниями Sr (< 200 г/т); (г) максимальным обогащением тяжелыми РЗЭ, минимальным La/Yb отношением (10–20), а также повышенными содержаниями Y (20–25 г/т против < 20 г/т); (д) аномально высокими содержаниями Cr (до 300 г/т) и Ni (до 11 г/т). Последние объясняются захватом ксеногенных зерен хромшпинели и оливина из ультрамафитов, обнаженных южнее и севернее Ольховского массива и прослеживающихся по магнитометрическим данным западнее

эрозионного окна. Таким образом, геохимические данные подтверждают, что джабыкско-санарские граниты в центре Ольховского массива относятся не к восточному продолжению Джабыкского плутона, а к самостоятельному интрузиву.

Двуслюдяные граниты второй фазы Акмуллинского плутона отличаются по составу элементов-примесей от пород Джабыкского плутона. Биотит в них сильно обогащен F и по этому признаку близок к биотиту степнинских субщелочных гранитов первой фазы.

Имеющиеся в литературе изотопные Rb-Sr датировки указывают на раннепермский возраст гранитоидов степнинского и джабыкско-санарского комплексов, принимающих участие в строении Джабыкского батолита. Изохронные оценки заключены в интервале 279–267 млн лет; неопределенность возраста для частных изохрон составляет 8–16 млн лет и не позволяет установить значимых различий изотопного возраста степнинского (мочагинского) и джабыкско-санарского комплексов [35, 81]. Средний Pb-Pb возраст джабыкских гранитов равен 291 ± 4 Ma [130]. Для уточнения этих данных нами были проведены дополнительные изотопные исследования Rb-Sr методом. Эрохрона, построенная по 15 валовым пробам, отобраным из гранитоидов степнинского комплекса (граносиениты Восточно-Ольховского, субщелочные граниты Мочагинского и Акмуллинского плутонов, а также субщелочные граниты и лейкограниты Степнинского плутона и лейкограниты Кременкульского плутона) и гранитов джабыкско-санарского комплекса (Джабыкский и Санарский плутоны), соответствует возрасту 281 ± 4 млн лет при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7049$ и подтверждает отсутствие значимой разницы между возрастными гранитов степнинского и джабыкско-санарского комплексов. Образцы, использованные для построения эрохроны, не обнаруживают корреляции между начальными отношениями изотопов Sr и Nd: начальная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ остается практически постоянной, а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ варьирует в широких пределах. Отметим, что изотопный состав Sr и Nd в гранитах Джабыкского плутона полностью опровергает представления об его параавтохтонной природе и допалеозойском возрасте.

Кроме общей эрохроны по валовым пробам были построены минеральные Rb-Sr изохроны для гранитоидов из отдельных интрузивных тел степнинского и джабыкско-санарского комплексов, которые дали следующие оценки возраста (млн лет):

– Степнинский комплекс: Восточно-Ольховский массив (граносиенит) – $281,4 \pm 2,8$; Мочагинский массив (гранит) – $275,8 \pm 2,2$; Акмуллинский плутон (гранит) – $274 \pm 3,1$;

– Джабыкско-санарский комплекс: 1) граниты первой фазы: северная часть Джабыкского плутона – $288,9 \pm 4,4$; Аятское эрозионное окно – $276,0 \pm 5,8$; 2) граниты второй фазы: Ольховское эрозионное окно – $269,9 \pm 2,1$; Джабыкский плутон (карьер Запасный) – $276,6 \pm 2,6$.

Преобладающая часть оценок по минеральным изохронам частично или полностью перекрывает интервал оценок возраста по валовой эрохроне (277–285 млн лет) или очень близка к этому интервалу. Максимальные отклонения относятся лишь к самым древним оценкам (293–285 млн лет для мелкозернистых гранитов на севере Джабыкского плутона) и самым молодым оценкам (272–267 млн лет для биотитовых гранитов в центре Ольховского плутона).

Таким образом, самыми ранними (289 ± 4 млн лет) оказываются мелко-среднезернистые граниты, развитые на севере Джабыкского плутона, которые показаны на карте как породы первой фазы джабыкско-санарского комплекса. Если исходить из полученной оценки изотопного возраста, то эти граниты предшествуют во времени внедрению Восточно-Ольховского, Мочагинского и Акмуллинского плутонов. Поскольку рассматриваемые граниты не соприкасаются с этими телами, такое предположение не противоречит геологическим данным. Однако габброиды и граносиениты Кожубаевского останца, также отнесенные к степнинскому комплексу, залегают именно в этих гранитах. Учитывая геохимическую специфику кожубаевских габброидов, нельзя исключать, что они имеют более древний возраст по сравнению с Восточно-Ольховским и Мочагинским плутонами. Изотопный возраст граносиенитов Восточно-Ольховского плутона (281 ± 3 млн лет) можно рассматривать как оценку (пока единственную) времени внедрения ранних фаз степнинского комплекса (монцогаббро–монциодорит–кварцевый диорит–граносиенит). С учетом аналитических неопределенностей, субщелочные граниты Мочагинского и Акмуллинского плутонов, завершающие гомодромную последовательность пород степнинского комплекса и имеющие возраст 274–276 млн лет, одновозрастны с гранитами первой фазы джабыкско-санарского комплекса в Аятском эрозионном окне и второй фазы этого комплекса (карьер Запасный), возраст которых оценен как 276–277 млн лет. Согласно полученным нами оценкам, синхронными оказываются только граниты, а граносиениты значимо более древние. Самый молодой возраст (270 млн лет) имеют среднезернистые граниты второй фазы джабыкско-санарского комплекса, выходящие на поверхность в Ольховском эрозионном окне, что указывает на асинхронное формирование джабыкско-санарского комплекса в центральной и восточной подзонах Кочкарско-Адамовской зоны. Граниты степ-

нинского и джабыкско-санарского комплексов отличаются от адамеллитов и гранитов варшавского комплекса более низкими начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и повышенными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что указывает на связь этих пород с разными магматическими источниками. Новые изотопные данные свидетельствуют о более сложных пространственно-временных соотношениях между плутоническими породами Джабыкского батолита, чем это представлялось ранее. Тем не менее, проблему нельзя считать решенной, поэтому на карте все мелкозернистые биотитовые граниты «джабыкского типа» по традиционной схеме отнесены к первой фазе джабыкско-санарского комплекса.

С гранитами комплекса связаны гидротермальная U минерализация, проявления Ве в пегматитах, кварцевожильно-грейзеновая минерализация Мо.

Ольховский комплекс лейкогранитовый плутонический раннепермский образует одноименный (Ольховский) массив в восточной части Джабыкского батолита, округлых очертаний, слабо вытянутый в широтном направлении (10×12 км), а также Аятский массив (залежь) лейкогранитов. Близкие по составу, условиям залегания и изотопному возрасту аятские и ольховские лейкограниты объединены в ольховский интрузивный комплекс, который, таким образом, состоит из двух фаз: первой фазы крупнозернистых порфиroidных лейкогранитов «ольховского типа» ($\gamma\text{P}_1\text{ol}_1$), второй фазы средне- и крупнозернистых лейкогранитов «аятского типа» ($\gamma\text{P}_1\text{ol}_2$). Дайки и пологие залежи аплитовидных лейкогранитов завершают последовательность внедрения. Округлый Ольховский массив как бы вложен в полукольцевой Восточно-Ольховский интрузив степнинского комплекса, обрамляющий ольховские лейкограниты на востоке. Дугообразный восточный контакт Аятской залежи вырезает в теле Ольховского массива два выступа (в плане), к западу от которых над этой залежью сохраняются многочисленные мелкие останцы ольховских лейкогранитов, прослеженные примерно на 10 км. Первоначальная протяженность Ольховского массива в широтном направлении, вероятно, достигала более 20 км.

Интрузивный контакт ольховских лейкогранитов с гранитами первой фазы джабыкско-санарского комплекса падает к северо-востоку под Ольховский массив. Вдоль него сохранились небольшие останцы вмещающих пород рымникской свиты, указывающих, что ольховские граниты внедрились вдоль контакта Джабыкского плутона с породами рамы.

В эрозионном окне в центре Ольховского массива из-под лейкогранитов на поверхность выведены мелко- и среднезернистые граниты джабыкско-санарского комплекса. Ранее они рассматривались как поздние фазы ольховского комплекса [269]. Интрузивный контакт, который служит контуром этого окна, очень пологий. Учитывая характер контактов лейкогранитов «ольховского типа» с вмещающими породами и более молодыми лейкогранитами «аятского типа», Ольховский массив можно рассматривать как гарполит. Круто падающий под лейкограниты и дугообразный в плане подводящий канал этого интрузивного тела, скорее всего, расположен вдоль восточного контакта, а отходящий к западу пологий язык распространялся примерно на 10 км вдоль апикальной поверхности джабыкских гранитов, постепенно выклиниваясь. Современная вертикальная мощность ольховских лейкогранитов в центре и западной части Ольховского массива не превышает нескольких сотен метров, а в небольших останцах к западу от этого массива – первых десятков метров, нередко составляя всего нескольких метров. Таким образом, восточная часть Джабыкского батолита, которая, по сейсмическим данным, распространяется на глубину 5–6 км [123], почти нацело сложена гранитами джабыкского типа. Пологая интрузивная залежь аятских лейкогранитов образует западный язык гарполита, морфологически подобного гарполиту, сложенному ольховскими лейкогранитами. Подводящий канал, скорее всего, расположен вдоль восточного контакта аятских лейкогранитов и приурочен к разрыву, разделяющему восточную и центральную подзоны Кочкарско-Адамовской зоны. Именно здесь предполагается подводящий канал Джабыкского батолита по сейсмическим данным [123].

Лейкограниты «ольховского типа» – ярко-розовые массивные, крупнозернистые, порфиroidные и сериально-порфиroidные, с панидиоморфнозернистой структурой содержат удлиненные выделения ярко-розового микроклин-пертита (от нескольких мм до 3–4 см), слагающие около 30 % объема породы. Между ними располагаются изометричные зерна (3–5 мм) плагиоклаза An_{16-18} (30–35 %), серовато-дымчатого кварца (30–35 %) и биотита (3–4 %). Акцессорные минералы: магнетит (до 1 %), сфен, ортит, апатит и циркон. Лейкограниты «аятского типа» – розовато-серые среднезернистые массивные, порфиroidные, сложены округлыми и неправильными крупными зернами кварца и короткопризматическими кристаллами щелочного полевого шпата, погруженными в основную массу гранитовой структуры. Порода состоит из плагиоклаза An_{12-17} (30–35 %), кварца (~35 %), K-Na полевого шпата (30 %). Содержание биотита не более 3 %. Характерно развитие субсолидусного мусковита.

Петрохимически лейкограниты «ольховского типа» – весьма однородная группа пород, со-

держущая 72–76 % SiO₂ и 4,5–5,5 % K₂O (прил. 9). По сравнению с джабыкскими биотитовыми гранитами они обогащены кремнеземом и обеднены глиноземом; характерны высокие содержания калия и повышенное Fe/Mg отношение, снижение доли нормативного кварца и комплексное обогащение нормативным ортоклазом. Степень насыщения лейкогранитов глиноземом понижается до уровня метаглиноземистых пород: содержания нормативного корунда (С) и диопсида (Di) в среднем равны нулю при вариации от 0,8 % С до 1,2 % Di. Эта тенденция подчеркивается и снижением отношения А/СНК. Вместе с тем, содержание нормативного магнетита в ольховских лейкогранитах примерно вдвое выше, чем в биотитовых гранитах джабыкско-санарского комплекса.

По содержаниям элементов-примесей лейкограниты «ольховского типа» также заметно отличаются от джабыкских биотитовых гранитов. Отметим более высокие содержания Rb, Ga, Be, Ta, Nb, Th, U, пониженные содержания Ba, Sr, Zr, возросшие отношения Rb/Sr и Rb/Ba при пониженных Zr/Hf и La/Yb отношениях. Относительно низкое La/Yb отношение отражает обогащение лейкогранитов тяжелыми РЗЭ от Er до Lu при сопоставимых содержаниях легких РЗЭ (прил. 9). Отрицательная Eu аномалия в лейкогранитах выражена резче, чем в биотитовых гранитах джабыкско-санарского комплекса.

Лейкограниты аятского и ольховского типов близки по химическому составу. Главные отличия аятских пород заключаются в некотором обогащении кремнеземом, предельно низких содержаниях MgO и CaO, повышенном отношении Fe/Mg, и некотором снижении концентраций K₂O. Содержания нормативного кварца в аятских лейкогранитах выше, чем в ольховских, а нормативного ортоклаза, наоборот, ниже, что указывает на увеличение концентрации воды в расплаве. Аятские лейкограниты слабо пересыщены глиноземом (среднее значение А/СНК=1,08; среднее содержание нормативного корунда – 1,29 %) и содержат, в среднем, 0,54 % нормативного магнетита. По этим и некоторым другим петрохимическим параметрам аятские лейкограниты близки к биотитовым гранитам джабыкско-санарского комплекса. По содержаниям элементов-примесей, в том числе и по распределению РЗЭ, аятские лейкограниты почти не отличаются от ольховских. Обращает на себя внимание лишь заметное обогащение их Li, Ga и Sc.

Минеральные Rb-Sr изохроны, построенные для двух представительных образцов лейкогранитов ольховского и аятского типов, указывают на очень близкий, если не одинаковый изотопный возраст этих пород: 264,0±1,4 млн лет (аятский лейкогранит) и 265,0±1,4 млн лет (ольховский лейкогранит). Качество изохрон высокое, и достоверность полученных результатов не вызывает сомнения. Таким образом, лейкограниты обеих фаз ольховского плутонического комплекса кристаллизовались на 5–15 млн лет позднее по сравнению с плутоническими породами джабыкско-санарского и степнинского комплексов. Надо отметить, что в лейкогранитах не установлено того эпигенетического нарушения изотопной Rb-Sr системы в биотите, которое во многих случаях отмечалось для более древних гранитов Джабыкского батолита. Отметим также, что изотопный возраст лейкогранитов совпадает с возрастом метаморфизма гидратации, наложенного на плутонические породы варшавского и астафьевского комплексов. Все это указывает на проявление самостоятельного магматического и метаморфического эпизода около 265 млн лет тому назад. Имеющиеся изотопные данные показывают, что не все позднепалеозойские лейкограниты Кочкарско-Адамовской зоны с характерной физиографией следует относить к породам «аятского типа» (комплекса). Так, лейкограниты Степнинского плутона, возраст которых составляет 283 млн лет [119] и Кременкульский лейкогранитный плутон, судя по представленной эрохроне, имеющий такой же возраст, являются более древними образованиями.

В экзоконтактовых зонах массивов локализуются грейзеновые проявления Be, W, Mo, Bi, а также хрусталеносные кварцевые жилы.

ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Теетканский комплекс высоконатриевых габбро, гранодиоритов и плагиогранитов гипабиссальный среднетриасовый (?), выделен на территории листа N-41-XXV впервые (нашими работами совместно К. Е. Дегтяревым, ГИН РАН) на границе Копейской и Нижнесанарско-Текельдытауской зон [101]. Мелкие тела и инъекции разнообразных пород залегают среди базальтов раннего карбона, а также в габбро кокпектысайского комплекса.

Теетканский комплекс имеет трехфазное строение: *габбро, монцогаббро, габбродиориты, габбромонцодиориты* первой фазы ($\mu\nu T_2?tt_1$); *гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты* второй фазы ($\gamma\delta T_2?tt_2$); мелкозернистые *плагиограниты, граниты, фельзиты, субщелочные дву-*

полевошпатовые граниты третьей фазы ($pyT_2?tt_3$). Тела показаны внемасштабно и не разделены внутри фаз в связи с малыми размерами. Породы катаклазированы, текстура гнейсовидная, структура бластогранитная, катакластическая.

Габброиды первой фазы серые, среднезернистые состоят из альбитизированного плагиоклаза-андезина (60–80 %), роговой обманки (15–20 %), кварца (5–15 %), щелочного полевого шпата (2 %) и биотита (1 %). Породы второй фазы – серо-оранжевые среднезернистые гранодиориты (а также кварцевые диориты и тоналиты) сложены полевым шпатом (до 60 %), роговой обманкой (до 30 %), замещающей пироксен, кварцем (5–10 %), дающим округлые, каплеобразные зерна среди плагиоклазов, мирмекитовые вроски в калинатриевых полевых шпатах. Розовые мелко-среднезернистые порфирировидные фельзитовидные плагиограниты, субщелочные граниты третьей фазы – это мелкие дайкоподобные тела (2×20–100 м) с широко развитыми мирмекитами, микропегматитами.

Петрохимически теетканские плутоны (прил. 9) образуют сложно построенный дифференцированный комплекс малых интрузий, в состав которого входят породы разнообразных семейств в основном нормальной, реже повышенной щелочности – габбро, монцогаббро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты, субщелочные граниты. По большей части плутоны являются низкокалиевыми, с натриевым типом щелочности; точки их составов на диаграмме SiO_2-K_2O ложатся в поля низкокалиевой, известково-щелочной серии. Однако, в области кислых пород – это высококалиевая серия.

В выборке из 35 анализов преобладают габброиды, кварцевые диориты, гранодиориты. Пониженная калиевость (до 1 %) характерна для 83 % пород, а содержания оксида натрия больше 5 % – более чем 60 % пород. Для суммы щелочей отмечается нормальное распределение со значениями 6–7 %, для оксида титана наиболее часто встречаемые содержания – 0,4–0,6 %. Распределения кремнезем и Na_2O представлены двугорбыми выборками, что возможно, связано с разным происхождением различных частей комплекса.

Пестрая картина характерна для распределения РЗЭ, которые дают спектр от практически горизонтальных линий, обычных для мантийных пород (La/Yb для габбро и монцогаббро соответственно 2,14 и 1,06) до трендов с крутым наклоном, с интенсивным фракционированием, обогащением легкими РЗЭ (для плагиогранитов $La/Yb=8,68$). Габброидиориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты и субщелочные граниты имеют примерно одинаковые по виду спектры с небольшим европиевым минимумом и близкими отношениями La/Yb (2,62; 3,46; 2,56). Спектры этих пород в целом также отличаются по уровням, примерно на два порядка превышая концентрации РЗЭ в хондрите.

Спайдерграммы теетканских плутонов характеризуются резкими перепадами значений крупноионных элементов (резко пониженными значениями Rb, Nb,) и достаточно ровными трендами высокозарядных элементов (кроме резкого минимума Sr и повышенных содержаний Zr. На спайдерграммах, построенных относительно гипотетического гранита океанических хребтов, породы теетканского комплекса по характеру распределения элементов ближе всего к гранитам островных дуг [131].

На классификационных диаграммах Дж. Пирса точки составов теетканских плутонов ложатся в поля гранитов островных дуг, внутриплитных гранитов, но часть их попадает в поля срединно-океанических хребтов, что в целом соответствует нашим представлениям о сложном, неоднозначном генезисе этих пород.

Возраст теетканского комплекса устанавливается в большей степени условно по прорыванию им известняков сагустинской толщи.

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-41-XXV охватывает западную часть **Зауральской мегазоны**, а также большую часть структурных элементов **Восточно-Уральской мегазоны** между долинами Нижнего Тогузака и Камышлы-Аята. Эти мегазоны разделены **Копейской зоной**. Восточно-Уральская мегазона представлена двумя подзонами **Кочкарско-Адамовской зоны**. На западе расположена центральная, или *Джабыкская (осевая) антиформная подзона*, сложенная в разной степени метаморфизованными комплексами докембрия и нижнего палеозоя, а на востоке – восточная, или *Бородиновско-Брединская краевая подзона*, в строении которой принимают участие позднедевонские и раннекаменноугольные комплексы. Западную, или *Степнинско-Березиновскую краевую подзону* территория листа не захватывает. Границы между зонами и подзонами иногда достаточно четкие, представленные поверхностью одного крупного разлома, а иногда нерезкие, выраженные ветвящимися пучками разломов различной морфологии, между которыми отмечаются чередующиеся блоки пород, относящихся к обеим зонам или подзонам. В последнее время тектоника Восточно-Уральской и Зауральской мегазон привлекла особое внимание исследователей, главным образом, из-за того, что эти структуры оказались пресечены сейсмическим профилем Уралсейс-95 [24], а также вследствие начавшихся на Южном Урале новых среднemasштабных геологосъемочных работ [94, 101], которые дали много новой информации о строении этого региона.

Глубинное строение Восточно-Уральской и Зауральской мегазон даже в монографии [24] часто интерпретируется с диаметрально противоположных точек зрения. Данные глубинного сейсмического зондирования показывают, что с запада на восток, от Магнитогорской мегазоны к Восточно-Уральской, граница Мохо постепенно поднимается, причем под Восточно-Уральской мегазоной имеется разуплотнение в нижней коре, которое В. Н. Пучковым [79] интерпретируется как блок кислых пород. В пределах коры Магнитогорская мегазона по крутому взбросу надвинута на Восточно-Уральскую, а последняя – по пологому надвику на Зауральскую. Четкие отражающие площадки, погружающиеся на запад, фиксируются только по восточной границе Восточно-Уральской мегазоны, а на западной выражены гораздо слабее. К сожалению, с точки зрения расшифровки структуры собственно Восточно-Уральской мегазоны Уралсейс-95 проходит неудачно, поскольку практически вся ее ширина в этом пересечении занята Джабыкским плутоном. Тем не менее, отражающие площадки с восточным падением фиксируются и под его восточным краем.

В целом, строение района покровно-складчатое, многоярусное. Чехол представлен мезозойско–кайнозойскими континентальными отложениями, а доюрский фундамент сложен образованиями нескольких тектонических циклов (стадий): рифейского нерасчлененного (RF), раннекаледонского таконского (Тк), позднекаледонского тельбесского (Тл), ранневарисцийского судетского (Sd), поздневарисцийского уральского (Ur) и киммерийского (Km), каждый из которых завершался складчатостью и образованием структурных несогласий.

СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА

КОЧКАРСКО-АДАМОВСКАЯ ЗОНА

ДЖАБЫКСКАЯ (ОСЕВАЯ) АНТИФОРМНАЯ ПОДЗОНА

Осевая подзона Кочкарско-Адамовской зоны представляет собой протяженный выступ в разной степени метаморфизованных пород протерозойско–раннепалеозойского возраста. В пределах листа она ограничена с востока крупным надвигом западной вергентности и в целом

достаточно четко сегментирована. В северной ее части (северный, **Джабыкско-Ольховский сегмент**) расположен Джабыкский купол, а южный, **Неплюевско-Акмуллинский сегмент** не имеет четко выраженной общей структуры, он представлен дислоцированными терригенными породами рымникской свиты и прорывающими ее гранитоидными массивами.

Джабыкско-Ольховский сегмент осевой подзоны на территории листа представлен Джабыкским куполом сложного строения. Джабыкский купол имеет в плане овальную, слабо вытянутую в широтном направлении форму и размер около 40 км. В его строении участвуют гнейсовая формация (gnRF) среднего рифея (?) и метаграувакки рымникской свиты (gvTk). В ядре купола располагается Джабыкский гранитный массив. Простирающие вмещающих пород, как правило, конформно границам плутона. В южном эндоконтакте породы падают преимущественно на юг, углы наклона плоско-параллельных структур колеблются от 70 до 10°. Куполовидная структура обрисовывается также прототектоническими L-трещинами, простирающие которых конформно контактам массива.

Наиболее хорошо изучено строение юго-западного крыла купола по долине р. Караталы-Аят юго-западнее пос. Анненское. Здесь в строении купола участвуют породы как минимум четырех, в разной степени метаморфизованных комплексов: 1) гнейсы благодатской толщи; 2) метаграувакки рымникской свиты; 3) гранитоиды неплюевского и 4) граниты джабыкско-санарского плутонических комплексов. Они слагают до десяти дугообразно изогнутых, линзовидных тектонических пластин, которые полого (30–40°) погружаются на юго-восток. Эти данные противоречат точке зрения многих исследователей [298] о том, что в обрамлении Джабыкского массива мы имеем дело с гранитогнейсовым куполом. В наиболее хорошо обнаженном и изученном пересечении нет ни мигматитов, ни четкой метаморфической зональности. Кроме того, изотопные данные показывают отсутствие сколько-нибудь существенной коровой контаминации в формировании гранитов. В настоящее время массив представляет собой выпуклую линзовидную залежь мощностью не более 8 км [79].

Джабыкская куполовидная структура скорее всего образовалась в результате активного внедрения (близкая точка зрения у К. С. Иванова [36]) массива поздней гранитной формации (gUr) и последующей раннепермской деформации («обжимания» тектонизированных пород вокруг жесткого ядра – Джабыкского батолита). Активное внедрение происходило вдоль крупной зоны растяжения широтного простираения, связанной с интенсивным субширотным сжатием, скорее всего со сдвиговой составляющей. В современном строении массива зона растяжения зафиксирована в отчетливой, хотя и малоамплитудной, грабенообразной структуре, по которой из Джабыкского плутона «вырезан» широтный блок шириной около 10 км, опущенный относительно бортов грабена.

Строение **Неплюевско-Акмуллинского сегмента** почти нацело определяется строением разновозрастных плутонов, прорывающих рымникскую свиту, из которых самыми крупными являются Неплюевский и Великопетровский габбро-гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации (gblgSd₁) и Варшавский – ранней гранитной (адамеллитовой) формации (gSd₂). Южной границей влияния Джабыкского плутона условно можно считать «круглый» Акмуллинский массив диаметром около 5 км. Структура же самой рымникской свиты изучена недостаточно из-за сложности, плохой обнаженности и отсутствия маркирующих горизонтов. По имеющимся данным можно предполагать наличие крупных открытых складок меридионального простираения размером до 10 км, осложненных складками более высоких порядков и системой разрывов. Углы наклона слоев колеблются от 20 до 80°.

В пределах Джабыкской подзоны Кочкарско-Адамовской зоны важную роль играют сдвиги раннекаменноугольного возраста. Сдвиги северо-северо-западного простираения имеют левостороннюю кинематику и амплитуду до 20 км. В раннем карбоне они контролировали формирование интрузивных тел, развивавшихся как сдвиговые магматические дуплексы [95]. Примером такого контроля может служить хорошо изученный Неплюевский массив. Он обладает в плане формой параллелограмма с длинными сторонами (18–20 км) северо-северо-западного простираения и короткими (12–14 км) – широтного. Вдоль субмеридиональных границ массива почти повсеместно наблюдаются зоны расщепления как в самих гранитоидах, так и в породах рамы. Широтные контакты, напротив, нормально интрузивные. В строении массива участвуют гранитоиды нескольких фаз внедрения, тела которых расположены внутри массива также широтно. Несмотря на то, что контакты между гранодиоритами 2 фазы и гранитами 3 фазы простираются с запада на восток через весь массив, в целом он имеет общие для всех фаз субмеридиональные ограничения.

По принятой модели Неплюевский массив формировался в качестве сдвигового магматического дуплекса в зоне локального растяжения, связанной с кулисно расположенными левыми сдвигами северо-северо-западного простираения, которые и являются его субмеридиональными

ограничениями. Широтные контакты массива формировались по отрывам. Ширина зоны перехвата составляет около 10 км, а общая амплитуда смещения – до 20 км. Полученные Rb-Sr датировки [75] для 2, 3 и 4 фаз внедрения (345,7; 341,65; 340,3 млн лет) позволяют оценить время между импульсами внедрения, т. е. – между импульсами сдвига. Если учесть, что 1 фаза не датирована, то можно с уверенностью говорить о продолжительности формирования плутона в 6–7 млн лет. При общей амплитуде синмагматического сдвига в 20 км средняя скорость смещения по нему составляла 0,3–0,4 см в год, что соответствует скоростям смещения по современным континентальным сдвигам.

Описанная картина хорошо укладывается в общую схему раннекаменноугольной левосторонней транспрессии в пределах Восточно-Уральской мегазоны [100].

БОРОДИНОВСКО-БРЕДИНСКАЯ СИНФОРМНАЯ КРАЕВАЯ ПОДЗОНА

Бородиновско-Брединская подзона Кочкарско-Адамовской зоны представляет собой мощный пакет синформно изогнутых тектонических пластин. В них наблюдается постоянный набор каменноугольных формаций, резко несогласно перекрывающих в пределах зоны позднедевонско–раннекаменноугольную шошонит-латит-риодацитовую формацию (березняковский вулканический комплекс): паралическая терригенно-угленосная (брединская свита) – $ugSd_1$; толеитовых базальтов (саргазинский вулканический комплекс) – $kbTl$; карбонатная (биргильдинская толща) – cSd_2 ; трахириолитовая (кисинетский вулканический комплекс) – $trSd_2$.

Важнейшими элементами восточной подзоны являются татищевский и успеновский габбро-ультрамафитовые комплексы дунит-гарцбургит-габбровой ($umTl$) и дунит-гарцбургит-лерцолит-габбровой ($umTk$) формаций. Крупные массивы первого из них подстилают синформу практически на всем ее протяжении, а мелкие – разделяют отдельные пластины тектонического пакета. Восточная подзона имеет резко асимметричное строение. Ее восточный борт, прижатый к Копейской сдвиговой зоне, крутой (до вертикального), а западный – более пологий (падения сланцеватости 20–50°). Так же как и осевая, восточная краевая подзона достаточно четко сегментирована. В пределах листа с севера на юг выделяются 4 сегмента: Солнцевский, Карталинский, Вишневский и Гогинский, различающиеся набором формаций, слагающих пластины. Наиболее сложно устроены северный и южный сегменты.

Солнцевский сегмент является южным продолжением синформы, описанной севернее [101], где она представлена серией мощных тектонических пластин с доказанной обратной последовательностью пород. Условной границей сегмента на юге является северный край Верблюжьегогорского массива. В строении подзоны здесь участвуют тектонические пластины, сложенные полным набором перечисленных выше формаций, которые прорываются раннепермскими массивами восточной части Джабыкского батолита.

Нижняя часть тектонического пакета представлена чередованием маломощных пластин, сложенных мраморизованными породами карбонатной (cSd_2) и филлитовидными сланцами субаркозовой ($arTk$) формаций. В основании пакета здесь залегают сильно меланжированные серпентиниты дунит-гарцбургит-габбровой формации ($umTl$). Предположительно структурно выше располагаются три блока более однородного строения, но относительно них трудно судить, находятся ли они в аллохтонном залегании. Западный и восточный блоки сложены преимущественно вулканитами шошонит-латит-плагиориодацитово-угленосной формации, а средний – угленосной паралической формацией. Вулканогенные толщи залегают, как правило, полого, однако расшифровка их структуры сильно затруднена плохой обнаженностью.

Южная граница **Карталинского сегмента** может быть условно проведена по широте южного окончания Верблюжьегогорского массива. Сегмент имеет выгнутую на восток форму и состоит из двух мощных тектонических пластин. Нижняя представлена серпентинитами Верблюжьегогорского массива, а верхняя – раннекаменноугольной угленосной формацией. По данным интерпретации аномалий магнитного поля серпентиниты полого (30–35°) погружаются на восток. Сам массив повсеместно интенсивно тектонизирован – серпентиниты его восточной части милонитизированы, а западной – меланжированы, причем в северной части массива меланж представлен полимиктовыми разностями, а в остальных случаях – мономиктовыми. Участки крупноблокового строения, размер блоков в которых может достигать нескольких десятков метров, чередуются с полосами сильно рассланцованных серпентинитов, где размер блоков не превышает 10–15 см. Залегание зон рассланцевания меланжа достаточно выдержано – падение восточное, юго-восточное, углы падения от 30–50° до почти горизонтальных в южной части массива.

Строение угленосных толщ изучено слабо вследствие недостаточной обнаженности. Вместе с тем, по данным [55, 203, 297] район Полтавского месторождения каменных углей интерпре-

тируется как сложно дислоцированная синклиналь с опрокинутой на запад осевой поверхностью, осложненная складками более высоких порядков и разрывами.

Вишневский сегмент является типоморфным для восточной подзоны в пределах листа, он прослеживается от южного контакта Верблюжегорского до северного контакта Южно-Варшавского массива серпентинитов и состоит из нескольких тектонических пластин различного состава, образующих единый пакет. От фронтальной части покрова – тектонической пластины, сложенной породами дунит-гарцбургит-габбровой формации, остались только отдельные небольшие фрагменты – блоки меланжированных и рассланцованных серпентинитов в восточном экзоконтакте Варшавского плутона.

Мощная тектоническая пластина, расположенная над серпентинитами, сложена целиком паралической угленосной формацией. На западе она тоже прорвана гранитами Варшавского массива, а в других местах – мелкими телами (чаще – пологими силлами) мелкозернистых гранитов варшавского комплекса. Эта пластина имеет зональное строение: в западной части, представляющей основание покрова, толщи метаморфизованы и интенсивно рассланцованы, а в восточной (верхняя часть покрова) – практически не изменены. Породы смяты в пологие складки с четко выраженной гофрировкой. Местами наблюдаются малоамплитудные меридиональные взбросы, к которым приурочены мелкие асимметричные складки, имеющие восточную вергентность. Разрывы относятся, видимо, к категории ретровзбросов.

Структурно выше угленосной формации нижнего карбона залегают высокотитанистые базальтоиды ранне-среднеордовикского саргазинского вулканического комплекса (kbTl). Их структура не расшифрована, базальтоиды интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Еще более высокое структурное положение в восточном пакете занимает ордовикский габбро-дунит-лерцолит-гарцбургитовый комплекс, слагающий ядро синформы. Серпентиниты интенсивно меланжированы. Преобладают сильно рассланцованные разности, в которых размер будин редко превышает 15–20 см. Крупноглыбовый меланж также имеет место, но развит он незначительно. Северная часть Вишневского сегмента срезана косыми северо-восточными сдвигами, а с востока синформа ограничена Копейской зоной, сдвиговые движения по которой оказали существенное влияние на строение серпентинитового меланжа. Простираение сланцеватости в серпентинитах меридиональное, а падения довольно крутые, изменяются от 80° на запад до 80° на восток. Ориентировка длинных осей будин имеет крутое южное падение.

Гогинский сегмент отделен от северных сегментов широтным уступом и отчетливой зоной тектонизации, которая прослеживается вдоль контакта Варшавского гранитного массива и Южно-Варшавского массива серпентинитов. Ширина восточной синформной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны южнее этого уступа возрастает более чем в два раза, а структура значительно усложняется. В гравитационном поле Варшавская зона тектонизации выражена четкой широтной ступенью, а в магнитном ей соответствует глубокий минимум, который не может быть полностью объяснен сопряженным с ним максимумом и указывает на пологое южное падение серпентинитов.

Серпентиниты Южно-Варшавского массива в эндоконтактах повсеместно рассланцованы [140]. Слоистость вмещающих пород не конформна линии контакта, а часто подходит к ней почти перпендикулярно. По геофизическим данным восточный контакт полого уходит под массив на запад, а западный круто падает на восток, хотя элементы рассланцевания серпентинитов имеют пологое залегание. Массив интенсивно меланжирован. Зоны крупноглыбового меланжа, в котором размер блоков достигает нескольких метров, а рассланцованные серпентиниты образуют зоны мощностью до десятков сантиметров, чередуются с зонами сильно рассланцованных серпентинитов с блоками размером до первых десятков сантиметров. В северной части массива преобладают сильно рассланцованные серпентиниты, в центральной отмечены зоны крупноглыбового меланжа. Пространственное положение зон рассланцевания часто меняется, особенно в крупноглыбовом меланже, но общая ориентировка имеет юго-восточное, южное падение под углами 40–50°. Таким образом, Варшавскую зону тектонизации можно интерпретировать как надвиг с северной вергентностью. Хотя контакты гранитов Варшавского плутона с серпентинитами достоверно интрузивные, они безусловно сорваны последующими движениями, о чем свидетельствуют пологие зоны рассланцевания в самих гранитах и пологие зеркала скольжения, в которых направление падения штриховки совпадает с направлением падения самого зеркала.

Строение самого Гогинского сегмента в восточной части и в центре весьма схоже со строением Вишневского сегмента. Отличие заключается в том, что здесь верхняя пластина, сложенная серпентинитами почти нацело перекрывает пластину базальтов. Структура западной части Гогинского сегмента изучена слабо из-за плохой обнаженности. В его строении здесь участву-

ют несколько тектонических блоков не очень ясной морфологии. Наряду с ордовикскими серпентинитами и угленосными породами раннего карбона здесь снова появляются мраморизованные известняки карбонатной формации. Местами бурением устанавливается тектоническое залегание брединской свиты на биргильдинской [140].

Особое место в структуре восточной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны занимает **Татищевский пакет** тектонических пластин, который является «переходным» от центральной подзоны Кочкарско-Адамовской зоны к восточной, т. к. в нем чередуются пластины меланжированных серпентинитов дунит-гарцбургит-лерцолит-габбровой формации (umTk), ордовикских формаций – субаркозовой метатерригенной (arTk) и граувакковой (gvTk), а также среднерифейской (?) формации углеродистых кварцитов (ukRF). Строение отдельных пластин расшифровать трудно из-за плохой обнаженности и сильной тектонизации пород. Их мощности составляют первые сотни метров, а углы падения колеблются от 20 до 45°.

Татищевский пакет в пределах листа представляет собой клинообразный блок размером 9×12 км. Западная его граница это крупный надвиг, по которому пакет надвинут на докембрийское основание осевой подзоны, а восточная – сдвиг, отделяющий пакет от Великопетровского массива. Татищевский аллохтон хорошо изучен севернее [100], где представляет собой моноклиальный пакет из 12–15 маломощных тектонических пластин, полого погружающихся на восток-юго-восток. На южном выклинивании (вблизи Аятского массива лейкогранитов) тектонические пластины сильно сжаты, изогнуты и развернуты широтно.

КОПЕЙСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА

Копейская шовная зона имеет ширину 2–4 км и протягивается через весь район с севера на юг. Она представляет собой пакет крутостоящих маломощных тектонических пластин, с глубокой выполаживающийся на запад, т. е. – крупный листрический разлом, что подтверждается интерпретацией данных по сейсмопрофилю Уралсейс-95 [79]. Копейская зона прекрасно читается как линия, разделяющая крупные блоки с принципиально различным характером магнитного поля. Западнее этой линии поле имеет мозаичный облик и связано либо с телами ультрамафитов, либо с зонами роговиков, а восточнее – представлено линейными знакопеременными аномалиями, связанными с крупными плутонами гранитоидов и вулканическими массивами при незначительной роли ультрамафитов. В гравитационном поле Копейская шовная зона выглядит как зона интенсивного градиента.

Основной структурной единицей Копейской зоны является **Челябинский грабен**, выполненный триасовыми формациями: лимнической терригенно-угленосной (ugKm), а севернее – также формацией натриевых базальтов. На территории листа N-41-XXV известна только первая. В ней практически повсеместно развито интенсивное расланцевание, наблюдаются сложные, часто опрокинутые, лежащие складки, активно проявлен будинаж [101]. Отличительной чертой зоны является повсеместное распространение среднекаменноугольных терригенных толщ, развитие которых в других зонах подавлено. Кроме того, в пределах Копейской зоны встречаются тектонические линзы верхневизейско–серпуховских известняков, сильно гнейсированных гранитоидов монцодиорит-граносиенит-гранитной формации позднего девона (mdTl), угленосной формации раннего карбона и серпентинитов.

Многочисленные данные показывают, что Копейская шовная зона имеет сдвиговую природу, причем время от времени знак смещения менялся. Так, для раннего карбона установлены левосторонние смещения [100, 101], а для более поздних эпох – правосторонние. Элементы левосдвиговых деформаций устанавливаются южнее пос. Толсты, где западной части шовной зоны в сильно расланцованных андезитах березняковского вулканического комплекса отмечены локальные левые сдвиги. Вместе с тем, и в западном, и в восточном обрамлении шовной зоны отмечаются признаки правосторонних сдвиговых смещений, более поздних, чем левосторонние. Так, в упомянутых выше расланцованных андезитах березняковского вулканического комплекса отмечаются правые сдвиги, смещающие кварцевые жилы. Амплитуда частных сдвигов колеблется от полуметра до полутора метров. Правосдвиговые дислокации устанавливаются и в кливажированных гранитах Толстинского массива, в которых часто микролитоны оказываются смятыми в вертикальные правосторонние флексуры. В краевых участках Копейской зоны часто наблюдаются небольшие пологие (10–20°) тектонические «kozyрки», надвинутые на соседние структуры. Часть из них доказана бурением. Таким образом, формирование Копейской сдвиговой зоны, скорее всего, происходило в условиях транспрессии, вследствие чего слагающие ее породы выдавливались и образовывали веерную (цветочную) структуру небольших шарьяжей.

ЗАУРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА

В Зауральскую мегазону на территории листа входит частично **Нижнесанарско-Текельдытауская зона**, которая может быть условно разделена на две подзоны: Западную и Восточную. Для проведения границы между ними наиболее всего подходит Новокатенинский разлом, восточнее которого распространены преимущественно ордовикские и силурийские стратифицированные образования, а к западу – каменноугольные.

НИЖЕСАНАРСКО-ТЕКЕЛЬДЫТАУСКАЯ ЗОНА

ЗАПАДНАЯ ПОДЗОНА

Западная подзона Нижнесанарско-Текельдытауской зоны в пределах листа N-41-XXV имеет двухъярусное строение. Нижний ярус выходит вблизи Копейской шовной зоны и почти нацело состоит из линзовидных тектонических блоков, представленных среднерифейской формацией углеродистых кварцитов (ukRF), ранне-среднеордовикской метатерригенной субаркозовой формацией (arTk) и многочисленными телами девонских гранитоидов габбро-тоналит-трондьемитовой (ttgTl) и монцодиорит-граносиенит-гранитной формаций (mdTl). Практически все породы нижнего яруса в различной степени, но существенно метаморфизованы. Верхний ярус представляет собой сложно построенную асимметричную Новокатенинскую синклинали, зажатую между одноименным разломом и Копейской шовной зоной. Он сложен двумя ранне-каменноугольными формациями: терригенно-угленосной (ugSd₁) – боровая толща и высокотитанистых базальтов (TibSd₂) – аккаргинский вулканический комплекс. Кроме того, в строении подзоны участвуют блоки и тектонические пластины, сложенные метаморфизованными породами поздневизейско–серпуховской карбонатной формации (cSd₂).

Новокатенинская синклинали имеет протяженность в меридиональном направлении около 60 км при ширине до 10 км. Восточное крыло ее срезано одноименным разломом и смещено на юг примерно на 20 км. Западное крыло синклинали осложнено многочисленными косыми разрывами – северо-северо-западного простирания на юге и северо-северо-восточного на севере, по которым местами прослеживаются маломощные линзовидные тела серпентинитов. В ядре синклинали располагается одноименный массив габбро габбро-гранодиорит-плагиогранитной формации (gdSd₂), который также смещен по Новокатенинскому сдвигу на юг примерно на 20 км.

Складчатая структура Западной подзоны изучена недостаточно ввиду очень слабой обнаженности. Углы залегания пород на крыльях Новокатенинской синклинали крутые, 60–70°. Местами породы сильно тектонизированы – расланцованы, гнейсированы. Наиболее интенсивные зоны тектонизации отмечаются вблизи Новокатенинского правого сдвига по всей его протяженности. Таким образом, вся зона оказывается зажатой между двумя крупными сдвигами – Копейским и Новокатенинским. При такой кинематике комплементарная этим сдвигам серия косых разрывов северо-северо-западного простирания в юго-западном обрамлении Новокатенинской синклинали, вероятнее всего, образована сдвиго-взбросами, по которым на поверхность выведены породы нижнего яруса.

ВОСТОЧНАЯ ПОДЗОНА

Отделенная от Западной подзоны Новокатенинским сдвигом Восточная подзона устроена совершенно иначе. В ее структуре можно выделить два яруса. Нижний ярус представлен сложно дислоцированными породами трех формаций: ордовикской кремнисто-базальтовой (kbTl) и силурийскими черносланцевой (chTl) и рифовой (rifTl). Верхний ярус делится на два подъяруса, первый из которых сложен андезитовой формацией и формацией глинистых известняков (aSd₁) фаменско–ранневизейского возраста, а второй – формацией высокотитанистых базальтов (TibSd₂) раннего карбона.

Структура нижнего яруса изучена слабо из-за плохой обнаженности. В ней преобладают крупные крутые, линейные складки меридионального простирания, осложненные продольными и косыми разрывами (преимущественно – северо-восточного простирания). Часть косых разрывов, скорее всего, комплементарна Новокатенинскому правому сдвигу и представлена отрывками – сбросами, ограничивающими локальные грабены, например, Красноармейский. Особенности складчатой структуры нижнего яруса связаны с тем, что он сложен двумя компетентными комплексами (базальтами и известняками) и одним некомпетентным (черносланцевая варненская толща), зажатым между ними. Вследствие этого тонкослоистая варненская толща дисгар-

монично смята в мелкие складки, обычно концентрического типа.

Верхний ярус сочетает в себе структурные элементы различного происхождения. Через всю территорию листа протягивается меридиональная система узких грабен-синклиналей, выполненных фаменско-ранневизейскими формациями: андезитовой и глинистых известняков. В ограничивающих их разрывах часто локализуются маломощные линзовидные тела серпентинитов. Между пос. Новониколаевка и Красноармейский грабен-синклинали сближены и имеют общую ширину до 8 км. По данным бурения [182] углы падения на крыльях складок крутые, а в ядрах – пологие. Ядро наиболее крупной, Михеевской грабен-синклинали сложено раннекаменноугольной формацией высокотитанистых базальтов, залегающих полого. На описываемом отрезке Восточной подзоны в строении верхнего яруса участвуют малоглубинные гранитоиды диорит-порфиритовой формации (dpSd₂), контролирующее медно-порфировое оруденение. На север Михеевская грабен-синклиналь быстро вырождается в узкий (400–700 м) Красноармейский грабен северо-восточного простирания. Другие грабен-синклинали также сужаются, расположенные между ними локальные горсты расширяются. Подобная же картина наблюдается и южнее – узкие (до 1,5 км), протяженные (13–16 км) грабен-синклинали, разделенные широкими горстами.

Другим типом структурных элементов верхнего яруса являются небольшие тектонические покровы, впервые выделенные Е. П. Шулькиным [297], сложенные почти исключительно формацией глинистых известняков. Аналогичные образования описаны и севернее [270]. Тектонические покровы залегают на гетерогенном основании, включающем практически все формации как нижнего, так и верхнего яруса. Наиболее крупными из них являются покровы Ширяева Лога и Гражданский. Структуры этого типа изучены слабо из-за недостаточной обнаженности. Гражданский покров имеет неправильную, слабо вытянутую в меридиональном направлении форму и размеры примерно 12×6 км. Почти по всему периметру он подстилается меланжированными серпентинитами, на которых залегают окремнелые известняки. Мелкие тектонические покровы аналогичного состава «перехлестывают» через Новокатенинский сдвиг в Нижнесанарско-Текельдытаускую зону, где залегают на раннекаменноугольной формации высокотитанистых базальтов.

Наиболее крупным плутоном в Троицко-Буруктуальской зоне на территории листа является Новониколаевский массив плагиогранитов. Он прижат к Новокатенинскому сдвигу с востока, а его восточный контакт также является тектоническим. В эндоконтактах плагиограниты весьма сильно окварцованы и рассланцованы. Поверхности рассланцевания часто гофрированы, подвержены мелкой складчатости. Ближе к ядру массива рассланцевание исчезает, в плагиогранитах проявляется лишь слабое разгнейсование. Еще дальше от контактов породы практически не тектонизированы.

СТРУКТУРА ЧЕХЛА

Структура чехла определяется почти недеформированными толщами мела-кайнозоя. Более или менее выраженные деформационные структуры по-разному проявлены в дочетвертичных и четвертичных образованиях.

МЕЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Группа глинисто-терригенных формаций позднего мела-плиоцена (gtAl) слагает полого залегающий чехол, развитый весьма неравномерно, причем относительные площади распространения этих формаций **альпийской стадии** достаточно четко коррелируются с палеозойской зональностью региона. Наименьшим распространением они пользуются в центральной подзоне Кочкарско-Адамовской зоны, более широко – в ее восточной подзоне. Копейская шовная зона и Новокатенинский разлом являются отчетливо выраженными уступами, восточнее каждого из которых увеличиваются не только площади распространения образований чехла, но и набор стратиграфических подразделений.

Собственно структура мезозойско-кайнозойского чехла изучена слабо ввиду плохой обнаженности. Имеющиеся разрозненные данные позволяют говорить о пологом в целом залегании пород. Вместе с тем, в ряде случаев отмечаются и существенные дислокации. Так, переслаивающиеся между собой глинистые разности и обломочный материал мысовской свиты верхнего мела местами испытали некоторую деформацию из-за карстовых просадок, в результате чего образовались так называемые «косые пласты» с углами падения до 45–60° (например, золотоносные казанские «косые пласты»). Наклонное залегание пластов и даже мелкие складки очень

часто наблюдаются в разрезах наурзумской свиты. Это касается компетентных пород как с железистым, так и карбонатным цементом.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Деформационные структуры в отложениях четвертичного возраста обнаружены нами в долинах рек Нижний Тогузак, Караталы-Аят, Карагайлы-Аят, Акмулла. Их основными разновидностями являются нептунические дайки, складки и разрывы [105]. Эти деформации малоамплитудны (до 2–3 м максимально), их происхождение остается дискуссионным.

НЕПТУНИЧЕСКИЕ ДАЙКИ

Наиболее развитые нептунические дайки обнаружены в плейстоценовом чехле долин Нижнего Тогузака, Караталы-Аята, Сухой и Карагайлы-Аята.

Лучше всего они изучены в карьере на левом берегу р. Ниж. Тогузак восточнее устья руч. Сарыкамыш. В южной части карьера, выработанного в третьей террасе реки высотой 6–8 м, вскрыт разрез элювиально-делювиальных и делювиально-аллювиальных образований среднеплейстоценового возраста. Рыхлый чехол перекрывает по неровной, карманной поверхности интенсивно элювиированные ордовикские базиты-ультрабазиты, представлен бурым алювиоделювием с почвенным горизонтом наверху и сложен линзовидно-слоистыми песками в переслаивании с палевыми суглинками, мощностью до 0,7 м. Вниз от него отходит серия нептунических даек до 2 м длиной и до 0,4 м мощностью.

Встречены два типа даек. В наиболее развитом случае дайки ассоциированы с пологими карманами – вложениями песков на контакте делювия и коренных пород, и сложены тем же промытыми песками разной зернистости, резко отличными от делювиальных мелкоземов, которые запечатывают эти вложения. В этом случае конфигурация всей дайковой структуры напоминает профиль речной долины, с кляммами – дайками, базальным горизонтом и аллювием наслаивания в основном вложении. Слоистость в дайках вертикальная или крутая, края даек обычно угловато-рваные. Количество слоев от 5–6 до 15, в среднем 10. Как правило, зернистость песков максимальна в осевой части дайки и асимметрично уменьшается к ее краям. Другой разновидностью даек являются «гвозди» – длинные структуры с небольшой головкой или без нее, с длинным хвостиком, и с почти параллельными стенками, одна из которых довольно ровная, а вторая клиновидно-ступенчатая, угловатая. Иногда встречаются небольшие слепые нептунические дайки, не имеющие видимого выхода на поверхность. Дайки ориентированы под разными углами к стенке карьера и имеют разную видимую горизонтальную мощность – от первых сантиметров до 40 см.

К востоку от пос. Кызыл-Маяк нептунические дайки наблюдались в стенке большой канавы водного коллектора, примерно в той же геоморфологической позиции, что и в предыдущем случае. Здесь они вложены в слоистые перемытые коры выветривания, главным образом, глинистые, и имеют несколько иное строение. Большинство даек представляет собой близвертикальную перемычку в целом Z-образных структур, сложенных крупнозернистыми, хорошо промытыми песками. Дайки соединяют верхнее вложение с нижним занорышем или даже песчаным прослоем, но встречаются и самостоятельные дайки. Слоистость в них близка к вертикальной, причем в некоторых структурах наблюдается косая слоистость.

Вертикальная слоистость даек является показателем их постепенного развития. Видимо, во всех случаях дайки представляют собой заполнение каналов для текучих вод, которые развиваются по зияющим трещинам. Раскрытие трещин происходило постепенно и связано, вероятно, с гравитационным разваливанием блоков элювиированных пород, с морозными эффектами и карстованием и обусловлено тектоническим напряжением. Нептунические дайки сконцентрированы в обнажениях, параллельных долине, т. е. имеют простирания, грубо параллельное современному сжатию (северо-восток–юго-запад), и развиваются, таким образом, в обстановке относительного растяжения.

В долине Караталы-Аята кластические дайки вмещены главным образом в среднеплейстоценовые комплексы также третьей террасы реки. В своем распространении они тесно связаны со складчатыми формами, их морфология и размеры близки к нижнетогузакским структурам. К тому же типу относятся кластические дайки и кластические клинья, развитые в породах того же возраста в Красноярском карьере (в долине р. Сухой). Совершенно другие типы представляют причудливые песчаные тела, в том числе субгоризонтальные, в высокой террасе Карагайлы-Аята и Акмуллы, а также мощные серии осадочных клиньев в трещинах отрыва на бровке вы-

сокой террасы Сухой (около Сухореченской плотины).

СКЛАДКИ И РАЗРЫВЫ

Складчатые структуры в четвертичных образованиях наблюдались в нескольких естественных и искусственных обнажениях в долинах рек Ниж. Тогузак, Караталы-Аят, Сухая и др. Наиболее представительные из них встречены в ранне- и среднелепистоценовых комплексах, в наибольшем количестве – в нижней среднелепистоценовой пачке.

Складки встречаются как в виде изолированных структур, так и целыми связными группами. Обычная амплитуда складок – первые дециметры, все они приурочены к хорошо расслоенным пачкам, включающим горизонты тонкого переслаивания в разной степени глинистых песков и песчанистых глин, исполняющих роль компетентных горизонтов, и сыпучих песков – некомпетентных горизонтов.

Преобладающей складчатой формой являются асимметричные антиклинали, причем в ядре каждой почти непременно находится линза сыпучего песка. В большинстве складок степень сжатости и крутизны залегания крыльев увеличивается снизу вверх, но встречаются и концентрические структуры. Сочленяются антиклинали друг с другом через килевидные синклинали, в редких случаях – через концентрические и подобные синклинали. Иногда возникают многоэтажные пакеты сложной морфологии, в которых складки имеют разную вергентность и разную ориентировку осевых поверхностей. Важной особенностью складчатых структур является их сопряжение с малоамплитудными разрывами как правило взбросовой, реже сбросовой кинематики, которые служат ограничениями складчатых пакетов и очевидно развиваются одновременно с ними. Соответственно морфологии складок разрывы меняют амплитуду и степень выраженности (от флексур до разрывов с амплитудой в первые сантиметры–первые метры).

Мы предполагаем, что основными факторами развития складчатости в молодых аллювиальных образованиях района являются экзогенные – морозное вспучивание и гравитационное оползание вдоль достаточно крутых погребенных долинных врезов. Об этом свидетельствует приуроченность линз сыпучих песков к ядрам складок, несоответствие объемов песков объему межпластовых ниш, в которых они расположены, резкое преобладание антиклинальных структур и связь редких синклиналей с поверхностями сбросов, грубо параллельных поверхностям врезов.

Хотя непосредственные механизмы развития молодых нептоунических даек и складчатых деформаций района являются по сути экзогенными, опосредованно они находятся под тектоническим контролем [105]. Так, ареалы развития молодых деформаций во всех известных случаях расположены в долинных сегментах, ограниченных подновленными на новейшем этапе киммерийскими или позднепалеозойскими сдвиговыми зонами. В случае Солнцевского сегмента долины Нижнего Тогузака эти разрывы «выбивают» блок правосторонней транспрессии, который четко выделяется внутривалинным поднятием с резко увеличенным врезом относительно соседних сегментов. В этом блоке сжатие ориентировано поперек долины, а относительное растяжение – вдоль нее. Нептоунические дайки имеют простирания, грубо параллельное сжатию, развиваются в обстановке относительного растяжения и сконцентрированы в обнажениях, параллельных долине. Ориентировки шарниров складок грубо параллельны растяжению, так что развиваются складки в обстановке относительного сжатия и наблюдаются в прирусловых обнажениях, перпендикулярных долине.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Рассмотрение истории геологического развития для отдельно взятого листа геологической карты, даже среднемасштабного, всегда представляется неполным и малоубедительным, поскольку отдельные отрезки времени и фрагменты структурно-фациальных зон оказываются вырванными из контекста общерегиональной эволюции. Кроме того, на локальных материалах достаточно сложно рассматривать альтернативные точки зрения на геологическую историю региона. Поэтому для написания данной главы привлечены как региональные материалы, так и данные по соседним территориям.

Основная сложность современных геодинамических интерпретаций палеозойского развития Урала состоит в том, что для большинства отрезков времени приходится «дорисовывать» важнейшую компоненту – палеоокеанические бассейны, целиком «исчезнувшие» в зонах поглощения. Кроме того, современная зональность распределения формаций – индикаторов геодинамических режимов во многих случаях не отражает первичной зональности из-за значительных горизонтальных перемещений как сдвигового, так и надвигового характера. В таких условиях далеко не всегда однозначно определяется латеральная последовательность комплексов активных окраин, а следовательно и полярность предполагаемых зон субдукции, вычисляемая разными способами и по разным критериям. Те же соображения действительны и для пассивных окраин. По количеству интерпретаций строения зон субдукции Южный Урал безусловно занимает одно из первых мест в России [99]. Самым принципиальным является расхождение в оценке характера взаимодействия Уральского палеоокеана с Восточно-Европейским и Казахстано-Тяньшаньским палеоконтинентами на разных этапах развития, усугубляющееся расхождениями в выделении самих этапов.

Так, например, ордовикский этап обычно связывают с зарождением Уральского палеоокеана, а начало субдукции, как правило, относят на поздний ордовик. При этом окраина Восточно-Европейского палеоконтинента одними исследователями рассматривается как пассивная [86, 36, 37, 76, 78, 116, 117, 133], а другими [82, 42, 61, 62, 92] – как активная. Столь разные реконструкции объясняются, как справедливо отмечает В. Н. Пучков [78] не только сложностью объекта, но и недостаточным уровнем современных знаний.

Не менее (и даже – более) разнообразны модели девонского развития, особенно в связи с появившимися в последние годы представлениями о нестабильности девонских палеозон субдукции и порожденных ими вулканических дуг [77, 92, 57, 58 и др.]. В этих геодинамических моделях описываются разнообразные случаи деструкции островных дуг, а также их «перескоки» примерно на границе эйфеля и живета. Тем не менее, проблема «полностью поглощенного» среднедевонского океана, а, следовательно, и спрединговых зон остается проблемой нерешенной. Фамен–раннекаменноугольные надсубдукционные образования выделяются на Южном Урале далеко не всеми исследователями, но и имеющиеся в настоящее время реконструкции для каменноугольного времени также весьма противоречивы [36, 117, 77, 58, 114, 103 и др.].

Таким образом, точки зрения на развитие района и его геодинамику порою разнятся диаметрально. Представленный ниже вариант также не претендует на полноту и абсолютную адекватность геологическим событиям прошлого. Это лишь один из возможных сценариев развития событий, подкрепленный детальным новым фактическим материалом по территории работ площадью около 10 000 км², а также новыми данными других исследователей.

В геологической истории района выделяется несколько основных тектонических этапов: рифейский, таконский (раннекаледонский), тельбесский (позднекаледонский), судетский (ранневарисский), уральский (поздневарисский), киммерийский и альпийский, каждый из которых завершался активизацией движений и перестройкой тектонической структуры, после чего следовала более или менее продолжительная стабилизация режима.

Свидетельствами **рифейской стадии** развития являются две формации Восточно-Уральской мегазоны: гнейсовая и углеродистых кварцитов.

Таконская тектоническая стадия выделяется как время развития ордовикской островодужной системы, завершившегося в раннем силуре внедрением плутонов тоналитового ряда. Индикаторными для нее являются соответственно ордовикские дунит-гарцбургит-лерцолит-габбровая, граувакковая и диорит-гранодиорит-плагиогранитная формации. К ней же относится и субаркозовая (метатерригенная) формация, слагавшая в ордовике чехол микроконтинента.

Тельбесская тектоническая стадия выделена в Зауральской мегазоне, где с резким несогласием на ордовикской кремнисто-трахибазальтовой формации и силурийских формациях черносланцевой и рифогенных известняков залегают фаменско-каменноугольные комплексы. Завершают тельбесскую стадию плутонические формации позднего девона – габбро-тоналит-трондьемитовая и монцодиорит-граносиенит-гранитная.

Для **судетской тектонической стадии** характерна резкая внутривизейская перестройка структуры, вследствие чего она подразделяется на две подстадии.

Ранняя подстадия в Кочкарско-Адамовской зоне начинается с формирования шошонит-латит-плагиориодацитово-гранитной формации позднего девона-раннего турне, которая сменяется терригенно-угленосной паралической формацией. Завершается подстадия внедрением плутонов габбро-гранодиорит-гранит-лейкогранитной раннеколлизийной формации. В Зауралье ранне-судетской подстадии отвечают фамен-ранневизейские формации – глинистых известняков и андезитовая.

Поздняя подстадия в Кочкарско-Адамовской зоне представлена карбонатной формацией поздневизейско-серпуховского возраста и олистостромовой формацией московского века. Завершается подстадия внедрением массивов гранитной (адамеллитовой) позднеколлизийной формации. Особое место занимает среднекаменноугольная трахириолитовая формация, представленная исключительно субвулканическими образованиями. В Зауралье, кроме карбонатной и близкой к олистостромовой и обломочно-карбонатной формаций, широкое распространение получили поздневизейско-серпуховская формация высокотитанистых базальтов, а также ранне-среднекаменноугольные плутонические формации – диорит-порфиритовая (гипабиссальная) и габбро-гранодиорит-плагиогранитная.

Уральская стадия развития проявилась на Восточном Урале формированием гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной, гранитной и лейкогранитной формаций.

С **киммерийской стадией** связаны накопление и последующее деформирование лимнической терригенно-угленосной формации триаса.

Альпийские движения зафиксированы в особенностях позднемезозойских и кайнозойских континентальных отложений и формировании современного рельефа района.

Рифейская стадия. Сведения о доордовикских тектонических событиях, сформировавших континентальную кору Кочкарско-Адамовской зоны, имеют фрагментарный характер. Некоторые исследователи оспаривают даже саму метатерригенную природу гнейсовой толщи [61], считая ее разгнейсованными гранитоидами. Тем не менее, парагнейсы в разрезе благодатской толщи имеются. В рифее, видимо, существовали обширные прогибы с терригенным осадконакоплением, формировавшие допалеозойский платформенный чехол. Отложения имеют существенно кварцевый состав, что говорит о слаборасчлененном рельефе и высокой степени выветрелости пород, подвергшихся разрушению и сносу. Скорее всего, этими породами были (раннепротерозойские?) гнейсы фундамента, о котором данных вообще нет. Особенностью рифейской седиментации было накопление большого количества углеродистого материала. Рифейские комплексы подверглись региональному метаморфизму амфиболитовой фации высоких давлений (4,8–6,0 кбар, 600–635 °С).

О вендском и кембрийском времени сведений в геологической летописи района нет.

Таконская стадия. Фанерозойская история Восточного Урала довольно уверенно прослеживается с раннего ордовика. Обычно эту эпоху связывают с возникновением и развитием Уральского палеоокеана [86, 36, 78, 117 и др.]. Подтверждением этому служит ордовикская офиолитовая ассоциация, объединяющая габбро-ультрамафитовые и кремнисто-базальтовые комплексы ордовика. Ее формирование, скорее всего, действительно связано со спрединговой зоной. Вместе с тем, в Восточно-Уральской мегазоне исследованной территории таконская стадия хорошо фиксируется не в океанических образованиях, а в надсубдукционных комплексах активных континентальных окраин. Граувакковая формация рымникской свиты по представлениям Т. Н. Сурина, В. М. Мосейчука [92] относится к дистальным образованиям островной дуги, сильно метаморфизованные фрагменты которой наблюдаются западнее. В принципе такая трактовка ордовикских формаций не противоречит фактам, однако относительное положение этой островной дуги остается непонятным, равно как и полярность зоны субдукции. Активность восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента в ордовике все более опровергается современными исследованиями [78, 83 и др.], а наличие Восточно-Уральского мик-

роконтинента оспаривается самими авторами идеи. Однако наиболее вероятная интерпретация граувакковой формации как приостроводужной от этого не изменяется.

Завершение таконской стадии фиксируется по внедрению надсубдукционных гранитоидов диорит-гранодиорит-плагиогранитной формации, условно относящейся к раннему силуру. И хотя такого рода формации весьма характерны для завершающих этапов развития активных континентальных окраин, с данной формацией пока больше проблем. Во-первых, ее возраст не доказан строго, а во-вторых, подобные комплексы таконской стадии развития Урало-Монгольского складчатого пояса формировались в позднем ордовике, а не в силуру.

Принятой, хотя и весьма неполной модели не противоречит тезис о существовании в ордовике Восточно-Уральского микроконтинента, хотя надо признать, что нет никаких конкретных данных ни о его размерах, ни о положении в общей системе океанических и континентальных блоков, ни о времени «откалывания» от палеоконтинента (скорее всего – не Восточно-Европейского). В раннем–среднем ордовике на отдельных сегментах микроконтинента за счет размыва докембрийских образований формировался чехол преимущественно аркозового состава (метатерригенная, субаркозовая формация). Надо оговориться, что и этот тезис достаточно условен в связи с недоказанностью возраста формации. Силурийская и большая часть раннедевонской истории Восточно-Уральской мегазоны связаны уже, видимо, с посттаконской стабилизацией. Денудация большей части сегментов Восточно-Уральского микроконтинента продолжалась вплоть до конца следующей – тельбесской стадии развития.

Тельбесская стадия развития, выделенная в Зауралье по резкому структурному несогласию в основании фаменских отложений, охватывает интервал времени от ордовика до середины девона. Необходимо сразу отметить, что одним из принципиальных моментов нашей интерпретации является перекрытие временных интервалов таконской и тельбесской стадий. Они начинаются более или менее одновременно (в пределах, подающихся сегодня измерению), а заканчиваются в существенно разное время. Таким образом, продолжительность таконской стадии составляет 60–70 млн лет, а тельбесской – 120–130 млн лет.

В доступной изучению части Нижнесанарско-Текельдытауской зоны наблюдается почти полный ряд формаций, отражающих развитие территории в течение всей стадии. Ордовик представлен офиолитовой ассоциацией, включающей в себя дунит-гарцбургит-габбровую и кремнисто-базальтовую формации. Ее геодинамическая интерпретация неоднозначна поскольку геологические сведения отрывочны, а использование геохимических критериев наталкивается на противоречия. Так, содержания редкоземельных элементов не обнаруживают существенного тренда и характерны для пород зон спрединга. Вместе с тем, отчетливый Nb минимум характерен для вулканитов надсубдукционных обстановок. Такой же нечеткой является картина на разнообразных дискриминационных диаграммах. Кроме того, судя по распределению Zr и Nb – отсутствию единого тренда, увельские вулканиты имели неоднородный источник, хотя и относятся преимущественно к низкокальциевой серии.

Необходимо отметить, что вулканиты, отнесенные нами к саргазинскому комплексу раннего–среднего ордовика (?), весьма близки к толеитовым, но при этом имеют повышенную титанистость. Концентрации РЗЭ и других рассеянных элементов в саргазинских вулканитах мало отличаются от таковых в базальтах СОХ и вообще самые низкие из всех, что известны на территории листа. Обращают на себя внимание повышенные значения нормированных концентраций тяжелых РЗЭ относительно легких. Если предположить, что саргазинская формация толеитовых базальтов была выдавлена в Восточно-Уральскую мегазону из Зауральской (а это весьма вероятно), то не исключено, что саргазинские и увельские вулканиты составляли единую серию, в которой высокотитанистые базальты, обогащенные тяжелыми РЗЭ, фиксировали начальные стадии спрединга.

Если учитывать последующую смену кремнисто-базальтовой формации Зауралья на черносланцевую, а далее – на рифовую, то наиболее подходящей геодинамической обстановкой начала тельбесской стадии здесь может оказаться обстановка задугового бассейна, вулканизм в котором, являясь по сути спрединговым, имеет также черты надсубдукционного. Рифовые постройки на его окраине существовали непрерывно, по всей видимости, с конца раннего силура до середины девона, т. е. около 50 млн лет. Сведения о среднедевонском возрасте верхних частей единого рифового разреза приведены В. И. Сначевым и Т. М. Мавринской [89] для более северных территорий.

Причинами предфаменского (тельбесского) тектогенеза в западной части Зауральской мегазоны могли служить различные процессы. В качестве наиболее вероятной можно рассматривать коллизию островной дуги и микроконтинента, приведшую к закрытию задугового бассейна и аккреции его смятых фрагментов к микроконтиненту. На границе аккретированного блока и микроконтинента сформировалась шовная зона, из которой были веерно выдавлены мощные

тектонические пакеты, сложенные меланжированными серпентинитами, обрывками чехла микроконтинента и фрагментами самого аккрецированного блока.

Завершение тельбесской стадии развития фиксируется по проявлению ранне- и позднеколлизийного магматизма. К раннеколлизийным относится габбро-тоналит-трондьемитовая формация. Отдельные ее массивы формировались, вероятно, в локальных участках придвигового растяжения, связанных с общей левосторонней транспрессией. Позднеколлизийные плутоны монцодиорит-граносиенит-гранитной формации образовывались в тех же условиях, при развитии Копейской шовной сдвиговой зоны. Это наиболее щелочная плутоническая формация Зауралья, по классификации Дж. Пирса именно урускискенские плутониты более других приближаются к синколлизийным.

Время посттельбесской стабилизации в Зауральской и Восточно-Уральской мегазонах точно не устанавливается. В пределах Магнитогорской мегазоны оно отвечает части позднего франа, фактически – времени накопления кремнистых пород мукасовской свиты.

Судетская стадия развития фиксируется и в Восточно-Уральской, и в Зауральской мегазонах. Она охватывает время от второй половины франского века до среднего карбона и отмечена внутривизейским несогласием, по которому делится на две подстадии.

Раннесудетская подстадия. После кратковременной посттельбесской стабилизации геодинамическая обстановка резко изменилась. На западной окраине микроконтинента (за пределами района) начал свое короткое развитие вулканический пояс, скорее всего, островодужного типа, представленный шелудивогорской шошонит-абсарокитовой формацией [101], а на восточной окраине в это же время начал формироваться вулканический пояс окраинно-континентального типа (шошонит-латит-плагиориодацитовая формация). В вулканитах этого пояса РЗЭ резко фракционированы. Таким образом, в конце франского века обе окраины Восточно-Уральского микроконтинента были охвачены активным вулканизмом умереннощелочного типа. Формирование вулканических поясов отчетливо известково-щелочного состава обычно связывают с развитием зоны субдукции. Если судить по латеральной изменчивости геохимических характеристик вулкаников, на востоке мощность коры была существенно больше, а следовательно и зона субдукции должна была погружаться с запада на восток, под микроконтинент. Такой вариант наиболее вероятен, поскольку западнее, в Магнитогорской мегазоне на этом уровне располагаются высокоосновные, натриевые, реже – калиево-натриевые (спредингвые?) базальты аблязовской толщи [230]. Субщелочные разности появляются здесь значительно позже – в фаменском веке.

Граница франского и фаменского веков в пределах Урало-Монгольского пояса отчетливо проявлена в радикальной смене палеотектонических обстановок [14, 15]. Вместе с тем, развитие окраинно-континентального вулканического пояса (шошонит-латит-плагиориодацитовая формация) продолжалось, вероятно, вплоть до начала карбона. Не исключено, что именно с этим поясом связано возникновение и развитие в Зауральской мегазоне фаменских рифтогенных прогибов, игравших в этом случае роль задуговых, или тыловых. Начало рифтогенеза, локализованного вблизи границ мегазон, отмечено извержениями существенно калиевых базальтов [101], а также андезитов (ащисуйский комплекс), которые характеризуются повышенными концентрациями крупноионных элементов, а также резким фракционированием РЗЭ, что сближает их с вулканиками шошонит-латит-плагиориодацитовая формации.

Следует отметить, что продолжительность рифтогенного вулканизма в Зауральской мегазоне была невелика, и уже в позднем фамене и раннем турне в осевых зонах рифтов, в условиях некомпенсированного прогибания, накапливались относительно глубоководные – узловатослоистые, глинистые известняки, а на плечах – мелководные известняки и карбонатно-терригенные прибрежно-морские комплексы.

К концу фамена вследствие прогрессирующего растяжения началась морская трансгрессия на Восточно-Уральский микроконтинент, и в турнейском веке, вероятно, уже большая его часть располагалась под уровнем моря. В позднем турне–раннем визе на периферии микроконтинента обособились обширные лагуны с паралическим угленакплением. Вообще это время характеризуется практически полным отсутствием вулканической деятельности как на микроконтиненте, так и в его восточном обрамлении, но именно на этот отрезок времени приходится внедрение плутонов габбро-гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации, которое происходило в условиях общей транспрессии при преобладании левых сдвигов. В середине визейского века, в преддверии раннесудетской фазы тектогенеза, в пределах продолжающего медленно подниматься микроконтинента были полностью осушены угленосные бассейны и начался интенсивный рассеянный рифтинг. Он выразился в формировании серии параллельных вулканических грабенов, тяготеющих к границам микроконтинента (севернее изученной территории [101]). В рифтах преобладал базальтоидный вулканизм, характеризующийся, в первую очередь, высокой

титанистостью.

Таким образом, в раннем карбоне в пределах Восточно-Уральского микроконтинента отмечается чередование фаз плутонической и вулканической деятельности, практически не пересекающихся во времени. Изучение палеообстановок формирования магматических комплексов подтверждает представления о том, что при взаимодействии двух плит для развития плутонизма более благоприятно сдвигание, а для вулканизма – лобовое сжатие. Это результат полностью совпадает с данными Б. МакНалти [128], полученными при изучении позднемиоценового магматизма Перуанских Анд.

Раннесудетская подстадия завершилась мощной фазой тектогенеза во второй половине визейского века, связанного, видимо, с началом общей коллизии между Восточно-Европейским и Казахстанским палеоконтинентами. В условиях левосторонней транспрессии, были интенсивно дислоцированы все позднедевонские и раннекаменноугольные образования, причем степень дислокаций нарастала с запада на восток. По нашим данным для более северных районов [101] на средневизейские вулканические комплексы были шарьированы терригенно-угленосная и шшонит-латит-плагиориодацитовая формации, а также меланжированные серпентиниты дунит-гарцбургит-габбровой формации. Интенсивность раннесудетского тектогенеза характеризует тот факт, что местами верхневизейско–серпуховские терригенные грубообломочные толщи ложатся непосредственно на гранитоиды позднеурнейско–ранневизейского неплюевского комплекса [230]. Таким образом, за 5–7 млн лет было размыто не менее 10 км пород, т. е. скорость поднятия составляла около 1,5–2,0 мм в год, что соответствует современным скоростям поднятия низкогорных и среднегорных областей.

Позднесудетская подстадия. Время с конца визейского века по конец серпуховского отвечает послераннесудетской стабилизации – этапу общего растяжения, прогибания и накопления практически на всей территории Восточного Урала маломощной карбонатной формации квази-платформенного чехла (биргильдинская толща и ее аналоги), местами с базальными терригенными толщами, преимущественно – грубообломочными.

В Зауралье интенсивное общее растяжение, вероятно, сопровождалось серьезными левосдвиговыми перемещениями по меридиональным зонам [100], что предопределило общие трансенсивные условия развития всей мегазоны. Вероятно, именно с общей трансенсией связаны проявления вулканизма аккаргинской формации высокотитанистых базальтов. По геохимическим характеристикам они наиболее близки к внутриплитным, имеют слабо дифференцированный, но очень высокий (70–80 норм) тренд распределения РЗЭ, который только в области легких РЗЭ примерно соответствует верхней коре, а в области тяжелых имеет значения в несколько раз выше. Своеобразие аккаргинских вулканитов выражается также в максимальных для вулканитов региона концентрациях Zr (до 750 ppm), причем четкая положительная корреляция содержаний Zr и Nb указывает на единый источник для всех вулканитов формации. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса большая часть их фигуративных точек расположена в поле внутриплитных базальтов.

Примерно на границе раннего и среднего карбона обстановка растяжения сменяется сжатием, которое, по всей видимости, связано с коллизией Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытием Уральского палеоокеана. Проявления каменноугольного низкокалиевого коллизионного гранитоидного магматизма известны и в Восточно-Уральской, и в Зауральской мегазонах. В последней его представителями являются мелкие тела диорит-порфиритовой формации, с которой связаны месторождения медно-порфирирового типа, и плутоны габбро-гранодиорит-плагиогранитной формации, внедрявшиеся в участках присдвигового растяжения крупных правых (?) сдвигов.

Позднесудетская фаза нашла свое выражение в существенных дислокациях всех комплексов. В результате интенсивного общего сжатия на ядро микроконтинента были встречно шарьированы пакеты тектонических пластин, сложенных каменноугольными и ордовикскими формациями. В конце среднего карбона за счет фронтального разрушения надвигающихся пластин формировался олистостромовый комплекс (кузейская толща). Среди олистолитов преобладают карбонаты, поскольку во фронтальных участках надвигов располагались пластины, сложенные визе–серпуховскими известняками. Остальная часть Восточно-Уральского микроконтинента в среднем карбоне представляла область размыва, за исключением узких присдвиговых прогибов типа пулл-апартов, локализованных в пределах Копейской сдвиговой зоны. В этих прогибах накапливались грубые обломочно-карбонатные формации.

Примерно в это же время внедрялись массивы позднеколлизионных гранитов (адамеллитов), прорывающие уже сформированную надвиговую структуру.

Совершенно особенными образованиями позднеколлизионного этапа судетской стадии (?) представляются гипабиссальные трахириолиты кисинетского вулканического комплекса, кото-

рые имеют отчетливые внутриплитные геохимические характеристики и принципиально отличаются от всех других вулканитов региона. Прежде всего, обращают на себя внимание очень высокие содержания Nb (более 100 ppm!), а также необычный для умереннощелочных кислых пород спектр РЗЭ – пологий, со слабым европейским минимумом и накоплением тяжелых РЗЭ. Кроме того, в трахириолитах содержания Th и Rb по сравнению с нормой почти на порядок повышены, а концентрации Sr – понижены.

В течение позднего карбона практически весь Восточный Урал представлял собой область размыва. Лишь в Копейской шовной зоне (за пределами района) накапливались континентальные грубообломочные молассы.

Уральская стадия практически целиком охватывает пермский период, когда весь Восточный Урал представлял собой область размыва. Интенсивное воздымание и размыв связан с уральской коллизией – столкновением Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов. Она развивалась в обстановке правосторонней транспрессии и проявилась внедрением гранитоидов от монзонит-граносиенит-гранитной до гранитной и лейкогранитной формаций. Не исключено, что раннепермская активизация магматической деятельности была спровоцирована, с одной стороны, предшествующим шарьированием, т. е. быстрым наращиванием мощности земной коры микроконтинента, а с другой – формированием локальных присдвиговых зон растяжения, т. е. быстрым падением давления, что способствовало выплавлению гранитоидов [98]. Раннепермские коллизионные плутоны связаны с ниже-среднекоровыми источниками. Кроме того, низкие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах исключают возможность их образования здесь за счет плавления метаморфических комплексов верхней коры.

Раннепермские гранитоиды можно подразделить на ранне- и позднеколлизионные. К первым относится преимущественно монзонит-граносиенит-гранитная формации, которая в различной степени испытала метаморфизм, что предопределило возникновение в породах гнейсовидных текстур, рассланцевания и даже милонитизации. Возраст метаморфизма оценивается в 260–263 млн лет. Позднеколлизионные граниты не подверглись метаморфизму и занимают отчетливо секущее положение по отношению ко всей допермской структуре Восточно-Уральской мегазоны. Они формировались в широтных («антиуральских») зонах, положение которых контролировалось либо зонами локальной трансенсии, либо отрывами, связанными с общим фронтальным коллизионным сжатием.

В поздней перми весь Южный Урал представлял собой амагматичную область размыва. Сведения о позднепермских гранитах пока что недостоверны и нуждаются в проверке.

Киммерийская стадия охватывает триасовый период и, возможно, раннюю юру. Эта стадия отвечает общему постколлизионному растяжению, основным следствием которого было формирование на месте Копейской шовной зоны Челябинского рифта. Заложение рифта в раннем триасе сопровождалось излиянием существенно натриевых, высокотитанистых базальтов и накоплением грубых красноцветных терригенных пород (распространены севернее изученного листа [101]). В позднем триасе в пределах рифта были локализованы мелководные континентальные бассейны, в которых накапливалась лимническая терригенно-угленосная формация. К концу триаса (возможно – к середине юры) общерегиональное растяжение сменилось сжатием, что привело к закрытию рифтогенных прогибов и деформации слагающих их комплексов. Не исключено, что в условиях транспрессии Челябинский рифт сначала трансформировался в рампы, а затем уже был закрыт и местами пережат до сутуры.

На западном плече Челябинского рифта триасовая магматическая деятельность выразилась во внедрении малых интрузивов формации высоконатриевых щелочных габбро и граносиенитов (теетканский комплекс). Формация эта достаточно своеобразна. Распределение РЗЭ характеризуется почти полным отсутствием тренда, слабым европейским минимумом и резко повышенными относительно других плутонических комплексов региона концентрациями тяжелых РЗЭ, что, в принципе, соответствует их типично толеитовому тренду дифференциации. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса большинство фигуративных точек пород теетканского комплекса попадает в поле внутриплитных. Таким образом, предположительно триасовые высоконатриевые породы есть смысл отнести к телетрапповой формации щелочных габбро и граносиенитов.

Закрытие рифтовых бассейнов на Урале происходило синхронно с отмиранием подобных структур во всем пространстве северного Паратетиса [272]. Стиль и кинематика этих движений остаются неясными, хотя причинно они, скорее всего, связаны с субдукционной переработкой задуговых бассейнов тетических островных дуг и образованием на их месте нормального веерного орогена андийского типа. Южный Урал находился на достаточно далекой периферии Паратетиса, и его развитие отражало коллизионные события на активной окраине в опосредованной форме. Безусловно, чисто компрессионные обстановки для этой области были не характер-

ны. Исходя из строения наиболее пережатых сегментов Челябинской рифтовой зоны, анализа как региональных данных, так и данных об истории макродеформаций непосредственно в Копейской шовной зоне, деформационной обстановкой для позднеюрских движений мы предполагаем левостороннюю транспрессию. Система конвергентных сдвиговых зон дотягивалась до Южного Урала и определяла его развитие примерно так же, как современные косые сдвиги Южно-Тихоокеанской субдукционной зоны дотягиваются до тыловых ларамид, а сдвиги, образовавшиеся после захлопывания Неотетиса, до нынешнего времени определяют зональность и активность Альпийско-Гималайской области. Хотя движения в позднеюрской сдвиговой системе, дотянувшейся до Урала, были очень энергичными, они, видимо, не сопровождались образованием масштабного горного рельефа, во всяком случае, никаких вещественных свидетельств этого мы не наблюдаем.

Альпийская стадия. В качестве внутриплитного орогена Южный Урал оформился после позднекремниевых событий, которые привели к закрытию триасово-юрских рифтовых бассейнов и к интенсивной деформации слагающих их комплексов. Закрытие рифтовых бассейнов происходило синхронно с отмиранием подобных структур во всем пространстве северного Паратетиса [104, 106]. В течение альпийского тектонического этапа рассматриваемый регион входил в динамический ансамбль Индо-Азиатской коллизионной области, и в своем развитии испытал все основные фазы альпийских движений. В середине миоцена Южный Урал, как и прочие структуры восточной части Альпийско-Гималайского пояса, начал постепенное воздымание и отделился от огромной эпипалеозойской платформы. Во второй половине плиоцена были деформированы краевые осадочные бассейны и началось более резкое поднятие региона. В среднем плейстоцене новая фаза деформаций создала современный структурный план Южного Урала, привела к массовой перестройке гидросети и формированию микро- и макродислокаций в четвертичных рыхлых отложениях [43, 105 и др.].

Как показали расчеты прочностных характеристик глубинных пород вдоль профиля Уралсейс [129], проведенные по наиболее представительным методикам [118, 124, 126, 132], сложившиеся к альпийскому времени тектоническая зональность и реологическая неоднородность восточного склона Южного Урала отразились в пространственном распределении его новейших структурных элементов. Результатом восходящих движений, которые район испытывал в течение второй половины мезозоя и всего кайнозоя, явилась планация домелового рельефа, глубокая денудация комплексов основания, формирование кор выветривания и становление современного рельефа. В меловое время денудация проходила, видимо, в равнинных условиях. Уже были вскрыты наиболее молодые палеозойские магматические массивы и энергично карстовались карбонатные каменноугольные образования. В палеогене район представлял собой равнинную территорию с развитой речной сетью. Большая часть территории, расположенная западнее Копейской зоны, оставалась весь кайнозой континентальной, а восточную часть района, аналогично более северным территориям, могли захватывать палеогеновые трансгрессии. В неогене район оказался в области перехода между воздымающимся Центрально-Уральским блоком и прогибающейся Западно-Сибирской впадиной. Неогеновые осадки формировались в условиях зрелого рельефа и в фациальном отношении мало отличаются от современных. Фронт воздымания мигрировал с запада на восток, от зоны Главного Уральского разлома (за пределами листа) до линии Копейского шва.

Важным элементом четвертичного структурно-геоморфологического развития был переход от древнего субмеридионального к молодому субширотному направлению дренажа Восточно-Уральского плато. Перестройка речной сети началась еще в раннем неоплейстоцене и была обусловлена формированием заметных восток-юго-восточных уклонов плато в ходе общего воздымания Южного Урала. Своего максимума она достигла в среднем неоплейстоцене, когда фрагменты прежней речной сети объединились в единые субширотные молодые долины через выработанные к этому времени поперечные ослабленные зоны. Повышенная тектоническая активность среднеплейстоценового времени привела к малоамплитудным деформациям образованных в это время осадков, включающие складки, разрывы, кластические дайки, и множественные следы ликвификации (разжижения зернистых пород), имеющих характерный облик структур, трактуемых обычно как сейсмодислокации. По оценкам В. П. Трифонова [107], скорость современных поднятий в миасском сечении Южного Урала составляет 4–5 мм/год, или около 1 км за четвертичное время.

Под контролем тектонических факторов, в условиях общего северо-западного-юго-восточного сжатия, которое независимо подтверждается инструментальными данными в горных выработках [32], речная сеть региона оказалась довольно четко структурированной. Отрезки долин юго-восточной ориентировки развивались в режиме растяжения и представлены сейчас молодыми впадинами. Большинство впадин «вписаны» в сеть сколов – относительно мало-

масштабных правых, восток-северо-восточной ориентировки, и более проявленных субмеридиональных левых, рассредоточенных по крупным шовным зонам [134]. В позднем плейстоцене речная сеть приобрела современные очертания. Позднеплейстоценовая аккумуляция была относительно слабой. Этапы формирования четвертичного рельефа района отражены в лестнице поверхностей выравнивания, которые в целом коррелируются с террасовыми комплексами крупных рек Урала и контролируются общими тектоно-климатическими факторами.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа N-41-XXV расположена в области двух основных геоморфологических провинций Южного Урала – так называемых **Зауральского пенеплена** к западу от уступа Восточно-Уральского плато и **Континентально-морской цокольной равнины** к востоку от него [113, 146, 87]. Различия рельефа этих морфологических единиц, также как и геологического строения их фундамента, очевидны. В основании Восточно-Уральского плато залегают комплексы Восточно-Уральского мегаблока (главным образом, жесткие магматические и метаморфические образования), а в основании Континентально-морской равнины – комплексы Зауральского мегаблока, в котором существенную роль играют осадочные формации.

Другим важным геоморфологическим элементом восточного склона Южного Урала является главный водораздел Каспийского и Полярноморского бассейнов, отделяющий на территории листа истоки Кызыл-Чилика и Гумбейки от верхних составляющих Аята и Тогузака. Этот водораздел принимается за границу главных четвертичных зон района – Урало-Гумбейской и Тоболо-Аятской соответственно.

Рельеф района довольно резко понижается с запада на восток, в сторону Западно-Сибирской низменности. В западной его части развит низкогорный плосковершинный рельеф с максимальными отметками около 450 м, а в восточной – равнинный полого-холмистый рельеф с минимальными отметками водотоков около 250 м. Рельеф имеет отчетливо ярусное строение и формируется рядом поверхностей выравнивания и сочленяющих их врезов. На профилях поверхности выравнивания образуют воздымающийся в западном направлении полусвод. К востоку от Копейской шовной зоны самые верхние поверхности погребены.

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА

В западной части территории выделяются поднятия с максимальными для района высотными отметками – Джабыкское и Каракульское, их субстратом являются гранитоидные или гнейсово-гранитоидные массивы. Крупное *Джабыкское поднятие*, расположенное в северо-западной части листа, имеет ячеистый облик. Литология магматического массива в рельефе прямым образом не выражена, по сравнению с магматической зональностью его морфологическая зональность смещена на несколько километров к югу. С севера и юга в поднятие врезаны субмеридиональные структурно-эрозионные депрессии – соответственно *Кызыл-Чиликская* и *Бессоновская*. Обе депрессии имеют сложную форму, и в свою очередь, состоят из нескольких ветвей и ячей. На восточный край Джабыкского поднятия наложена обширная *Анненская впадина*, имеющая ромбическую форму и являющаяся водосборным бассейном верховьев Караталы-Аята. Другими периферийными прогибами Джабыкского поднятия являются впадина истоков р. Сухой и обширная *Кужебаевская впадина*, в которой расположены истоки Нижнего Тогузака.

Каракульское поднятие расположено в крайнем юго-западном углу листа, его субстратом являются гранитоиды Неплюевского массива и кластиты рифейской рымникской свиты. Его восточным ограничением является Бессоновская структурно-эрозионная депрессия, которая занята здесь долиной верховьев р. Камышлы-Аят. Восточный борт депрессии представлен *Могутовско-Коноплянским* поднятием, которое ограничивает с запада две крупные впадины – *Казанцевскую* и *Варшавскую*.

Казанцевская структурно-эрозионная депрессия занята долиной золотоносного ручья Зайцева прииска и его составляющих. Значительные участки днища Казанцевской депрессии представляют собой отвалы и поля отработки многочисленных приисков, и являются областями техногенного рельефа. Варшавская впадина имеет коленообразную форму, вложена в довольно высокие водоразделы, и вместе с ними резко обрывается на западе, вблизи Копейской шовной

зоны. Это единственное место на листе, где четко выражен структурно-денудационный уступ Восточно-Уральского плато.

Восточнее Варшавской впадины расположена *Суходольская структурно-эрозионная депрессия*. Как и большинство других депрессий, она приурочена к зоне контакта каменноугольных известняков и кластитов с интрузивными образованиями, и имеет неравномерный, иногда довольно мощный чехол рыхлых образований.

Восточнее внешней границы перечисленных морфологических элементов, грубо соответствующей в фундаменте Копейской шовной зоне, расположена область выровненного, почти степного рельефа (Восточная равнина). В ее строении довольно четко выделяется две продольных ступени, граница которых совпадает с зоной Новониколаевского разлома. Западная ступень – *Карталинская* – поперечно сегментирована, опущенные сегменты покрыты Карталинской придолинной поверхностью выравнивания, а приподнятые – водораздельной Анненской поверхностью. На восточной, *Озернинской ступени* плоские межбассейновые водоразделы сложены озерными и ассоциированными с ними осадками, а более низкие (террасовые) поверхности могут быть полностью эрозионными.

В целом, слабохолмистая Восточная равнина очень полого наклонена на восток, амплитуды ее рельефа на водораздельных участках не превышают первых метров, максимальные врезы водотоков – 15–20 метров. В восточную равнину вложены цепочки озерных ванн разной сохранности, от заболоченных котловин с центральным водным зеркалом до многочисленных полностью заболоченных и высохших остаточных котловин.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Основными генетическими типами рельефа на территории листа являются рельеф денудационный и аккумулятивный. Кроме того, на рассматриваемой территории довольно широко распространены техногенный тип рельефа.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный тип рельефа представлен полигенными поверхностями выравнивания с разной долей участия эрозионных и аккумулятивных элементов. На самых высоких поверхностях выравнивания преобладают элювиальные образования, на нижних поверхностях в составе чехла значительную роль играют осадочные накопления.

Первые преобладают в западной части территории, в районах Джабыкского и Каракульского поднятий, где основными рельефообразующими элементами являются три верхних поверхности выравнивания.

Джабыкская поверхность выравнивания (1) ($N-Q_E$) образует самый верхний ярус рельефа одноименного поднятия, его вершинную поверхность с высотами 410–450 м. Поверхность развита в верховьях Кызыл-Чилика и Караталы-Аята виде единого останца. Ее маломощный чехол представлен элювиально-делювиальными разностями, наиболее характерны аркозовые глинистые пески. Джабыкская поверхность сопоставляется с седьмой террасой уральских рек и достаточно условно датируется поздним плиоценом–эоплейстоценом.

Каракульская поверхность выравнивания (2) (Q_{E-1}) образует второй по высоте геоморфологический уровень района с абсолютными отметками от 410 м в западной части листа до 380 м в его центральной части. Каракульская поверхность всюду окружает Джабыкскую, полностью покрывает Каракульское поднятие, а к востоку от них образует ряд изолированных фрагментов. Облик поверхности в области распространения гранитоидных пород создается сочетанием скальных гранитных выходов, небольших линейных и изометричных западин при отчетливой расчлененности рельефа. Мощные коры выветривания для нее не характерны. Коррелируется с шестой (миасской) террасой транзитных рек Южного Урала.

Мочагинская поверхность выравнивания (3) (Q_1) развита преимущественно в западной части листа. Высота поверхности меняется от 380 м на западе до менее 300 м на востоке. Поверхность образует или широкие шлейфы в основании западных поднятий, или прослеживается в виде узких водоразделов причудливой формы, в которые довольно круто врезаны более молодые элементы рельефа. Завершение формирования Мочагинской поверхности совпало с началом крупнейшей перестройки эрозионной сети региона, и она моделирована сильнее, чем более высокие, обладает более развитым макрорельефом и более мощным чехлом. Коррелируется с пятой (черноскутовской) террасой крупных рек Урала и датируется второй половиной раннего плейстоцена.

Нижние элементы денудационного рельефа в западной части листа развиты во внутренних впадинах и структурно-эрозионных депрессиях, а на востоке приурочены как к водораздельным, так и долинным морфологическим комплексам. Представлены тремя поверхностями выравнивания.

Анненская поверхность выравнивания (4) (Q_{II}) имеет исключительное значение в геоморфологической структуре региона. Ее образование приходится на время основной четвертичной перестройки рельефа восточного склона Южного Урала, и частично синхронно продолжительному теплomu и влажному эпизоду климатической истории – сylvицкому (лихвинскому) межледниковью. Породы чехла Анненской поверхности обычно глубоко переработаны и представлены разнообразными элювиальными комплексами вплоть до глинистых кор выветривания. В западной части территории Анненская поверхность выравнивания приурочена к частным впадинам и структурным депрессиям, а на востоке территории покрывает плоские водоразделы, на которых эта относительно гладкая поверхность осложнена изометричными и линейными понижениями. Вертикальный врез, амплитудой в первые метры, обычно соответствует мощности рыхлого чехла. Поверхность сопоставляется с четвертой (уфимской) террасой транзитных рек Урала и датируется средним неоплейстоценом.

Озернинская поверхность выравнивания (5) (Q_{II-III}) развита только на Восточной равнине. Ее чехол сложен в основном озерно-аллювиальными и озерно-делювиальными образованиями, достаточно редко на дневную поверхность выходят слабо элювиированные коренные. Озернинская поверхность находится в сложных и неоднозначных соотношениях со среднеуральскими озерными комплексами, которые она эволюционно наследует, но в новейшей структуре явно срезает, и сама является ложем для современных озерных котловин. Долины транзитных водотоков заметно врезаны в эту поверхность.

Карталинская поверхность выравнивания (6) (Q_{III}) образует террасоувал и пологий аккумулятивный склон современных долин региона. Сопряжена со среднеплейстоценовой исетской и позднеплейстоценовой камышловской речными террасами, распространена в долинных расширениях всех крупных водотоков, и является важнейшим элементом рыхлого покрова структурно-тектонических депрессий. Мощность чехла Карталинской поверхности в ее нижних, придолинных частях достигает нескольких метров. Формирование Карталинской поверхности происходило длительное время, по крайней мере вторую половину среднего неоплейстоцена и первую половину позднего. Фациальный состав чехла включает все типы элювиатов, смещенных кор выветривания, делювиальных и делювиально-аллювиальных разностей, образований застойных бассейнов, болот и пр. В некоторых случаях, на бровках карталинской поверхности встречаются довольно свежие коренные.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный тип рельефа представлен морфологическими элементами, образованными процессами четвертичной седиментацией. Область развития аккумулятивного рельефа приурочена главным образом к речным бассейнам, но не ограничивается ими. Элементы аккумулятивного рельефа генетически связаны с одновозрастными эрозионными формами, которые рассматриваются в типе склонового рельефа.

Флювиальный аккумулятивный рельеф представлен террасовыми комплексами долин, а также разнопорядковой ложковой сетью. Морфология долин различается как по территории листа, так и внутри отдельных бассейнов.

В строении долин участвуют четыре генерации террасовых уровней. Нижний из них, голоценовый, объединяет русла и пойменные террасы (высотой до 2–2,5 м) основных рек и сопряженные с ними террасовые уровни притоков. Вторая генерация сближенных террасовых уровней высотой 2,0–3,5 м отвечает региональной режевской террасе второй половины позднего плейстоцена. Как правило, режевская терраса является полностью аккумулятивной, реже цокольной, иногда полностью эрозионной. Поверхность режевской террасы, вместе с сопряженными с ней флювиальными долинными поверхностями, образуют единый геоморфологический уровень. На схеме геоморфологического строения голоценовая и верхняя позднеплейстоценовая террасы объединены из-за невозможности отдельного показа в масштабе схемы и обозначены как *первая надпойменная (режевская) и пойменные аллювиальные террасы нерасчлененные* (11) ($a^1Q_{III} + aQ_{II}$), и *нижние аллювиальные террасы нерасчлененные* (12) (aQ_{III-II}).

Третья генерация сближенных террасовых уровней высотой 3,5–5 м отвечает региональной *второй (камышловской) надпойменной террасе* (10) (a^kQ_{III}), которая вместе с сопряженными флювиальными уровнями также образует единую геоморфологическую поверхность. Камыш-

ловская поверхность иногда плавно сопряжена с одновозрастными денудационными поверхностями (Карталинской, Озернинской), а иногда отделена от них заметными перегибами. Камышловская терраса в большинстве случаев является цокольной, реже полностью аккумулятивной или эрозионной. В некоторых локальных впадинах камышловская терраса погребена.

Наиболее высокий террасовый уровень на территории листа – высотой 5–8 и более метров над урезом – принадлежит *третьей надпойменной (исетской) аллювиальной террасе* (9) ($a'Q_{II}$), распространенной в большинстве локальных впадин района. Исетские аллювиальные отложения часто образуют цоколь камышловской и режевской террас, а самостоятельные морфологические уровни они образуют только по периферии крупных долинных впадин, где они тесно связаны с дистальными частями дельт или конусов выноса притоков. Похоже, что в целом позднеплейстоценовые долины оказались глубже и шире среднеплейстоценовых, и снесли значительные площади исетской террасы.

Озерный аккумулятивный рельеф распространен главным образом на восточной равнине и представлен *голоценовыми озерными котловинами* (13) (lQ_{II}) разной сохранности от довольно крупных изометричной современных озер до малых остаточных бассейнов. В крупных котловинах развиты песчано-галечниковые и илистые пляжи, береговые валы с выраженными бенчами высотой до 2–4 м и главная озерная терраса, как правило полого вложенная в денудационную поверхность. В редуцированных котловинах водное зеркало отсутствует полностью, береговые валы сильно сглажены, сами котловины заболочены лишь частично, а иногда полностью осушены. Озерные котловины восточной равнины образуют в плане цепочки субдолготной ориентировки и, вероятно, являются реликтами крупной средне-позднеплейстоценовой речной долины, параллельной Копейской шовной зоне и частично совпадающей с ней.

Аллювиально-болотными западинами (14) ($ap'lQ_{II}$) представляют еще одну разновидность аккумулятивного рельефа. Распространены практически по всему листу, в наибольшей степени – в Кызыл-Чиликской и Кужебаевской впадинах. Водотоки в этих впадинах имеют обратный по отношению к общему северный сток, и, возможно, наследуют крупный застойный бассейн. Во впадинах развита густая сеть заболоченных протоков, составляющие крайне пологие, почти горизонтальные дренажные системы.

СКЛОНОВЫЙ РЕЛЬЕФ

Формы склонового рельефа представлены склонами двух видов – низкими пологими делювиальными и высокими более крутыми десерпционными. *Делювиальные формы* преимущественно *позднелепесточного возраста* (8) (cQ_{III}) занимают значительную часть площади листа, образуя пологие (иногда почти горизонтальные) придолинные склоны, часто переходящие в террасовые увалы. Площади распространения делювиальных склонов имеют рубленую форму, и, возможно, ограничены не столько литоморфными границами, сколько молодыми активными дислокациями.

Склоны десерпционные среднепозднелепесточного–голоценового возраста (7) (cQ_{II-n}) соединяют высокие поверхности выравнивания и образуют крутые длинные уступы речных долин. В пределах верхнего яруса рельефа склоны, как правило, пологие (первые градусы), неровные, с амплитудой до нескольких десятков метров. С поверхности они прикрыты спорадическим маломощным чехлом склоновых (десерпционных) образований с частыми выходами коренных пород. Современные врезы крупных водотоков достигают 6–8 метров, до 16 м, как правило они крутые, лишённые сколько-нибудь мощных склоновых накоплений. Склоны низких террас очень изменчивы – от крутых (до 10–15°) до сравнительно пологих. Преобладающая ориентировка склонов субширотная, параллельная общему уклону восточного крыла Южно-Уральского орогена.

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Крупные формы техногенного рельефа (15) (tQ_n) представлены карьерами и полями отработки россыпных месторождений и месторождений строительных материалов. Наиболее крупные карьеры строительного камня расположены в западной части территории, вблизи станции Запасная. Их размер составляет многие сотни метров, высота отвалов до 15–20 м. Сложены прочной гранитной щебенкой, практически не разносятся.

Наибольшие площади техногенного рельефа приурочены к Казанцевской депрессии, где десятки лет в крупных масштабах обрабатывались россыпные и метасоматические месторождения золота. Значительные участки долины Зайцева Лога многократно перекопаны, материал

перемещен, большие площади залиты шламом, образующим ныне техногенный покров значительной (многие дециметры) мощности.

Среди более мелких техногенных форм (не отраженных на геоморфологической схеме) следует отметить почти повсеместно насыпное полотно нескольких железных дорог, в сильнейшей степени контролируемых современным поверхностный сток, крупные плотины и связанные с ними пруды, и большое количество современных дорог с твердым покрытием.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Континентальное развитие территории началось, видимо, в конце юры, после захлопывания Челябинского рифтового бассейна и интеграции его заполнения в структуру Уральского складчатого сооружения. В течение второй половины мезозоя и всего кайнозоя район испытывал восходящие движения, результатом которых явилась планация домелового рельефа и глубокая денудация комплексов основания, достигающая в ряде случаев нескольких километров, формирование кор выветривания и становление современного рельефа. Единственными свидетельствами докайнозойских экзогенных рельефообразующих процессов в районе являются предположительно меловые континентальные образования, формирование которых связывается с карстованием каменноугольных известняков.

В палеогене район представлял собой равнинную территорию с развитой речной сетью. Его большая часть, расположенная западнее Копейской зоны, вероятно оставалась весь кайнозой континентальной, восточную часть района захватывали ранне- и позднепалеогеновые трансгрессии. В неогеновое время район оказался в пограничной области между воздымающимся Центрально-Уральским блоком на западе и прогибающейся Западно-Сибирской впадиной на востоке. Фронт воздымания мигрировал с запада на восток, от зоны Главного Уральского разлома до линии Копейского шва. Осадки неогенового времени формировались в условиях достаточно разбитого, зрелого рельефа и в фациальном отношении практически не отличаются от современных. Эрозионных элементов неогенового рельефа в районе достоверно не выявлено, и, возможно, им отвечают лишь изолированные останцы, возвышающиеся над самой высокой водораздельной поверхностью.

Формирование современного рельефа региона происходило в четвертичное время и носило, в связи с климатическими и тектоническими факторами, циклический характер. Общим фоном четвертичного рельефообразования было дифференцированное воздымание территории, амплитуды которого уменьшаются в целом с запада на восток. Наиболее энергичное развитие эрозионной сети началось, видимо, во второй половине раннего неоплейстоцена, в чернореченское время, когда в некоторых депрессиях были образованы глубоко врезаемые долины. Их заложение было связано не только с тектоническими причинами, но и с эвстатическим понижением мирового базиса эрозии. В среднем неоплейстоцене постепенно сформировался общий восточный сток речных бассейнов, расположенных восточнее Джабыкского поднятия, и соответственно, оформился главный Урало-Тобольский водораздел. Перестройка речной сети заключалась в объединении в единые субширотные молодые долины отрезков прежней, преимущественно субмеридиональной речной сети через поперечные ослабленные зоны и приспособлении получающихся цепочек долинных сегментов к различным режимам деформирования. Отрезки долин юго-восточной ориентировки развивались в режиме растяжения и представлены сейчас молодыми впадинами с развитыми аккумулятивными террасами. Сегменты восток-северо-восточной ориентировки развивались в условиях косога сжатия, террасовый комплекс в них редуцирован, а сами террасы преимущественно цокольные или эрозионные. В позднем плейстоцене речная сеть приобрела современные очертания. Этапы формирования четвертичного рельефа района отражены в лестнице поверхностей выравнивания, которые в целом коррелируются с террасовыми комплексами крупных рек Урала и образовывались под контролем единых тектонических и климатических факторов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди 40 видов полезных ископаемых, известных в районе, лишь около 20 представлены месторождениями, большей частью малыми: в доюрском фундаменте – каменных углей, хрома, молибденово-медных руд, золота, графита, строительного камня, доломита; в послетриасовом (дочетвертичном) чехле – золота в россыпях и корях выветривания, урана, пьезокварца (россыпи), маршаллита, каолина, огнеупорных и кирпичных глин, строительных и формовочных песков, минеральных красок; в четвертичных образованиях – россыпью золота, кирпичных глин, строительных песков.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Угленосность почти исключительно связана с брединской свитой. На *Полтавском месторождении* (II-3-17) угленосная толща мощностью ~550 м содержит до 34 угольных пластов, из них 15–17 рабочих. Большинство рабочих пластов угля сосредоточено в нижней, существенно пелито-алевролитовой части. Угленосная толща пересечена небольшими телами магматических пород преимущественно кислого состава и кварцевыми жилами. Ранее [55, 203, 297] здесь предполагалась сложно дислоцированная синклиналь с опрокидыванием осевой поверхности к западу; месторождение приурочено к частной антиклинали. Новые данные свидетельствуют о большой роли сдвигов и надвигов. Дислокации усложнили морфологию пластов, усилили метаморфизм углей.

Угли – дюреновые и клареновые, высокометаморфизованные, марки А, обычно брекчиевидные: обломки частично графитизированного антрацита сцементированы сажей. Чистый антрацит редок. Средние показатели качества: зольность (A_d) 27–30 %; влага аналитическая (W^a) 8,25 %; выход летучих (V_d) 5,73 %; сера общая (S_t) 0,2 % (неполные данные); высшая удельная теплота сгорания (средняя по пластам) 4 209–5 931 ккал/кг. Элементный состав: С – 66,86 %, Н – 1,22 %, N – 0,82 %.

Полезная мощность пластов на главных шахтных полях: 0,65–9,25 м, в среднем 3,72 м. Запасы до глубины 150 м оценивались в 20 139 тыс. т, из которых лишь треть балансовых. Всего здесь добыто 525 тыс. т угля. Оставшиеся балансовые запасы – 2 504 тыс. т категорий А+В+С в 1961 г. были переведены в забалансовые [19], а в 1972 г. сняты с учета ВГФ.

Известны *проявления углей* (I-3-17, 23; II-3-34; III-2-3; IV-2-55; IV-3-1), а также признаки угленосности в визейской боровой толще (I-4-4) – остатки разведочной шахты сечением ~2×3 м, заполненной продуктами коры выветривания с щебнем углистых сланцев и углей.

УГОЛЬ БУРЫЙ

Единичные пласты мощностью до 0,5 м и прослои низкокачественного бурого угля типа лигнитов (*проявления*) известны во фрагментах нижнетриасовой челябинской серии в Копейской зоне (II-3-6, 13).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

К скарновым магнетитовым рудам приурочено *Новониколаевское проявление*, локализованное у контакта интрузивов михеевского комплекса с карбонатно-терригенной пачкой аккаргинской толщи. Тела вкрапленных, реже сплошных магнетитовых руд мощностью 4–15 м в пропильтизированных гранатовых и гранат-эпидотовых скарнах прослежены по падению и простиранию до 150 м. Содержание Fe в массивных рудах – 34,5–42,9 %; вкрапленных: Fe – 22,8 %, Cu – 1,76 %. Генезис – контактово-метасоматический. Запасы категорий C_1+C_2 – 134 тыс. т [142]. Пространственно входит в контур одноименного *Новониколаевского молибден-медно-порфирирового месторождения* (II-4-2, см. раздел «Медь»). Известны и мелкие *проявления* этих руд (I-4-6, III-3-13).

Маломощные тела инфильтрационных сидеритовых руд встречаются в коре выветривания карбонатных и известковистых, реже – иных пород (*проявление* IV-4-1 и др.). У поверхности нередко превращены в бурые железняки. Их относят также к осадочному [153 и др.] или к гидротермальному [178 и др.] типам.

Бурые железняки – небольшие скопления в коре выветривания, остаточные по сидеритам или связанные с окислением сульфидов, иногда золотоносные, а также инфильтрационные (в серпентинитах) с Ni, Co, St. Ряд авторов [291 и др.] допускает возможность присутствия в мелу и кайнозойе осадочных железных руд алапаевского типа.

ХРОМ

Массивы апоперидотитовых, отчасти аподунитовых серпентинитов в различной степени хромитоносны. Подавляющая часть концентраций связана с крупными массивами. Большинство из них разрабатывалось в 1931–1940 гг., отчасти позже [196, 220, 190]. Наиболее рудоносен Верблюжьегорский массив, где хромитовые тела разведывались и в 1935–1948 гг. разрабатывались на глубину до нескольких десятков метров. Наиболее крупные концентрации сосредоточены на юге массива, выделены в Главное рудное поле. Рудные тела здесь именовали месторождениями. Они образуют два главных сгущения – на севере (бывшие № 7–9, 9а, 19) и в центральной части рудного поля (№ 10, 10а, 11, 12, 20–21, 29, 30, 30а) [195, 196], которые в совокупности и можно именовать *Верблюжьегорским месторождением* (II-3-30), заключающим большую часть отработанных и оставшихся запасов руд. Объекты южной части (№ 16–18) названы *Объединенным месторождением* (II-3-35).

Морфология рудных тел жилообразная и более сложная; известны слепые залежи. Нередко они разбиты на разобщенные блоки. Длина рудных тел 10–240 м, мощность 1–17 м; простирание меридиональное, реже – широтное. По падению они прослежены до 60–70 м, иногда до 170 м. Контакты с вмещающими породами резкие, нередко с каймой метасоматитов (хлорит, тальк, вермикулит, серпентин и др.). Преобладают массивные (42–50 % Cr_2O_3) и густовкрапленные руды (39–42 %), встречаются редковкрапленные, иногда полосчатые. Состав руд: хромшпинелиды (хромпикотит, магнохромит), клинохлор, уваровит, гейкелит, антигорит, карбонаты, гипергенные минералы. Местами проявлен пострудный метасоматоз.

Средний химический состав руд (%): Cr_2O_3 в массивных 48,24, в густовкрапленных 40,95, во вкрапленных 35,43; Fe_2O_3 , соответственно, 15,90; 15,31 и 13,37. Коэффициент качества (Cr_2O_3/Fe_2O_3) 2,19–5,2. Иногда присутствуют (г/т): Pt до 2, Ir до 1, Au до 10, Ag до 2,4 [190]. Особенности состава, строения рудных тел и изменений вмещающих пород позволяют для большинства из них принять метасоматический генезис и отнести к алапаевскому региональному рудноформационному типу [157, 12].

Запасы наиболее крупной залежи Главного рудного поля – № 10а, разведанной под выработанным у поверхности телом (113 тыс. т хромитов), составляли на 01.01.1960 г. 222 тыс. т по кат. $B+C_1$ и 10 тыс. т по кат. C_2 . На Объединенном месторождении с 1995 г. ведутся разведочно-эксплуатационные работы. По рудовмещающим серпентинитам развита кора выветривания. Вблизи рудных тел породы местами карбонатизированы, в лежачем боку – замещены антигоритом, окремнены. Линзовидное северо-западное рудное тело (60×10–40 м в плане) погружается на юго-запад под углом 30–35°; мелкое западное тело вскрыто одной скважиной. Мощности рудных пересечений от 1,0 до 8,1 м [246]. Среднее содержание Cr_2O_3 30,6 %. Проектная глубина карьера – 30 м. Запасы (17 тыс. т категории C_2) утверждены ТКЗ.

Всего по Верблюжьегорскому массиву добыто с 1931 по 1940 год 358,8 тыс. т [190]. На ряде участков Верблюжьегорского массива ведутся оценка и разведочно-эксплуатационные работы, как правило, на небольшую глубину.

Хромитовые руды Варшавского массива ультрамафитов разведывались и разрабатывались в 1928–1931 гг., отчасти позднее, карьерами или неглубокими шахтами. Добыто около 25 тыс. т руды с содержанием Cr_2O_3 40–43 %. Рудоносна в основном юго-восточная часть массива, вблизи контакта с брединской свитой, что сходно с размещением главных концентраций на Верблюжьегорском массиве. Преобладают жиллообразные рудные тела от десятков см до 7 м, длина – от нескольких метров до 100 м. Они прослежены по падению до 70 м; большинство выклинивается раньше. Вблизи выходов известны россыпи валунчатых руд. *Россыпь Евдокия* (IV-2-60) заключала более 13 тыс. т руды.

Руды преимущественно массивные, реже – вкрапленные. Рудные минералы – хромит (феррохромшпинель), магнетит, пирит и гипергенные минералы; нерудные – хлорит (кеммерерит), серпентин, реже карбонаты Fe и Mn. Большинство рудных тел сопровождается хлорит-тальковыми или хлорит-серпентиновыми оторочками мощностью от десятков см до 1–2 (редко до 6) м. Содержание Cr_2O_3 в рудах в среднем ниже 38 %, реже до 43 %.

На *месторождении Варшавском Восточном* (IV-2-11) остаток запасов на 1935 г. в трех линзовидных или жиллообразных телах хромитов составлял 46,4 тыс. т при содержаниях Cr_2O_3 25–38 %, а по всей Варшавской группе 75,8 тыс. т по кат. A_2+B+C_1 со средним содержанием Cr_2O_3 38–40 %. Остаток на 01.01.1945 г. составлял 49,6 тыс. т при более низких содержаниях Cr_2O_3 . Рудное поле и массив в целом недостаточно изучены на глубину.

На Гогинском массиве на *проявлении Гогинском 1* (IV-3-7) субвертикальное клиновидное рудное тело в тальк-карбонатных породах с хлоритовой оторочкой слагают сплошные и густовкрапленные руды с содержанием Cr_2O_3 33–41 % и $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}=2,54$. Оно отработано до глубины 14 м.

Татищевский массив представлен на листе южной, слабо хромитоносной частью. Отработанное рудное тело (*проявление I-2-6*) имело длину 17 м, мощность до 6 м.

ТИТАН, ЦИРКОНИЙ

В одном из шурфов по наурзумской свите (*проявление I-4-2*) сумма минералов титана в пробе – 20,1 кг/м³ [301], но площадь продуктивной толщи здесь мала.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Месторождения прожилково-вкрапленных руд молибден-медно-порфировой рудной формации известны на востоке района [182, 142, 232, 6, 5].

Площадь *Михеевского месторождения* (I-4-7) слагают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы аккаргинской толщи, перекрывающей ащисуйскую. Вдоль разрывов отмечены тела ультрамафитов друженского комплекса. Толщи прорваны гипабиссальными интрузивами михеевского комплекса, образующими систему пластинообразных тел, контролируемых разрывами северо-северо-восточного простирания и круто падающих к восток-юго-востоку. Общее простирание системы местами сменяется субмеридиональным. Главную роль в локализации оруденения играют крупные интрузивные штоки кварцевых диорит-порфиритов (Северный и Южный), предположительно соединяющиеся на глубинах 600–700 м. Пространство между ними насыщено дайками диорит-порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиритов. Три рудных участка – Северный, Центральный, Южный – именуются блоками. Рудные тела – вытянутые штокверки, обрамленные сульфидными ореолами существенно пиритового (с пирротинном) состава, тяготеют к периферии штоков и даек и локализованы преимущественно в породах экзоконтактных зон [232].

Породы рудного поля метасоматически изменены, наиболее интенсивно – в околотрециновых линзовидных и линейных зонах. Зональность – результат совмещения в пространстве метасоматитов ранней (высокотемпературные пропициты и кремнещелочные метасоматиты) и поздней (березито- и пропицитоподобные изменения) стадий [21]. Кварцевые прожилки ранней генерации слагают значительную часть рудоносного штокверка; рудная минерализация наложилась позднее. Поздние метасоматиты охватывают большую часть оруденелого пространства, сменяясь на периферии существенно хлоритовыми пропицитами. Суммарная мощность мета-

соматического ореола 600–800 м, протяженность более 10 км.

Главные минералы сульфидных руд – пирит, халькопирит; второстепенные – борнит, молибденит, магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин, арсенопирит, марказит, сфалерит, галенит; редкие – халькозин, блеклые руды, самородные Au, Ag и их теллуриды [286]. Преобладают вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры. Маломощные залежи и гнездово-вкрапленные существенно пиритовые руды предположительно сингенетичны вмещающей толще. В рудах выделены последовательные минеральные ассоциации: магнетитовая, молибденитовая, пиритовая (с пирротинном), пирит-халькопиритовая (основной объем оруденения), (борнит)-халькопиритовая, полиметаллическая (кварц-карбонат-арсенопирит-галенит-сфалеритовая). Главный компонент – медь; попутные – Au, Ag, Mo, Te, Ga, Ge; содержания последних значительно ниже обычных для типовых месторождений.

По бортовому содержанию 0,3 % Cu оконтурены рудные тела мощностью 50–400 м, протяженностью 900–1 200 м и глубиной по падению до 400 м, образующие с ореолом пиритовой минерализации единую минерализованную зону протяженностью более 5 км [286]. Относительно богатые руды (более 0,5–1,0 % Cu) локализованы во фронтальных участках совмещенных зон актинолитизации и серицитизации, обычно вблизи околотрещинных зон березитизации [21]. Предварительно подсчитаны запасы меди и сопутствующих элементов категорий C₁ (425 тыс. т при среднем содержании 0,65 % Cu) и C₂ (690 тыс. т – 0,50 % Cu) [232]. Эта оценка весьма уязвима в связи с низкими содержаниями Cu, неоднозначностью увязки рудных интервалов между скважинами и отсутствию надежных данных по поверхности, закрытой кайнозоом. Запасы не утверждены. На 01.01.2003 г. учтены прогнозные ресурсы кат. P₁ – 1 900 тыс. т Cu.

Похожее геологическое строение имеют *месторождения Новониколаевское (II-4-2), Западное (I-4-9) и проявление Восточное (I-4-11)*. На *Новониколаевском месторождении* галенит-сфалеритовые и скарново-магнетитовые (см. раздел «Железо») руды тяготеют к карбонатным породам на флангах оруденелых зон, а халькопирит-пиритовая минерализация наложена на скарны с магнетитом. Зона окисления проявлена слабо. Средние содержания по рудным интервалам: Cu – 0,11–1,64 %; Zn – 0,54–3,35 %; S – 2,1–31,9 %. В богатых сульфидных рудах присутствуют до 0,8 г/т Au и 9,4 г/т Ag, во вкрапленных, соответственно – 0,2 и 8,6 г/т. Запасы меди кат. C₁+C₂ 27,4 тыс. т при среднем содержании Cu 1,28 % [178]. Снижение бортового содержания Cu до 0,3 % запасы существенно не увеличило [137]. Прогнозные ресурсы P₂ – 100 тыс. т Cu при среднем содержании 0,7 %. Месторождение относили к различным генетическим типам. Наложение молибден-медной минерализации на скарновую магнетитовую, описанное также для Тарутинского месторождения [22], по-видимому, закономерно и не противоречит отнесению ее к позднепалеозойской молибден-медно-порфировой рудной формации [5, 6 и др.]. На *месторождении Западное*, среднее содержание Cu – 0,69 %, Mo – 0,0024 %, Au – 0,06 г/т, Ag – 4,41 г/т. Прогнозные ресурсы кат. P₁ Cu – 330 тыс. т, Mo – 1,15 тыс. т, Ag – 163 т [286]. На *проявлении Восточное* по ореолам Cu, Mo, Zn, Pb, Ag, As, Cd и Au выделены 3 эпицентра аномальных содержаний Cu: Центральный площадью 700×150 м (Cu 0,2–1,6 %) в интрузивах, аналогичный ему Восточный (700×100 м, Cu 0,2–0,7 %) и Западный (200×50 м, Cu до 0,54 %) с сульфидной минерализацией в эпидот-хлорит-серицитовых метасоматитах экзоконтактной зоны. Прогнозные ресурсы меди кат. P₃ оценены в 453 тыс. т [182, 232]. В случае положительной оценки Михеевского месторождения перечисленные объекты заслуживают доизучения.

С михеевским комплексом пространственно связано и гидротермальное (ближе не определенное) цинково-медное *проявление Ульяновское (II-4-1)* у контакта небольшого тела диорит-порфиритов и линзы известняков вулканогенно-осадочной пачки с густой гнездовой вкрапленностью пирита, реже халькопирита. Кварцевые прожилки в интрузиве содержат пирит, сфалерит, галенит и халькопирит. Содержания Zn – до 3,92 %, Cu – 0,52 %, Pb – 0,03 %, Ag – 29,2 г/т, Au – 0,4 г/т [153]. Зона измененных минерализованных диорит-порфиритов прослеживается на 3 км севернее. Участок не доизучен. Неясно даже его местоположение, указанное по-разному [153, 301, 142].

Медно-цинковые или цинково-медные *ореолы и проявление (II-3-38; II-4-5; III-4-4, 5)* встречаются западнее в аккаргинской толще. *Проявление I-4-1* в вулканитах ордовика и отдельные тела на Михеевском месторождении могут принадлежать к колчеданному типу.

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

На Ольховском, Верблюжьегорском, Варшавском массивах серпентинитов известны *проявления* силикатных руд Ni, Co (I-3-36, 39 и др.) в нонтронитовой коре выветривания. Наиболее рудоносные верхние зоны охр и нонтронитов почти везде денудированы. Большинство *прояв-*

лений (II-2-18, 19; II-3-1, 32) приурочено к серпентинитовому меланжу у западного контакта Верблюжьегогорского массива, где кора проникала на большую глубину, однако выделение здесь крупных залежей [166] обосновано слабо. Так, контуры самой протяженной залежи № 1 опираются только на две фланговые скважины с повышенными содержаниями Ni; остальные 5 скважин в контуре – безрудны.

МОЛИБДЕН

Представлен несколькими проявлениями. К скарновому типу принадлежит проявление *Парижское* (I-1-6) в мелких скарновых телах (вероятно, по ксенолитам) среди гранитоидов. Молибденит приурочен к наложенным трещинам [207]. *Кожубаевская группа проявлений* кварцевожильно-грейзеновой формации в северной эндоконтактной зоне Джабык-Карагайского массива среди гранитов джабыкско-санарского комплекса представлена системой мусковит-кварцевых молибденоносных жил. Выделяются участки сгущения жил – *проявления* (I-1-2, 3, 4) и более мелкие рудные точки. Преобладающее простирание жил 350–355°; падение на западе площади к востоку под углом 60–65°, в центре – вертикальное, на востоке – к западу (угол 75–85°), длина 10–85 м, мощность 0,1–0,5 м, местами до 1–1,5 м. Жилы линзовидные, реже четковидные, расположены кулисообразно. Из почти 100 кварцевых жил 52 – с молибденитом. Жилы сложены сахаристым (гранулированным) кварцем, встречаются микроклин, мусковит, биотит, флюорит. Первичными рудными минералами являются молибденит, висмутовый блеск, халькопирит, пирит, берилл; встречены и вторичные минералы Mo, Bi, Fe, Cu. Включения молибденита размером до 5 см (в среднем около 1 см), распределены неравномерно, чаще у всячего бока жил. Некоторые кварцевые жилы переходят в пегматитовые [269]. Наиболее мощные и богатые из них прослежены и частично отработаны до глубины 9–16 м. Авторский подсчет запасов Mo (т) по категориям: C₁ – 2,1 (среднее содержание Mo 0,08 %), C₂ – 2,0, C₁+C₂ – 4,1 [163].

На *проявлении Варшавском 2* (III-2-17) жилы в гранитах имеют длину 10–80 м, мощность 0,1–1,5 м, сложены кварцем с примесью полевого шпата, мусковита, серицита и вкрапленностью пирита, халькопирита, висмутина, молибденита. Среднее содержание Mo – 0,02 %.

Молибден присутствует в некоторых шеелитовых кварцевожильных проявлениях, а также является попутным компонентом описанных выше медно-порфировых руд и сопутствует урановому оруденению (см. ниже).

ВОЛЬФРАМ

Большинство рудных объектов принадлежит кварц-шеелитовой кварцевожильно-грейзеновой формации. Помимо шеелита отмечается минерализация Mo, Bi и др. Рудоносные жилы подразделены на кварц-полевошпат-шеелитовые (сопровождаются мусковитизацией и серицитизацией пород) и кварц-шеелит-сульфидные (серицитизация, окварцевание) [197]. И те, и другие наиболее проявлены в северо-западной приконтактной зоне существенно плагиоклазовых гранитов Великопетровского массива.

Участок концентрации рудных жил (I-2-13, 14, 15 и др.) – именовали *Великопетровским месторождением* (Рудник Шеелит) [215, 199 и др.]. Здесь кварцевые жилы образуют систему северо-западного простирания (300–330°) с падением к северо-востоку под углами 45–50° мощностью 0,1–2,5 м (в раздувах до 5 м) и длиной 0,3–1,7 км. Кроме кварца жилы могут содержать альбит, хлорит, серицит, биотит, эпидот; рудные: шеелит, пирит, халькопирит, галенит, пирротин, изредка вольфрамит и молибденит. Средние содержания шеелита в рудоносных жилах 0,25–0,95 % [163]. Наиболее богатые из них в 1940–1943 гг. разрабатывались на глубину не более первых десятков метров. Суммарные запасы WO₃ на 01.01.1942 г. – 436 т (кат. В+C₁+C₂), позднее снижены до 352 т [215, 199 и др.].

Шеелитоносные жилы выявлены также в юго-западной части Варшавского массива и в его экзоконтактной зоне. На *проявлении Варшавском 1* (III-2-12) в гранитах прослежено 8 рудных жил северо-западного простирания (падение к северо-востоку, угол 40–80°), мощности от десятков см до 1,5 м при длине от 5 до 150 м; по составу, строению и типу метасоматоза сходны с великопетровскими жилами. Содержание WO₃ 0,05–0,1 %. Другие *проявления* (III-2-17, IV-2-3) отличаются количественными соотношениями шеелита, висмутина и молибденита. Запасы WO₃ в жилах незначительны [260, 199, 207 и др.].

ВИСМУТ

Присутствует в форме висмутина или вторичного базовисмутита в кварц-шеелит-сульфидных и кварц-сульфидных (с молибденитом) жилах Джабыкского плутона. Среди последних есть и собственно висмутовые *проявление и пункт минерализации* (I-2-9, 19). В жильном кварце встречены пирит, висмутин, галенит, халькопирит, редко – золото; а также барит, серицит, альбит. На *проявлении Висмутовая Горка* (I-2-9) в оталькованных серпентинитах и талькитах на контакте Джабыкского массива содержание Bi_2O_3 до 0,1–0,3 % [199].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

БЕРИЛЛИЙ, ЛИТИЙ

Бериллоносные гранитные пегматиты сосредоточены в основном на юго-востоке Джабыкского плутона среди гранитов или ксенолитов метаморфизованных пород экзоконтактовой зоны. *Проявления Анненской группы* (II-2-2, 3, 6, 13, 15), иногда именуемые месторождением, приурочены к локальным пегматитовым полям. Их относят к пегматитовой берилл-кварц-полевошпатовой рудной формации [254, 298 и др.]. Пегматитовые жилы северо-восточного (55°) и северо-западного ($320\text{--}340^\circ$) простирания длиной 100–350 м, мощностью 1,5–3 м (в разрезах до 6 м) сложены агрегатом олигоклаза, кварца и мусковита с включениями берилла, колумбита, турмалина, граната. Из более, чем 200 выявленных жил опробовано 40. Содержание BeO 0,006–0,36 %, редко – до 1 % и более; Li_2O до 0,18 % (в среднем 0,02 %); присутствует танталит-колумбит – до 170 г/т. *Проявление Лепидолитовая Жила* (II-2-6) отмечено повышенным содержанием Li: в одном из пегматитовых тел простиранием 350° и длиной до 300 м кроме упомянутых выше минералов встречены лепидолит, розовый турмалин (рубеллит), лучистый и пластинчатый альбит (клевеландит). Общие запасы BeO Анненской группы – 468,8 т [298], разбросанные на площади в 30 км², практического значения не имеют. В юго-восточной части Варшавского массива одна из пегматитовых жил содержит мусковит, гранат и берилл (*проявление* III-2-13) [207]. Проявления отнесены к пегматит-грейзеновому генетическому типу.

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Часть бериллоносных пегматитов Джабыкского плутона (*проявления* II-2-2, 3, 6, 13) содержит колумбит и парагенетически связывается с лейкогранитами Аятского массива, вокруг которого они расположены. В жилах – вкрапленность колумбита с содержаниями до 0,038 % Ta_2O_5 (обычно 0,006 %) и 0,040 % Nb_2O_5 [268].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Золотоносность района известна с середины XIX в., но осваивались в основном россыпи, в меньшей степени – коренные объекты; те и другие к началу 1980-х гг. в большинстве оставались недоизученными.

КОРЕННОЕ ЗОЛОТО

Среди эндогенных (гидротермального типа) объектов выделяется золото-сульфидно-кварцевая (лиственит-березитовая), а также золоторудно-кварцевожильная и золото-барит-кварцевожильная рудные формации (жильный и прожилково-вкрапленный морфологические типы). Выделяют и эндогенно-экзогенные концентрации.

Большинство объектов (сейчас – проявлений) золото-сульфидно-кварцевой формации располагается на юге района; многие из них в конце XIX–первой половине XX вв. разрабатывались. Пример совмещения жильного и прожилково-вкрапленного типов – *проявление Белогорское* (IV-2-52) в южной части Тамбовского рудного поля [274, 177, 173]. Здесь разрабатывались главная жила северо-западного простирания (падение на северо-восток, угол $45\text{--}60^\circ$) и серия мелких разноориентированных жил с гнездовым золотом, образующих в совокупности линзовидное тело. Содержание Au среднем 3,7 г/т (данные 1936 г.) и 2,04–10,7 г/т. (1937 г.). До 1917 г. добыто 49,5 кг золота, позднее – еще 2,6 кг. Детальными поисками [177, 173] установ-

лена золотоносность пронизанных кварцевыми прожилками с пиритом кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов по породам брединской свиты. Одна из скважин в интервале 37,7–74,7 м пересекла 5 рудных интервалов общей длиной 16,3 м при среднем содержании 2,2 г/т Au. Предполагается субпластовая в целом форма рудного тела, подчиненная полого падающей на северо-восток сланцеватости, что повышает перспективы объекта и Тамбовского рудного поля в целом. Прогнозные ресурсы кат. P₁ – 0,99 т Au в рыхлых (зона окисления) и 2,71 т – в коренных породах при среднем содержании 1,55 г/т [257].

Прожилково-вкрапленная минерализация установлена также на *проявлении Новогеоргиевском* (IV-2-50) и может быть выявлена на других объектах, относимых к кварцевожилным. Вкрапленное золото-сульфидное оруденение в метасоматитах чаще встречается как элемент прожилково-вкрапленного, иногда – обособленно. Так, в скважине (*проявление I-3-31*) по зоне окварцевания, серицитизации и пиритизации в габброидах на интервале 45,0–51,7 м среднее содержание Au 7,42 г/т [240].

Более распространены объекты золоторудной кварцевожилной формации. Золотоносные жилы или системы жил в прошлом осваивались старателями, обычно выбиравшими обогащенные участки («кусты»). Многие из таких жил не могут считаться до конца изученными. Из более изученных – *проявления Кирьяновское, Волковское, Зайцевское, Праздничное, Смоленское, Капризное, Дорожное* (IV-2-19, 25, 28, 35, 41, 42, 48) и объекты на других площадях, чаще всего в рассланцованных породах брединской свиты. Так, на *проявлении Праздничном*, где серия золоторудных кварцевых прожилков суммарной мощностью 0,25–0,50 м прослеживалась лишь на 60–70 м, детальными поисками оконтурена жильная зона длиной до 1 км. Непосредственно в жилах – высокопробное гнездовое золото в ассоциации с пиритом; во вмещающих углистых алевролитах содержание Au – не более 0,4 г/т. Прогнозные ресурсы проявления кат. P₂ – 1,25 т Au [173].

К золото-сульфидно-кварцевой формации близка золото-барит-(сульфидно)-кварцевожилная (см. также раздел «Барит»). Сами кварц-баритовые жилы обычно слабо золотоносны или безрудны, но могут сопровождаться более интенсивным оруденением, в связи с чем, их присутствие можно отнести к поисковым признакам.

К северу от *Тогузакского проявления* (I-3-2) в отвалах старых выработок в полосе развития биргильдинской толщи анализы штучных проб обломков белого, местами лимонитизированного кварца со скоплениями, часто звездчатыми, черного игольчатого турмалина наряду с низкими (сотые–десятые доли г/т) показали высокие (до ураганных) содержания золота: от 2,3 до 121,4 г/т, свидетельствующие о гнездовом распределении Au (*проявление I-3-1*). Сопутствующие Ag, Cu, Zn обычны для золото-сульфидно-кварцевой формации [253]. Ранее золото-турмалин-(сульфидно)-кварцевые жилы в районе не отмечались.

Золоторудная-кварцевожилная формация в целом изучена слабо. Отсутствие достоверных сведений о наличии сульфидов недостаточно для отнесения жил к этой группе. Недостаточно обосновано и сопоставление спорадической золотоносности кварц-шеелитовых жил с сульфидами на Великопетровском рудном поле (см. раздел «Вольфрам») с прожилково-вкрапленной минерализацией золота на Астафьевском хрусталеносном поле (N-41-XIX), откуда этот тип распространяют на Джабыкский плутон [263, 31].

Наиболее изученным представителем комбинированных эндогенно-экзогенных объектов, где гидротермальные рудные тела переработаны в коре выветривания, является *Тамбовское месторождение* (IV-2-46) в динамометаморфизованных породах брединской свиты. Ранее здесь разрабатывалась золоторудная кварцевая жила (Тамбовское II) сложного строения мощностью 0,2–2,0 м, местами до 4 м. Жильный кварц содержал сульфиды (пирит, реже сфалерит, галенит, халькопирит, иногда висмутин) [168, 274, 147]. Жила разрабатывалась с перерывами в 1910–1947 гг. на протяжении 600 м по простиранию, местами до глубины 64 м. Было добыто 412 кг Au. В 1977–1980 гг. в коре выветривания была выявлена, оценена, а в 1980-е гг. детализирована пологая пластово-линзовидная золоторудная залежь [177, 173]. Позднее «Брединская золотодобывающая К^о» провела дополнительные исследования. Рудная залежь, предположительно контролируемая пологопадающими к северо-востоку зонами рассланцевания, приурочена к кварц-карбонат-альбит-серицитовым метасоматитам с карбонат-кварцевыми прожилками и редкой вкрапленностью сульфидов, близким к березитам [214]. Длина залежи по простиранию до 200 м; протяженность по падению 100–280 м. Рудные интервалы мощностью 1–31 м, чаще не более 3 м, чередуются с пустой породой (1–20 м).

Основная часть рудных тел – оруденелая кора выветривания маршаллит-гидрослюдисто-каолининового состава с реликтами первичных руд (до 10 % объема руды), прожилково-вкрапленных и прожилковых. Золото заключено в сульфиды или самородное. Мощность тел – до первых метров, реже до 10–15 м; они чередуются с непродуктивными метасоматитами. Из

сульфидов в первичных рудах преобладает пирит (до 0,5–1,5 %), встречаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, пентландит, самородное тонкое золото (диаметр зерен 0,002–0,02 мм). Золоту сопутствуют повышенные содержания Ag (1,5–3 г/т), As (0,05–0,1 %), Pb (0,015–0,1 %), W (0,0005–0,03 %) и Mo (0,001–0,01 %) [214]. Разведанные запасы при среднем содержании 3,93 г/т и бортовом 1 г/т составили 1,09 т; а при среднем и бортовом 0,3 и 1,80 г/т соответственно – 1,52 т. Месторождение эксплуатируется. На площади месторождения к югу от залежи разрабатывались кварцевожилые проявления золота Старо- и Западно-Тамбовское. В 1980-х гг. здесь также вскрыты рассланцованные метасоматиты с убогой золотоносностью. Перспективы месторождения могут возрасти и за счет доизучения участка Тамбовское II.

РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО

Россыпи золота известны с 1851 г. и в прошлом разрабатывались. Из нескольких десятков выделяются размерами преимущественно верхнеолигоценые–раннемиоценовые россыпи Бессоновской и Казанской групп (в ранге месторождений) на юге площади. В меньшей степени золотоносны более низкие уровни послетриасового чехла.

Бессоновское месторождение (IV-2-38) в северной части одноименной структурно-эрозионной депрессии разрабатывалась в 1855–1899 гг. (добыто 1 206 кг золота); в 1980-е гг. было доразведано. Оно протягивается меридиональной полосой размером 8×1,5 км, в которой выделены 2 промышленных участка (2,0 и 0,5 км²). Главные продуктивные горизонты локализованы в наурзумской и светлинской свитах, залегающих несогласно на брединской свите. Около 60 % запасов золота приходится на глинистую фракцию. Месторождение состоит из отдельных россыпей (участков) различного генезиса, среди которых 15 балансовых и 6 забалансовых. Средняя пробность золота – 927. Балансовые запасы Au по кат. С₁ (со средним содержанием 164 мг/м³) – 1 648 кг; забалансовые – 318 кг (кат. С₁) и 92 кг (кат. С₂); общие – 2 058 кг. Присутствуют минералы платиноидов (см. ниже). Россыпи пригодны для гидравлической отработки, но обладают плохой промывистостью [253].

Казанское месторождение (IV-2-34) в одноименной структурно-эрозионной депрессии локализовано в аллювии наурзумской и светлинской свит, но верхняя часть россыпей захватывает и квартал. Миоцен несогласно залегают на брединской свите. Здесь в 1851–1910 гг. разрабатывались золотоносные пески средней мощностью 0,55 м со средним извлечением по приискам от 1,76 до 3,02 г/м³. Было добыто 2 853 кг Au (неполные данные). В 1980-е гг. месторождение доразведано. В целом оно более компактно, располагается в полосе 5×1,5 км (включая верховые россыпи). Средняя пробность золота – 932. Балансовые запасы кат. С₁ при среднем содержании 170 мг/м³ – 1 791 кг; забалансовые (кат. С₁) – 393 кг; общие – 2 184 кг [274, 283]. Присутствуют платиноиды (см. ниже). Для описанных россыпей характерно наличие крутопадающих «косых пластов». В последнее время Бессоновские и Казанские россыпи вновь разрабатываются; принята их переоценка [251], начато освоение ресурсов мелкого и тонкого золота в россыпях и коре выветривания.

Из других дочетвертичных россыпей наиболее крупные *Спорная* (III-3-10), *Коноплянская* (IV-1-1), *Успенская* (IV-2-20), сближенные *Никольская* и *Спаская* (IV-2-30), *Вячеславская* (IV-2-43). Их геологический возраст не всегда ясен. Среди четвертичных россыпей относительно крупные – *Тогузакская* (I-3-47), *Ольховская* (I-3-51) и *Скрыдлова* (I-3-52) в бассейне р. Ниж. Тогузак, а также несколько россыпей в Брединской золоторудной зоне и к востоку от нее (*россыпи* IV-2-62, 64, 67; IV-3-13). Они принадлежат к аллювиальному, делювиально-аллювиальному и делювиальному подтипам.

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

О присутствии в рудах золота минералов платиновой группы (МПП) свидетельствуют отрывочные данные. В Бессоновских россыпях в XIX в. встречались самородки платины весом до 4 г [274]. В шурфах, вскрывших кварцевую жилу в гранитах Великопетровского массива в 1912 г., отмечались и платина [274]. Н. К. Высоцкий [17] установил МПП в Бессоновских россыпях, особенно на их южном продолжении (лист N-41-XXXI). В новейшей сводке (данные ГА «Челябинскнедра») выделен Могутовский россыпной узел Au (Pt), включающий указанные россыпи и определено приблизительное соотношение золота и МПП (от 15:1 до 20:1), позволившее рассчитать прогнозные ресурсы платиноидов кат. P₁ – 98 кг и P₂ – 42 кг (большая их часть, по-видимому, попадает на лист N-41-XXV). Среди МПП преобладает осмистый иридий. Появление МПП в россыпях связывают с размывом серпентинитов Варшавского, Могутовского

и Гогинского массивов, в первичном составе которых предполагается платиноносная дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация [224]. Там же приведены данные о присутствии ЭПГ и Au в медно-порфировых рудах *Тарутинского* и *Новониколаевского месторождений*. Платина там резко преобладает над другими ЭПГ. Содержание суммы ЭПГ – 0,212 и 0,265 г/т соответственно, что не позволяет говорить о серьезных перспективах. Невысоки там и содержания Au (0,15 и 0,19 г/т).

Установленные на *Михеевском* медно-порфировом *месторождении* содержания МПГ крайне малы [232] и практического значения не имеют.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Из радиоактивных элементов на территории листа известны только проявления урана гидрогенно-инфильтрационного генетического типа.

На площади Джабыкского плутона и его обрамления в 1950–1980-е гг. велись интенсивные поиски и оценочные работы, данные которых сведены в итоговых отчетах [158, 269]. Аэроадиометрическими съемками, в том числе детальными [282, 171, 172], перспективных аномалий не выявлено. На других площадях поиски велись в основном попутно с ГС-50. Выделены группы уранопоявлений: экзогенные (пластово-инфильтрационные, или гидрогенные, в послетриасовом чехле и инфильтрационные в коре выветривания) и эндогенные (гидротермально-метасоматические) [290, 158, 269, 44]. Местами они совмещены. Наиболее многочисленны инфильтрационные концентрации в коре выветривания пород фундамента: *месторождение Анненское* (II-2-5), несколько рудопроявлений (I-2-8, 10, 16, 21; II-2-10, 11; II-3-18; III-1-10; III-2-7, 8, 9 и др.), а также участки и зоны убогой минерализации, сосредоточенные в краевых частях и по периферии Джабыкского плутона. На малом *Анненском месторождении* в коре выветривания гранитов джабыкско-санарского комплекса с останцами метаморфизованных вмещающих пород 6 рудных тел размерами (280–520)×(50–180)×(0,3–0,8) м залегают на глубинах от 4 до 40 м. Минералы урана – урановые черни, реже отенит в ассоциации с марказитом. Содержания урана в рудах 0,03–0,3 %; средние по месторождению – 0,065 %. Сопутствующие элементы: V, Mo, Pb, Zn, Sn.

Несколько проявлений этого типа тяготеет к южным контактам того же плутона. Вероятный источник урана в корях выветривания – минерализация в субстрате. Привнос урана из окружающих пород считается несущественным [205]. Рассеянная первичная минерализация урана (сопутствующие: марказит, пирит, халькопирит, молибденит, гематит и др.) местами сохранилась в «корнях» или на флангах объектов и сопряжена с гидротермальным метасоматозом. *Проявления урана* (II-1-7, 10), совпадающие с концентрациями каолина, локализованы в верхней части глубоких и протяженных линейных кор выветривания над субширотными разрывами среди гранитоидов. На *Акмуллинском месторождении* каолина (II-1-9) зона лимонитизации гранодиоритов обогащена псевдовавеллитом. Содержания урана 0,01–0,08 %; характерна фосфоризация (0,8–26,8 % P₂O₅); элементы-примеси: Sr, Ba, Mn, Be, Cu, Mo, Ag (до 3 г/т); концентрации урана в подземных водах до 3,6×10⁻⁴ г/л. На *Ильичевском проявлении* (II-2-1) в эндоконтактной зоне гранитов Аятского массива рудное тело в кармане коры выветривания глубиной 20–30 м над субширотной зоной катаклаза с гидротермальной минерализацией в «корнях» протягивается на 900 м при мощности 3–4 м и содержании U до 0,1–0,4 %.

В северном обрамлении Джабыкского плутона известны мелкие *проявления и пункт минерализации* (I-2-1, 8, 10, 16, 21) в коре выветривания гранитов джабыкско-санарского, неплюевского комплексов и среди вмещающих пород. Выделяются размерами Татищевская зона (за северной рамкой) и ее продолжение – Тогузакская (*проявление I-2-1*) в коре выветривания среднерифейских кварцитов, вытянутые вдоль долины р. Нижний Тогузак на 4,7 км при глубине 5–20 м. Соединения урана сорбированы лимонитом, реже каолинитом, марказитом, глобулярным пиритом и др. Изредка отмечаются урановая чернь и настуран.

Минерализованные коры выветривания локализованы преимущественно в верховьях рек среди гранитов с повышенным фоном урана или с проявленной эндогенной минерализацией, как правило, за пределами центральной части плутона, где коры выветривания большей частью смыты. Концентрация урана в корях по гнейсам и различным сланцам объясняется повышенным содержанием в них осадителей этого элемента (Fe, C и др.).

К пластово-инфильтрационному (собственно гидрогенному) подтипу принадлежат мало-мощные, обычно протяженные залежи убогих урановых руд и рассеянной минерализации в аллювии, преимущественно четвертичном (санарский тип). Они распространены вдоль долин

водотоков, нередко над минерализованными корами выветривания, в основании вторых надпойменных террас (*проявления и пункт минерализации* I-2-1, 24; II-2-9, 24, 25). Рудоносны обычно темно-серые, черные песчанистые глины, реже пески, обогащенные растительными остатками и сульфидами. Минерализованные зоны площадью от 20×(10–20) до (1 000–1 800)×(40–100) м и мощностью 0,3–1,5 м залегают на глубине 0,5–0,8 м. Руды бедные, средние содержания U 0,01–0,03 %, редко 0,07–0,08 %, максимальное – 0,57 % (*проявление* II-2-22). U сорбируется глиной, органикой, лимонитом; представлен урановыми чернями, шрекингеритом, отенитом (*проявления* I-3-49; II-2-25). В долинах, пересекающих Джабыкский плутон, террасы с продуктивными сероцветами почти полностью эродированы [269].

Известна урановая минерализация и в торфяно-илистых осадках (*проявления и пункт минерализации* I-2-24; II-2-20, 21). Линзовидные рудные тела площадью от 200×(10–20) до (1 000–1 800)×(40–100) м при мощности от 0,3 до 1,5 м (*проявление* II-2-22) залегают на глубине 0,5–0,8 м. Содержания U 0,01–0,1 %, максимум 0,23 % (*пункт минерализации* II-2-24); сопутствующие элементы: Cu, Pb, Ni, Zn, Mo и др. (*пункт минерализации* II-2-20). Концентрации U в воде до 1×10^{-4} г/л. Эти объекты считаются осадочно-диагенетическими [269], однако принципиальных отличий от гидрогенных нет.

Пластово-инфильтрационная минерализация в сероцветных окисленных песчано-глинистых олигоценых отложениях (*пункты минерализации* I-3-11, 21) ранее связывалась с меловыми породами окончания Редутовской депрессии; по более новым данным оба объекта приурочены к небольшим кайнозойским палеодолинам [269, 238].

Все гидрогенные проявления оценены отрицательно. На большинстве из них проводились детальные поиски, а на некоторых – оценка и предварительная разведка [285, 205, 269 и др.]. Предполагалась связь экзогенного оруденения с минерализацией пород фундамента, однако существенное развитие эндогенной гидротермально-метасоматической минерализации установлено лишь на нескольких объектах (*проявления и пункт минерализации* II-2-1, 9, 14, 25 и др.). В корневой части *Анненского месторождения* (II-2-5), в зонах трещиноватости гранитов и гранитогайсов вдоль разрывов северо-восточного и северо-западного направлений относительно высокотемпературная уранинитовая минерализация совмещена с низкотемпературной настуран-сульфидной. Соответственно на кварц-мусковитовые изменения наложены более низкотемпературные (серицит, хлорит, поздний кварц, карбонаты, эпидот, реже – флюорит, цеолиты, сульфиды). Мощность околорудных метасоматитов всего 1–5 см. Кроме уранинита и настурана, U входит также в состав изоморфной примеси в тантало-ниобатах и титанатах редких земель и аксессуариев (монацит, апатит и др.). Более поздняя минерализация (настуран, урановая чернь) связана с кварц-(полевошпат)-карбонатными прожилками. Содержание U 0,013–0,022 %. Первичная минерализация в отличие от экзогенной практически лишена элементов-спутников U; присутствуют очень узкие (первые см) ореолы Pb, Nb и TR. Аномалии Mo, Pb, Zn, реже Cu, Sn и Nb в гранитах с U не связаны.

На юге Джабыкского массива в субширотной зоне дробления длиной до 3 км, мощностью 10–70 м (падение на юг, угол 45°) гематитизация и пиритизация пород сопровождаются убогой минерализацией уранинита, урановой черни и урановой смолки (*пункт минерализации* II-2-14); с последней иногда ассоциируют сульфиды и маукерит (арсенид Ni) [269]. Содержание U не более 0,036 %. Объекты с уранинит-настурановой минерализацией приурочены также к субширотному разлому вдоль южного контакта Джабыкского массива. Первичная минерализация U завершает грейзеновую стадию (уранинит) и связана также с березитовым и аргиллизитовым (настуран) метасоматозом. Низкотемпературная настурановая минерализация представлена *проявлением* (I-2-1) и аномалиями U, сопровождаемая аргиллизацией, наложенной на пропилитизацию. Гидротермальная урановая минерализация оценена отрицательно [205].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Неметаллические ископаемые представлены на территории листа оптическими материалами (оптический и пьезоэлектрический кварц), химическим (барит), керамическим, огнеупорным (маршалит, каолин, глины, кианит) и горнотехническим (асбест, тальк, графит) сырьем, а также драгоценными и поделочными камнями и строительными материалами.

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ОПТИЧЕСКИЙ И ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ

К эндогенным условно отнесены развалы хрусталеносного жильного кварца, по сути – элювий, нередко смещенный. Они сопровождаются россыпями. Большинство объектов тяготеет к гранитам Акмуллинского, реже Варшавского и Неплюевского массивов; некоторые пространственно с гранитами не связаны.

Акмуллинское месторождение (III-1-2) представлено концентрациями кварцевых обломков, условно подразделенными на коренной и россыпной объекты. Коренное *проявление* (III-1-1) представлено развалами кварцевых и полевошпат-кварцевых жил, отчасти хрусталеносных. Хрусталеносна часть меридиональных жил (мощностью до 1 м, длиной 20–400 м), сложенная крупнозернистым молочно-белым кварцем. В гнездах с горным хрусталем размерами до 1,5×0,4×0,3 м – кристаллы слабодымчатые или бесцветные, с дефектами; выход пьезокварца низкий. В элювии кондиционные кристаллы встречаются чаще [218, 211].

Юго-западнее оконтурено 6 древних логов с элювиально-делювиальными россыпями (россыпное *Акмуллинское месторождение* III-1-2). Разведаны с попутной добычей россыпи в логах № 1 и 2. Преобладают небольшие кристаллы, бесцветные или дымчатые. Кондиционные участки встречаются в головках, иногда прозрачны целые кристаллы. По обоим логам авторские запасы кат. С₁+С₂ составляют 0,80 т моноблоков (мб) при средних содержаниях 0,75–0,1 гмб/м³ [218, 219, 211]. Остальные в юго-восточной части района (*проявление и пункты минерализации* IV-4-2, 3, 4).

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БАРИТ

Все проявления барита в районе локализованы в рассланцованных породах брединской свиты. На *Гогинском проявлении* (IV-2-16) три широтные жилы длиной 100, 16 и до 80 м, мощностью, соответственно, 1, 0,25–0,5 и 0,3 м сложены слабо золотоносным баритом с примесью кварца. Химический состав (%): BaSO₄ – 92,1–97,0; SiO₂ – 1,04–3,49; Fe₂O₃ – 0,05–0,06; Al₂O₃ – 0,44. В барите – редкая мелкая вкрапленность галенита и куприта, налеты медной зелени и сини. Две жилы выработаны, местами до глубины 46 м. Добыто 1 600 т барита; остаток оценен в 1 200 т [140 и др.]. *Казанцевское проявление* (*Баритовая жила*) (IV-2-40) представлено жилой широтного простирания мощностью до 1 м (в раздувах до 2 м), длиной около 120 м, падающей на юг под углом 70–80°, сложенной сахаровидным баритом с примесью сульфидов, гипергенных минералов, иногда золота. Перпендикулярно к ней прослежены две золотоносные кварцевые жилы. Жилы отработаны на барит и золото на глубину до 20–25 м [140, 274, 262]. Небольшие жилы барита отмечены еще в двух точках. Они могут рассматриваться как поисковый признак на золото.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

МАРШАЛЛИТ

Маршаллит – это широко распространенный на Урале продукт химического выветривания окремнелых известняков, кремнистых сланцев, кварцевых песчаников и кварцитов. Состоит в основном из пылевидного кварца. *Месторождение Гулинское (Новогеоргиевское)* (IV-2-58) сложено эпигенетически измененными известняками биргильдинской свиты и кремнистыми сланцами брединской свиты, почти полностью превращенными в маршаллит. Мощность залежи около 15 м. Химический состав (%): SiO₂ – 82,7–97,56; CaO – 0,17–5,76; п.п.п. – 2,0–5,86. Гранулометрически преобладают частицы размером 0,005–0,25 мм [244]. Маршаллит может использоваться как микронаполнитель цементов и бетонов, формовочный материал и для получения автоклавного кирпича. Запасы кат. С₂ – 5,74 млн м³ [255]. Месторождение при благоприятной конъюнктуре может быть доразведано.

КАОЛИН

Связаны преимущественно с линейными кораи выветривания гранитоидов, метаморфиче-

ских сланцев, терригенных пород. На *Чекмакульском месторождении* (II-1-8) [264] каолины в коре выветривания на контакте гранитов с рымникской свитой, образуют субширотную залежь размерами 1 470×185×22 м. К ней примыкает залежь переотложенных каолинов размером 700×215×11 м, их качество не изучено. Мощность вскрыши около 1,0 м. Каолины светлые и слабо окрашенные. Минеральный состав фракции 0,25–0,01 мм: кварц (до 70 %), каолинит (20 %) и редко – слюда. Химический состав каолина-сырца (в %): SiO₂ – 53,49–71,88; Al₂O₃+TiO₂ – 17,15–30,7; Fe₂O₃ – 0,83–2,15; п.п.п. – 4,86–10,95; после обогащения: SiO₂ – 43,0–60,3; Al₂O₃ – 28,99–38,01; TiO₂ – 0,65–2,07; п.п.п. – 8,2–13,68. После гранулометрического фракционирования остаток на сите 10 000 отв/см² составляет 43,2–71 %; пластичность низкая; огнеупорность 1 710–1 750°; полное водопоглощение 16,7–26,4 %; усадка после сушки 5,6–13,6 %; после обжига при температуре 1 300° 7,6–12,8 %; водопоглощение черепка 8–28 %. В природном состоянии каолины пригодны для производства полукислых огнеупорных изделий и огнеупорного кирпича, а обогащенные – для бумажной, тонкокерамической и парфюмерной промышленности. Горнотехнические и гидрогеологические условия освоения благоприятны. Месторождение эксплуатировалось, в 1961 г. законсервировано. Линейный коэффициент вскрыши – 1:24. Балансовые запасы на 01.01.1966 г. составляли по кат. А+В+С₁ – 6,42 млн т, в том числе 5,30 млн т по кат. А+В.

Малое *Акмуллинское месторождение* (II-1-9) связано с линейной корой выветривания рымникских сланцев у контакта с гранитами и представлено несколькими залежами; наиболее крупная имеет размер 1 240×(110–400)×(5–17) м и содержит основные запасы сырья. Средняя мощность вскрыши 2,3 м. 70–86 % объема (в разных частях) составляют белые каолины, остальное – желтые и розовые. Глины жирные, слюдистые и песчаные. В небогатых каолинах Al₂O₃+TiO₂=18–23 %, огнеупорность 1 580–1 640 °С. Непластичны. Обогащенные белые каолины (81–96,7 % сырья) пригодны для использования в тонкокерамической и в бумажной промышленности, уступая чекмакульским по качеству [264, 255]. Запасы – 580 тыс. т кат. С₁ – не утверждались. В близкой геологической обстановке локализовано *проявление Могутовское* (IV-1-9). Эти объекты во многом близки к невьянскому типу (каолинитовая кора выветривания слюдяных и других метаморфических сланцев). Наиболее перспективный на Урале кыштымский тип каолинов, образовавшихся непосредственно по гранитоидам (к нему принадлежит и крупное Еленинское месторождение, лист N-40-XXX) представлен здесь лишь *проявлениями* (I-1-5; I-2-7; I-3-28; II-1-5; III-1-11; III-2-15; IV-1-9).

Щелочные каолины *Новогеоргиевского месторождения* (IV-2-37) слагают Западную и Восточную залежи в коре выветривания пород брединской свиты, отчасти биргильдинской толщи, местами перекрытые кайнозойем. В центральной части Восточной залежи (по брединской свите) разведаны две линзы светлоокрашенных каолинов, удовлетворяющие требованиям к сырью для производства строительной керамики, в частности, глазурованной фасадной плитки и сантехнических изделий. Содержания красящих оксидов (Fe₂O₃) в каолинах не превышает 3,5 %, растворимых солей нет. Характерны повышенные (до 6,0 %) содержания K₂O. Разведанные запасы кат. С₁ – 3,825 млн м³, С₂ – 18,771 млн м³ [204].

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ И КЕРАМИЧЕСКИЕ

На *Первомайском месторождении* (II-4-7, 8) белые и других оттенков глины наурзумской свиты слагают Восточную и Западную залежи. На Восточной залежи (размер в плане 5 500×1 500 м), мощность светложущихся глин в контуре подсчета запасов в среднем 3,11 м. Размеры западной залежи 1 900×800 м, мощность 0,4–3,7 м (в среднем 1,95 м). Разведана центральная часть Восточной залежи. Глины подстилаются кварцевыми песками, местами пески делят залежь на два слоя. Средняя мощность вскрыши 2,6 м. Крупнозернистых включений в глинах мало; они слабопесчаные (~45 % фракции +0,06 мм), средне- (30 %) и сильнопесчаные (25 %); пластичные (58,9 %), малопластичные (26,9 %) и непластичные (14,2 %); среднее водопоглощение: холодное – 17,0–10,1, горячее – 19,6–13,3. По содержанию Al₂O₃+TiO₂ – полукислые. По технологическим свойствам огнеупорные, неспекающиеся, высокотемпературного спекания; формовочная способность удовлетворительная. По морозостойкости глины относятся к марке Мрз-50. Из глин в чистом виде может быть получен лицевой кирпич марки «150» (ГОСТ 7484-69) и керамические семищелевые камни (ГОСТ 6328-55). Ожидаемый водоприток в карьер 20,8 м³/ч. Утвержденные ТКЗ в 1972 г. запасы (тыс. м³) составляют по кат. В – 733, С₁ – 1 954, С₂ – 10 178. На 01.01.1993 г. они остались без изменения. Прирост запасов возможен на восточном фланге месторождения, отнесенного к резервным [170, 228]. *Западный его участок* (II-4-7) не разведывался. Кроме описанного месторождения известно несколько *месторождений и проявлений* (I-3-40; I-4-5, 10; IV-3-2); за исключением первого (кора выветри-

вания гранитоидов) они также приурочены к наурзумской свите.

КИАНИТ

Кианитсодержащие породы приурочены к наиболее метаморфизованным участкам брединской свиты. Кианитовые сланцы *Карталинского проявления* (II-3-25) локализованы в зоне контакта углисто-глинистых пород с мелким телом варшавских? гранитов. Содержание кианита в руде – 20–30 %; Al_2O_3 в кианите – 24,35–29,33 %. Несмотря на высокое содержание кианита руды трудно обогатимы. Остальные участки детально не изучались.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

Убогая гнездовидная и мелкопрожилковая минерализация известна как на крупных [141 и др.], так и на мелких телах серпентинитов. На *проявлении Михеевском* (I-4-8) наблюдались гнездообразные выделения длиноволокнистого (до 14 см) амфибол-асбеста [301]. Аналогично по составу и структурам руд *проявление Карагайлыаят*.

ТАЛЬК

Отмечен в метасоматитах по ультрамафитам, в частности на ряде хромиторудных объектов, иногда дает мелкие самостоятельные концентрации (*проявление IV-3-12* и др.).

ГРАФИТ

Основные концентрации отмечены в угленосной брединской свите. Графитоносные сланцы оконтуриваются аномалиями проводимости. В 1918 г. М. Липовский впервые оценил *Полтавское месторождение* антрацита как комплексное антрацит-графитовое. Графитизацию угля он объяснял сильной дислоцированностью пород. Позднее здесь выделяли графитовые сланцы и пласты ографиченных углей мощностью от 20 см до 3,5 м. Последние после размола могут служить заменителями литейных графитов; при флотации из них отделяется до 10 % графитового концентрата. Реже встречаются линзы скрытокристаллического (аморфного) графита длиной 4–12 м и мощностью от 1–2 см до 0,7 м. Графит добывался в 1930–1950-е гг. попутно с добычей угля [72, 261]. Подсчет его запасов не производился. Севернее выявлено *месторождение Полтавское 2* (II-3-2) среди андалузит-дистеновых, слюдисто-кордиеритовых и графитсодержащих сланцев у контакта с гранитоидами. На Летнем участке месторождения установлено 3 пласта мощностью 3,0–4,4 м с содержанием скрытокристаллического графита 8,38–9,62 %; на Новом – 4 пласта мощностью 1,5–6 м, содержащих 5,34–5,42 %. Месторождение разведано до глубины 25 м; запасы кат. C_1 – 271 тыс. т [217, 261]. Большинство известных *проявлений* (I-3-10, 42; III-2-16; III-3-2 и др.) не изучены.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

АЛМАЗЫ

В 1938 г. зерно алмаза было найдено в шлиховой пробе аллювия р. Карагайлы-Аят (*пункт минерализации III-4-8*). В шлихах отмечались фиолетовые и розовато-фиолетовые гранаты, но их состав не был определен [265]. Обследование золотых россыпей на алмазы было безрезультатным [280]. В 1990-е гг. в пробе-протолочке алевролитов и песчаников брединской свиты с глубины 57,5 м было обнаружено зерно алмаза диаметром 1,5 мм (*пункт минерализации I-3-24*) [238]. Изучение зерна во ВСЕГЕИ позволило отнести его к природному алмазу кимберлитового или лампроитового происхождения.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТ И ДР.)

Большинство месторождений разведано на Джабыкском массиве. *Месторождение Запасненское II* представлено средне- и крупнокристаллическими гранитами второй фазы [160]. Участки № 1, 2 (II-1-2, 3) и резервный № 4 (II-1-4) площадью, соответственно, 1 200×450, 600×360 и 720×310 м разведаны до глубины 10,0–18,0 м, мощность вскрыши 1,2–3,0 м. Глубина коры выветривания от 0,4 до 20,7 м. По физико-механическим свойствам камня граниты всех участков удовлетворяют требованиям ГОСТ 8267-75 и ТУ 159-53. Щебень участка № 1 использовался в дорожном строительстве и как заполнитель для бетона марки «600». Выход товарного камня – 80 %. По содержанию зерен слабых пород (15,7 %) сырье не соответствует ГОСТу 8267-75. Месторождение обводнено; максимальный водоприток в карьер – 300 м³/сут. Горнотехнические условия благоприятны; коэффициент вскрыши 0,12 [170]. Запасы утверждены ТКЗ в 1961 г. (тыс. м³) и составляют: участок № 1 – кат. А – 960, В – 1 149, С₁ – 6 888, А+В+С₁ – 8 997; участок № 2 – соответственно 853, 1 505, 1 653, 4 011; суммарные запасы (вместе с запасами резервного участка № 4) – 1 813, 2 654, 11 676, 16 143. Часть запасов выработана. На 01.01.1999 г. месторождение находилось в Госрезерве; учтены балансовые запасы (тыс. м³): кат. А – 853, В – 1 573, С₁ – 292 и забалансовые (сумма) – 7 728. Прирост возможен за счет доразведки северных флангов [170, 228, 169].

Запасненское месторождение гранитов (II-1-1) эксплуатировалось до 1963 г, затем было консервировано. Утвержденные запасы (1955 г.) составляли (тыс. м³) по кат. А – 3 372; В – 259; С₁ – 5 544; остаточные (на 1981 г.) по кат. А+В+С₁ – 8 671. Разработка остановлена по экологическим причинам. Непосредственно за западной рамкой, у железнодорожной ст. Джабык эксплуатируется крупное месторождение аналогичных гранитов.

В разные годы разрабатывались *месторождения* (прил. 1) джабыкско-санарских гранитов (I-2-23; II-2-4), варшавских адамеллитов (III-1-7). Разведаны, но не используются граносиениты степнинского комплекса (*месторождение* I-3-43).

ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

На севере района разрабатывается *месторождение* (I-2-4) серпентинитов Татищевского «массива». *Месторождение Карталинское-2* (II-3-21) серпентинитов вблизи железной дороги Карталы-Магнитогорск расположено в 0,5 км юго-юго-восточнее разведанного ранее, которое оказалось непромышленным. Его слагают однородные хризотил-антигоритовые серпентиниты. Средняя мощность вскрыши 6,8 м. Запасы (тыс. м³) до глубины 50 м: кат. В – 418, С₁ – 2 326. Серпентиниты по прочности соответствуют марке «800». Пригодны для производства щебня марок «400»–«1 200». Смесь вскрышных пород (~600 тыс. м³) может использоваться в дорожном строительстве. Карьер с ежегодной производительностью 200 тыс. т щебня обеспечен запасами на 23 года. Месторождение периодически разрабатывается с 1992 г. На 01.01.1999 г. балансовые запасы кат. В+С₁ составляли 2 723 тыс. м³ [170, 159, 201, 169].

Расположенное восточнее *Карталинское месторождение* (II-3-22) представлено измененным цоизит-амфиболовым габбро, по свойствам пригодного для производства щебня марок «1 000»–«1 400» (ГОСТ 23845-86). Выход щебня около 80 %. Песок из отходов дробления пригоден для дорожного строительства. Запасы в контуре проектного карьера глубиной 30 м составляют (тыс. м³): кат. А – 220,7; В – 283,7; С₁ – 113,7 при коэффициенте вскрыши 0,25 [159]. Они обеспечат работу предприятия производительностью по щебню 112 тыс. м³/год на 22 года. Прирост запасов возможен к востоку и югу от разведанной площади, а также на глубину. Гидрогеологические и горнотехнические условия благоприятны.

В южной части района спорадически эксплуатируются *месторождения* серпентинитов на Варшавском (IV-2-10) и Гогинском массивах (IV-3-6).

ОСНОВНЫЕ ЭФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Долериты и базальты саргазинской толщи *Вишневого месторождения* (III-3-7) разрабатываются на щебень карьером. Базальты аккаргинской толщи разрабатываются к северо-востоку от г. Карталы на *безымянном месторождении* (II-3-11). На *безымянном месторождении* (I-3-4) базальтоидов березняковской толщи подсчитанные ресурсы кат. В составляют (до глубины

50 м) 8 млн м³ [238].

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

Разновидности, представляющие интерес как облицовочный и поделочный материал, принадлежат преимущественно биргильдинской толще. Выходы мраморизованных известняков прослежены в долине р. Ниж. Тогузак на участке размерами 1,0–1,5×2,0 км. У южного берега реки на *проявлении Горном (I-2-5)* в конце XIX в.–первой половине XX в. они добывались для обжига на известь. В керне (глубина 61,5 м) это светло-серые, местами с золотистым оттенком, однородные тонкополосчатые породы, слабо трещиноватые, крупнозернистые, массивные. По декоративным свойствам, полируемости, слабой трещиноватости могут служить облицовочным материалом [256]. Белые мелкозернистые мраморы близ ст. Арчалы (*проявление II-3-10*) могут использоваться как поделочное сырье [209].

ИЗВЕСТНЯК

Карбонатные породы верхнего девона–нижнего карбона, местами использовались населением [262 и др.], в целом изучены слабо. На разведанном *Сухореченском месторождении (III-4-1)* флюсовых известняков ащисуйской толщи полоса шириной свыше 1 км простирается меридионально с падением к востоку под углом 20°. Известняки однородны по химическому составу, имеют высокое содержание CaO (53,5–53,7 %), низкое – MgO (менее 1 %), P (0,0016 %) и S (0,062 %), а также высокую флюсующую способность. Физико-механические свойства – в пределах норм. Запасы (тыс. т): кат. A₂+B – 344,1 (до глубины 50 м); A₂+B+C₁ – 406,5; из них около 88 % – I сорта. Горнотехнические условия, как и экономические (близость к железной дороге) – благоприятны.

Месторождение Полтавское (II-3-12) в известняках сагустинской толщи разрабатывалось для обжига на известь. Полностью не разведано. Ориентировочные запасы 800 тыс. м³.

ДОЛОМИТ

Доломитизированные известняки биргильдинской свиты *Шабановского месторождения (IV-2-45)* предварительно разведаны на глубину 75 м как огнеупорное сырье [244]. Их протяженность 1,5 км при ширине 0,1–0,6 км (истинная мощность 100–300 м). Мощность вскрыши 0,5–4,0 м. Доломиты мелкокристаллические, темно-серые. Химический состав (%): CaO – 29,9–34,4; MgO – 18,0–21,61; SiO₂ – 0,38–2,6; R₂O₃ – 0,37–1,21; SO₃ – 0,0–0,91. Пористость 0,6–2,8 %; объемный вес 2,77–2,84. Чистые доломиты – металлургическое сырье I класса: огнеупорность >1 900°, содержание MgO высокое, окислов и плавней (SiO₂+R₂O₃) – низкое. Качество снижают пиритизация, частые прослои известняков и окремнелых доломитов. Гидрогеологические и горнотехнические условия неблагоприятны. На 01.01.1966 г. запасы кат. C₁ составляли 3,4 млн т, C₂ – 34,5 млн т [261]. Сейчас уральские доломиты не рассматриваются как сырье для огнеупоров (см. раздел «Закономерности...»).

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Распространены преимущественно в четвертичных образованиях и коре выветривания. Залежь желтых песчаных делювиальных глин *Полтавского месторождения (II-3-15)* средней мощностью 3,7 м подстилается засоренными глинами или корой выветривания брединской свиты. Мощность вскрыши до 0,6 м. Химический состав (%): SiO₂ – 57,91–59,08; Al₂O₃+TiO₂ – 20,13–33; Fe₂O₃ – 4,9–9,75; CaO – 0,41–2,55; MgO – 1,4–2,88; п.п.п. – 4,89–7,42. Содержание частиц размерами до 0,075 мм – 15–36 %; крупных включений – 0,1–0,7 %. Желтые глины пригодны для изготовления морозостойкого строительного кирпича марок «75» и «100» (ГОСТ 530-54). Месторождение не обводнено. Линейный коэффициент вскрыши 1:8 [234]. Запасы глин кат. B+C₁ (1957 г.), составляли 235 тыс. м³. Остаток на 01.01.1966 г. – 200 тыс. м³ (кат. A+B).

В коре выветривания Полтавского месторождения разведана пластообразная залежь *Полтавское 2* мощностью 2–11,7 м, в среднем 6,7 м при вскрыше 0,7 м. Глины пригодны для изго-

товления керамического полнотелого кирпича марки «100», Мрз-15. Запасы (тыс. м³): категорий В – 407,9; С₁ – 1 399,6 могут обеспечить сырьем завод мощностью 20 млн шт. кирпича в год в течение 30 лет. Их прирост возможен на прилегающих с севера площадях.

На *Сухореченском месторождении* (II-4-12) аллювиально-делювиальные залежи бурых, желто-бурых глин, суглинков средней мощностью 3,3–4,0 м подстилаются пестроцветными глинами светлинской свиты. Мощность вскрыши 0,7 м. Глины пластичные, слабо слоистые; с глубиной местами переходят в глинистый песок. Химический состав (%): SiO₂ – 56,8–59,18; Al₂O₃ – 15,05; Fe₂O₃ – 5,92–6,23; CaO – 6,79–7,66; MgO – 1,94; п.п.п. – 9,66–11,44. Силикатный модуль 2,64–2,82, глиноземный модуль 2,41–2,54. Гранулометрия: остаток на ситах 900 отв/см² – до 16,4 %; через сито 10 000 отв/см² проходит до 86,0 % остальной массы. Могут использоваться как глинистый компонент португандцемента. Горнотехнические и гидрогеологические условия благоприятны. Объемный коэффициент вскрыши 1:5. На 1967 г. авторские балансовые запасы глин учтены (в тыс. т) по кат. А₂ – 407, В – 457, С₁ – 1 755, забалансовые – 3 182. Не утверждены из-за отсутствия потребителя [262]. Близость к Сухореченскому месторождению известняков, пригодных для цементного производства, повышает их ценность.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

В этом качестве могут использоваться четвертичные песчано- и галечно-гравийные отложения, но крупных объектов не выявлено. Запасы кат. В песка и гравия мощностью 1,5 м в аллювии р. Караталы-Аят оценивались в 150 тыс. м³ [261].

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Изучался преимущественно четвертичный аллювий. На *Полтавском месторождении* (II-3-41) линза кварцевых песков третьей надпойменной террасы р. Караталы-Аят, средней мощностью 1,8 м, местами с прослоями глин и глинистых песков подстилается глинами и супесями. Преобладают среднезернистые пески (73 %), гравий отсутствует; глинистых частиц 1,4 %. Сырье пригодно для изготовления бетона и песчаных стеновых блоков. Линейный коэффициент вскрыши 1:4. Запасы кат. А+В составляли на 01.01.1966 г. 208 тыс. м³. Месторождение эксплуатировалось, в настоящее время законсервировано. Геологическая позиция *месторождения Карталинского* (II-3-40) аналогична.

На *месторождении Михеевском* (I-4-12) озерно-аллювиальные пески наурзумской свиты средней мощностью 4,4 м, сменяются к периферии алевролитами и глинами. Средняя мощность вскрыши 0,9 м. Содержание (%): гравия – 2,3, песка – 84,1, глины – 13,6. В песчаной фракции 84–99 % кварца; выход обогащенных песков 69,8 %. Химический их состав (%): SiO₂ – 86,89–93,53; Al₂O₃ – 2,32–6,75; Fe₂O₃ – 0,27–0,77; CaO – 0,56–1,55; SO₃ – <0,1 благоприятен для оценки их в качестве строительных. 36 % мытых песков удовлетворяют требованиям к мелкому заполнителю бетонов. Запасы кат. С₂ – 914 тыс. м³ [223]. Кроме описанных, залежи песков выявлены на разных стратиграфических уровнях кайнозоя; часть отражена на карте (*проявления и месторождение* I-3-44, 50; IV-3-4).

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПЕСОК ФОРМОВОЧНЫЙ

Тумакское месторождение (I-4-13) представлено залежью четвертичных озерно-аллювиальных песков размерами 900×200×5 м. Пески белые, мелкозернистые, кварцевые с примесью полевых шпатов. Глинистый компонент составляет 4–30 %. Мощность вскрыши 1,0–1,5 м. Химический состав (%): SiO₂ – 91,4–93,58; Al₂O₃ – 3,47–5,73; Fe₂O₃ – 1,10–1,63; CaO – 0,69–1,2; MgO – 0,48–0,61; п.п.п. – 0,92–1,91. ¼ объема песков пригодны для формовки в литейном деле. Авторские запасы кат. В+С₁ – 307 тыс. м³. Месторождение может быть доизучено [162, 262].

ПЕСОК СТЕКОЛЬНЫЙ

Пески *месторождения Тумакское 2* (I-4-14; см. выше) доизучены как стекольные [162].

Длина залежи 900 м, ширина 100–400 м. Средний химический состав (%): SiO_2 – 93,38; TiO_2 – 1,17; Fe_2O_3 – 2,09. После обогащения пригодны в качестве стекольных. Авторские запасы кат. В – 1 228 тыс. т.

МИНЕРАЛЬНЫЕ КРАСКИ

Концентрации минеральных красок связаны с корами выветривания магматитов основного состава, а также осадочных пород, обогащенных Fe.

На *Толстинском месторождении* (I-3-8) сочетаются гнезда и пропластки желтой охры в коре выветривания брединской свиты с линзами и прослоями красных глинистых охр светлинской свиты. Охры непромышленные по химсоставу (%): SiO_2 – 63,4; Al_2O_3 – 21,34; Fe_2O_3 – 6,87; FeO – 0,53; H_2O – 0,92; п.п.п. – 9,65. Месторождение не доизучено. Авторские запасы кат. С₁ – 320 тыс. т. На *месторождении Красный Яр* (III-2-4) запасы ярко-желтых и светло-розовых охр (средней мощностью 4,6 м при мощности вскрыши 0,3–2,0 м) оценены в 69 тыс. т с перспективой прироста. Остальные залежи (*проявления* I-2-22; II-3-28; II-4-3) невелики, либо содержат низкокачественное сырье [262].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Резкие формационные, литологические и структурные различия доюрского фундамента и послетриасового чехла, заключающих различные комплексы полезных ископаемых, определяют необходимость раздельного анализа их минерагении.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

МИНЕРАГЕНИЯ ДОЮРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА

Район принадлежит выделенным ранее [54] Восточно-Уральской и прилегающей западной части Алапаевско-Иргизской структурно-металлогенических мегазон. Аккреционно-складчатая структура фундамента определяет ведущее значение структурно-тектонического фактора при выделении минерагенических зон. В основном сохранено районирование, разработанное для смежного листа N-41-XIX [270]. Постаккреционные полезные ископаемые наложены на различные зоны или тяготеют к разрывам, их разделяющим. При районировании учитывались рудоконтролирующие факторы, эмпирические данные о распределении полезных ископаемых и их признаков, а также размерность рудоносных площадей.

Джабыкско-Суундукская редкометалльно-золото-пъезокварцевая минерагеническая зона ордовикско–раннепермская (1), на данном отрезке ураноносная, соответствует центральной – антиформной – подзоне Кочкарско-Адамовской тектонической зоны, сложенной в основном нижним палеозоем (отчасти метаморфическим средним рифеем) и крупными полихронными позднепалеозойскими гранитоидными плутонами. Она занимает почти всю западную половину листа. Здесь известна вольфрам-молибденовая и редкоэлементная минерализация, пространственно и, вероятно, парагенетически связанная с раннепермскими гранитоидами, а также урановая и золоторудная, представленная, однако, мелкими объектами. Это заставило нас воздержаться от выделения Джабык-Карагайского рудного района, хотя минерагеническая специфика площади несомненна. Расположенный севернее (N-41-XIX), Астафьевский промышленный хрусталеносный узел, также нередко связываемый с Джабыкским плутоном [263 и др.], приурочен к участку изгиба региональной зоны сдвигов и надвигов, а рвущие структуру тела гранитов, в термальном поле которых формировались хрусталеносные зоны, батолиту не принадлежат [270]. Здесь выделены локальные *поля минерализации*: *Анненское* (1.0.0.3), *Кожубаевское* (1.0.0.1), *Великопетровское* (1.0.0.2). Южнее намечено *Акмуллинское хрусталеносное рудное поле* (1.0.0.4), ассоциирующее с гранитами ольховского комплекса, но проявленное в основном в породах ордовика, как и расположенная южнее площадь, тяготеющая к Неплюевскому массиву гранитоидов и в целом соответствующая выделенному И. З. Шубом [295] **Вознесенскому потенциальному золоторудному узлу** (1.0.2). Она отнесена к рангу рудного узла (отсутствуют месторождения). Локальное *Варшавское рудное поле* (1.0.0.5) оконтурено у юго-западного контакта одноименного массива адаметеллитов. На севере территория листа включает южную оконечность **Татищевского хромиторудного узла** (1.0.1).

Кочкарско-Брединская минерагеническая зона раннекаменноугольно–раннепермская (2) (золото, хромиты, каменный уголь, графит) соответствует восточной подзоне Кочкарско-Адамовской тектонической зоны, охватывая выделенные ранее [248], местами совмещенные «частные зоны» Кочкарско-Айдырлинскую, существенно золоторудную, Успеновско-Могутовскую и Полтаво-Киембаевскую, с оруденением, связанным с ультрамафитами (хромиты и др.), а также Бородиновско-Брединскую угленосную и графиторудную. На металлогенической карте 1988 г. [54] золото, как определяющий элемент зоны, указано лишь для Кочкарской

площади. Кочкарско-Брединская зона наиболее насыщена объектами полезных ископаемых. Это можно объяснить ее приуроченностью к области с проявлением судетской коллизии, вовлеченной в движения уральского цикла, что определило сочетание оруденения различных эпох. Золото сосредоточено в основном у границ листа: на севере – южное окончание **Успенско-Ольховской золоторудной зоны** (2.0.1), в котором выделено *Ольховское* (2.0.1.1), *Кисинетское* (2.0.0.1) и *Елизаветопольское* (2.0.0.2) *прогнозируемые рудные поля*. На юге северная часть **Брединской золоторудной зоны** (2.0.2) включает месторождение Тамбовское; более крупные (считая отработанные запасы) россыпи этой площади свидетельствуют о присутствии не выявленных коренных источников. Здесь обособляются *золоторудные поля*: *Тамбовское* (2.0.2.2) и *Зайцевское* (2.0.2.1); последнее – изолированная часть выделенного ранее [214] слишком крупного для этого ранга «Зайцевско-Богодуховского рудного поля», южная часть которого расположена уже на листе N-41-XXXI. Зайцевское поле представлено мелкими объектами, но здесь предполагаются источники промышленных россыпей или их остатки.

Концентрации хромитов, приуроченные к цепочке серпентинитовых массивов, тяготеют к верхней (восточной) части тектонических пластин. Здесь намечены **Верблюжьегорский хромиторудный узел** (2.0.3) с наиболее крупными концентрациями, выделенными в *рудное поле* (2.0.3.1), и обособленное *Южно-Варшавское рудное поле* (2.0.4.1) в пределах **прогнозируемого Варшавского хромиторудного узла** (2.0.4).

Угленосная пачка брединской свиты включает Полтавское каменноугольное месторождение. Высокая степень динамометаморфизма пород – причина интенсивной графитизации каменных углей и формирования месторождений графита (*Полтавское каменноугольно-графиторудное поле* 2.0.0.3).

Копейская бурогоугольная минерагеническая зона триасовая (3), соответствующая шовной тектонической зоне между Восточно-Уральской и Зауральской мегазонами, представлена фрагментами пережатого Челябинского грабена, выполненного триасом с небольшими углепроявлениями, и прилегающими к нему крутопадающими тектоническими пластинами. Интенсивная тектоническая переработка, охватывающая и края смежных зон, и свидетельства постпалеозойской тектономагматической активности позволяют предполагать здесь наличие оруденения киммерийской эпохи (алмазы, золото).

Иргизская минерагеническая зона ордовикско–раннекаменноугольная (4) (медь, молибден, железо, золото) – часть Алапаевско-Иргизской структурно-металлогенической мегазоны. Границы близки к выделенным ранее [54]. Для зоны характерно, в частности, проявление тельбесского тектогенеза наряду с более поздними тектономагматическими процессами. Новые данные, в частности, разделение базальтоидных формаций на ордовикские и раннекаменноугольные, позволяют разделить ее на две подзоны, разделенные Новокатенинским сдвигом – восточную, относительно приподнятую и рудоносную, и западную – опущенную – с признаками минерализации, свойственной зоне в целом.

Для **восточной (Тарутинско-Новониколаевской) минерагенической подзоны** (4 Б), приблизительно соответствующей «Катенинско-Прииргизской зоне» [248], или оконтуренной позднее «Тарутинско-Новониколаевской рудной зоне» со скарново-магнетитовым и Мо-Си-порфировым оруденением [5], принимается последнее название, но в ранге минерагенической подзоны, поскольку она охватывает и менее изученные площади. В Тарутинско-Новониколаевской подзоне сосредоточено молибден-медно-порфировое оруденение (Михеевское, Западное, Новониколаевское месторождения), связываемое с гранитоидами михеевского комплекса. С ранними стадиями рудообразования местами связано скарново-магнетитовое (с медью) оруденение. Здесь выделяют [232] **Михеевский молибден-меднорудный район** (4.0.1) длиной 18–20 км и шириной 6–8 км, отвечающий по размерам рангу рудных узлов. Его контуры скорректированы с учетом ареала малых интрузивов, с которыми ассоциирует оруденение, и характерных геохимических аномалий.

В **западной (Новокатенинской) подзоне** (4 А) заметная рудоносность в связи с девонскими интрузивами не выявлена; здесь распространены базальты нижнего карбона, под которыми, судя по наличию геохимических ореолов и проявлений Cu и Zn, не исключено выявление на больших глубинах оруденения, свойственного восточной подзоне – *Новокатенинское поле минерализации* (4.0.0.1). Перспективность кососекающей «Наследницко-Киембаевской зоны» с возможно хромитоносными ультрамафитами [248], нами не подтвердилась.

Полезные ископаемые фундамента группируются в комплексы, так или иначе связанные с геологическими формациями. Объектов, непосредственно связанных с древними метаморфическими и метаморфизованными формациями, не установлено. Особенности состава и структуры последних благоприятствовали локализации более молодых золотоносных и хрусталеносных кварцевых жил или каолина и урановых руд в коре выветривания.

С альпинотипными ультрамафитами дунит-гарцбургит-габбровой формации связаны хромитовые руды и небольшие концентрации талька и асбеста. Хромиты отнесены к гистеромагматическому генетическому типу [69]. Л. Д. Булыкин [157] считает их метасоматическими, связывая флюиды и отчасти Cr с глубинными очагами, о чем свидетельствуют секущий характер многих рудных тел, присутствие хромдиоксида, уваровита, Cr-хлоритов, тальк- и хлорит-серпентиновые оторочки вокруг хромитовых тел и другие признаки большой роли летучих. Л. Д. Булыкин типы руд сопоставлены с составом вмещающих ультрамафитов и современным строением пластин, но метасоматический способ рудоотложения и секущие соотношения не противоречат их позднемагматическому генезису.

Осадочные формации верхнего девона и нижнего карбона включают залежи карбонатных пород; из них разведаны лишь некоторые (III-4-1; IV-2-45). Полтавское месторождение антрацитов отмечает один из центров раннекаменноугольного угленакопления Кочкарско-Брединской зоны. Выделение рядом с месторождением второго центра на основании выявления маломощных пластов угля [203] не аргументировано.

С раннекаменноугольными гранитоидами тоналитового ряда принято связывать оруденение золото-сульфидно-кварцевой рудной формации Кочкарско-Брединской зоны [31 и др.]. Севернее, на листе N-41-XIX такие гранитоиды в этой зоне местами присутствуют, хотя золотоносность не обнаруживает связи с конкретными плутонами. В пределах листа N-41-XXV они не выявлены, но оруденение так же тянется через весь лист. На его размещение наиболее заметно влияют структурные и литологические факторы. Рудные объекты сосредоточены в основном в зонах расщеливания и брекчирования, сопровождающих или оперяющих крупные сдвиги и надвиги в брединской свите, что может объясняться ее благоприятным для рудоотложения составом (присутствие карбонатов, углестого вещества, пирита) или первичной геохимической специализацией на Au [84 и др.], что менее вероятно.

С позднепалеозойским динамометаморфизмом брединской свиты связано преобразование углестого (углеродистого) вещества в графит. Роль контактового воздействия гранитов [72, 210, 203] в возникновении его концентраций, по-видимому, преувеличена, о чем свидетельствуют особенности их размещения, особенно четко прослеженные на листе N-41-XIX [292, 270]. Роль гранитоидов в формировании кианита, напротив, вероятна, но перспективных концентраций не выявлено.

С малыми гипабиссальными интрузивами михеевского диорит-плагиогранитового комплекса раннего карбона ассоциирует молибден-медно-порфировое оруденение Тарутинско-Новониколаевской подзоны. С пермскими лейкогранитами Джабыкско-Суондукской зоны связаны как преобладающая часть вольфрам-молибден-редкоэлементной минерализации (иногда с золотом), так и урановое оруденение. Последнее местами пространственно сближено с редкометалльным (Анненское рудное поле), но чаще обособлено. Изотопный возраст минералов U в контактовых зонах Варшавского массива (III-2-8, 9) оценен в 50–140 млн лет [158], что может свидетельствовать о постпалеозойском возрасте их формирования (методы и возможная погрешность не указаны). А. Г. Баранников [2] обосновывает развитие позднепалеозойской коры выветривания кремнистого профиля, местами сохранившейся в известняках, чем объясняет формирование по ним залежей маршаллитов.

Триасовый этап отмечен малыми интрузиями теетканского комплекса, связи с которыми полезных ископаемых не установлено, а также слабым угленакоплением. Эндогенная магматическая активность (на листе N-41-XIX известны также триасовые вулканы) и высокая проницаемость бортов грабена, по которому сформировалась Копейская шовная зона, привлекают внимание в связи с проблемами минерализации мезозоя (алмазы, золото и др.).

МИНЕРАГЕНИЯ ПОСЛЕТРИАСОВОГО ЧЕХЛА (ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ)

Минерагеническое районирование чехла определяется в основном дочетвертичной и во многом – донеогеновой историей. Пенеплен восточного склона Урала с относительно неглубоким залеганием фундамента можно рассматривать как мезозону Уральской минерагенической провинции чехла. Главное значение имеют различия между областями поднятого пенеплена на западе (Восточно-Уральской) и отпрепарированного пенеплена на востоке (Зауральской), разделенными обновленной шовной зоной (уступом) фундамента, в основном совпадающей с дюрской Копейской зоной [294 и др.]. Здесь представлены краевые части этих областей, условно выделенных в ранге минерагенических зон [270].

Характерный элемент Восточно-Уральской зоны – заложены вдоль разломов послеюрские

мезозойские долины (линейные депрессии), отчасти связанные с карстовыми процессами, усложненные в олигоцене и позднее. В них заключены основные полезные ископаемые чехла: золото, каолины, огнеупорные глины и др. На севере территории листа N-41-XIX, в более денудированной части зоны сохранились лишь их фрагменты. Между долинами на остатках поверхностей выравнивания местами сохранилась кора выветривания (преимущественно нижние горизонты) с убогими силикатными кобальт-никелевыми рудами, первичными маршаллитами и каолинами.

Минерагения более закрытой кайнозойской Зауральской зоны изучена слабее (огнеупорные глины, строительные пески и др.). Наиболее ранний комплекс полезных ископаемых связан с корой выветривания, профиль которой зависит от субстрата и палеоклиматических условий. В коре нонtronитового профиля по серпентинитам образовались силикатные кобальт-никелевые руды, в верхней зоне коры каолинового профиля – каолины и первичные каолиновые глины; в корах кремнистого профиля по кремнекислым алюмосиликатным породам и известнякам – залежи маршаллита. Установлена важная роль коры выветривания в локализации значительных концентраций мелкого и тонкого золота в головах первичных рудных тел, в основании и по периферии россыпей [250, 227 и др.].

При переотложении продуктов выветривания в депрессиях формировались озерно-аллювиальные каолиновые и каолинит-гидрослюдистые огнеупорные глины, кварцевые и полиминеральные пески. Наибольшие концентрации россыпного золота связаны с аллювиальными, аллювиально-делювиальными и близкими фациями различных уровней кайнозоя, реже мела, над закарстованными известняками или терригенными породами нижнего карбона (Бессоновская и Казанская группы). Проседания нижних частей россыпей в карстовые котловины плотика привело к образованию упомянутых «косых пластов»*. Часть «молодых» россыпей формировалась как продукт переотложения золота из россыпей более древних.

Экзогенно-эпигенетическое [44], или гидрогенное [20], урановое и редкоэлементное оруденение в послетриасовом чехле, принадлежит к типу пластово-инфильтрационных, формирующихся путем высаживания U и других элементов из подземных вод в зонах пластового окисления на восстановительном геохимическом барьере (например, в глинистых слоях с обилием растительных остатков, сульфидов, сидерита). Уран привносился наиболее интенсивно при формировании коры выветривания. Водный поток в зависимости от глубины движения мог приобретать свойства гидротерм. Севернее к этому типу принадлежат главные концентрации урановых руд [270], здесь же он распространен слабее (основном – в четвертичных долинах) из-за слабого развития депрессий над пермскими плутонами и рифейскими метаморфитами – вероятными источниками U.

А. Г. Баранников [80] обосновывает возможность поступления эндогенного золота из гидротерм в сформированные россыпи в позднем мезозое.

МИНЕРАГЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сероцветные песчано-глинистые горизонты четвертичных террас местами включают пластово-инфильтрационную урановую минерализацию. Россыпи золота, чаще аллювиально-пролювиальные, сосредоточены в верхнем неоплейстоцене и голоцене на участках более расчлененного рельефа. Они образованы как за счет золота денудированных эндогенных руд, так и в результате размыва более древних россыпей. Появились данные о четвертичном возрасте части россыпей (или их горизонтов), ранее относившихся к неогену.

Делювий и аллювий четвертичных долин содержат залежи кирпичных глин. Выходы хромитовых рудных тел местами сопровождаются элювиально-делювиальными россыпями.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Оживление горнодобывающей промышленности в районе в последние годы (золото, хромиты, стройматериалы) наряду с изменением региональной и общей экономической конъюнктуры вызывает необходимость оценки и переоценки состояния и перспектив минерально-сырьевой базы, а также учета возможных экологических последствий ее освоения.

В оценке перспектив региона 2002 г. [259], прогнозные ресурсы «Карталинской площади»

* «Косые пласты», впервые выделенные Н. К. Высоцким [18], известны на многих россыпях Южного Урала. Вслед за В. Г. Денисовым [177], их нередко интерпретируют как «головы» эндогенных рудных тел, переработанные в коре выветривания; данными о проверке бурением этой практически важной гипотезы мы не располагаем (Прим. авт.).

(лист N-41-XXV) приняты на 01.01.1998 г. в следующих цифрах и категориях: золото коренное 15 т (P₂), 27 т (P₃), золото россыпное – 0,2 т (P₁), 1 т (P₂), хромиты – 470 тыс. т (P₁), 400 тыс. т (P₂), 2 000 тыс. т (P₃), медь – 2 130 тыс. т (P₁), 1 760 тыс. т (P₂), 2 500 тыс. т (P₃), цинк – 310 тыс. т (P₂), никель – 40 тыс. т (P₂), 55 тыс. т (P₃), каолин – 30 млн т (P₂); для части из них появились значения на 2002 г. и на 01.01.2003 г., правда, иногда целиком для рудных районов, охватывающих территорию смежных листов [257, материалы КПП по Челябинской области, ЦНИГРИ и др.].

Уголь каменный. Перспективы выявления промышленных месторождений в Полтаво-Брединской зоне в целом отрицательны. На Полтавском месторождении остались невыработанные запасы, хотя и снятые с учета; при условии одновременной добычи и реализации графита здесь могут быть выявлены участки для закладки неглубоких шахт с целью обеспечения местных нужд (см. «Графит»).

Железо. В Тарутинско-Новониколаевской подзоне имеются предпосылки выявления магнетитовых руд, небольшие концентрации которых известны на медно-порфириновых месторождениях. Выделение западнее Редутовской железорудной зоны [239] недостаточно обосновано.

Марганец. При оценке на карбонатное сырье известняков нижнего карбона целесообразно попутно оценить их возможную марганценосность, проявленную на этом уровне в ряде других зон Южного Урала [52].

Хром. Алапаевскому геолого-промышленному типу хромитов свойственны массивные, реже густовкрапленные руды с коэффициентом качества Cr₂O₃/FeO не менее 2,5 при малых и средних запасах [12]. Выявление промышленных концентраций здесь возможно, так как в районе добыча ограничивалась глубинами в первые десятки метров. В наиболее рудоносном Верблюжьегорском массиве (~50 км²) изучено 50 рудных тел, суммарный остаток запасов которых (в авторских цифрах) составляет 541,3 тыс. т, а также 2 россыпи валунчатых руд (6,6 тыс. т). В 1931–1940 гг. здесь было добыто около 360 тыс. т высококачественных руд. Остаток запасов почти полностью сосредоточен в двух залежах: 10а (222 тыс. т кат. В+С₁ и 10 тыс. т кат. С₂) и 30а (122 тыс. т кат. А+В+С₁) [190]. Прогнозные ресурсы (прил. 11) рассчитывались для глубин 0–300 м [190]. Используются данные о геофизических и геохимических аномалиях с учетом удельной продуктивности единицы площади, массива, рассчитанной по данным разведки и разработки. Авторы, на наш взгляд, преувеличили значение аномалий силы тяжести как прямых признаков наличия рудных залежей. После рассмотрения ресурсов категорий P₁ и P₂, они отмечают: «По существу нет основания дать отрицательную оценку и ни одной из еще 50 аномалий силы тяжести. Только ограничивая прогнозные ресурсы снизу число перспективных аномалий можно сократить до 28...». Между тем, опыт бурения на Успенковском и других хромитоносных массивах убеждает, что часть аномалий бывает вызвана телами габброидов, слабо серпентинизированных перидотитов и т. п. Настораживает и огромный разрыв между выявленными запасами и прогнозными ресурсами; в Гогинском массиве, например, последние превышают первые почти в 7 000 раз.

В утвержденных (на 01.01.1998 г.) для площади листа ресурсах хромитов [259] отражены более осторожные оценки, которые мы принимаем, хотя они в этой сводке не распределены по массивам. Ресурсы кат. P₁ (по-видимому, Верблюжьегорский массив) мало отличаются от данных [190] – для малых глубин использованные там методы комплексного анализа приемлемы. По кат. P₂ и P₃ расхождения велики. Для слабо хромитоносной и, по-видимому, денудированной [297] южной окраины Татищевского массива для расчета кат. P₂ мало оснований; Гогинский массив вряд ли более перспективен, чем Южно-Варшавский. Исходя из этих предпосылок, указанные ресурсы распределены нами по массивам (прил. 11).

Задачи более надежной оценки Верблюжьегорского массива на перспективу сформулированы [190] с упором на геофизические методы: 1) площадные или более детальные полосовые геофизические съемки, поисковое бурение; 2) изучение внутреннего строения сейсморазведкой в сочетании со структурным бурением (1–2 скважины глубиной 2 км); 3) магнитная и высокоточная гравиметровая съемки масштаба 1 : 2 000 (30 км²); 4) детальный структурно-петрографический анализ, на благоприятных участках. Для решения первой задачи можно рекомендовать детальную (1 : 10 000) геолого-петрографическую съемку массива с отражением степени метасоматической переработки, динамометаморфизма пород и минерализации хромитов. Часть скважин, используемых для изучения физических свойств пород, должна опережать геофизические работы.

Вторым на очереди стоит изучение и опосредованное Варшавского массива.

Титан, цирконий. Хотя восточнее листа прибрежно-морские фации олигоцена Западно-Сибирской впадины включают большие циркон-рутил-ильменитовые россыпи [28], перспективы преобладающих здесь континентальных фаций оценены отрицательно [252].

Медь, свинец, цинк. Восточная часть Южного Урала перспективна на молибден-медно-порфиновые руды [5 и др.]. В Тарутинско-Новониколаевской подзоне возросли перспективы Михеевского месторождения [286, 182], однако, несмотря на значительные объемы работ, предварительные авторские запасы кат. C_1 и C_2 [232] не отвечают соответствующим требованиям (низкие средние содержания меди и других компонентов в рудах, дефицит данных по поверхности, закрытой кайнозойем), и промышленное значение месторождения неясно. На 01.01.2003 г. по нему учтены ресурсы кат. P_1 – 1 900 тыс. т меди. Вероятна перспектива резкого уменьшения оценки при переводе ресурсов в запасы кат. C_2 и особенно C_1 по более строгим условиям. Потребуется также подтвердить увязку рудных пересечений между скважинами подземными выработками, хотя бы для наиболее крупных рудных тел. Это не исключает возможности выявления более интенсивного оруденения при опосредованном месторождении на глубину. По месторождению Западное (I-4-9) прогнозные ресурсы меди кат. P_1 оценены в 330 тыс. т [286]; на 01.01.2003 г. к ним добавлены ресурсы кат. P_2 – 700 тыс. т. На проявлении Восточном (I-4-11), где над телами интрузивов, прорывающих ащисуйскую толщу, выделены 3 эпицентра геохимических аномалий, характерных для молибден-медно-порфировых руд, сохранена, с округлением, авторская оценка: 450 тыс. т меди (P_3) [182].

В пределах Михеевского рудного узла установлен еще ряд геохимических аномалий, оцененных как перспективные [243]. Для расширения ресурсов кат. P_3 они, к сожалению, чрезмерно обобщены. Вызывает сомнения и картографическая точность геохимической карты (ошибки в нанесении на нее рудных объектов, с которыми связываются главные аномалии, достигают 1,5–2,5 км). Отсутствие уверенности в том, что предложенные выше оценки ресурсов рудного узла по всем категориям ($P_1+P_2+P_3=1\,900+330+700+450=3\,280$ тыс. т) и, тем более, утвержденные на 01.01.1998 г. [259] соответственно ($2\,130+1\,760+2\,500=6\,390$ тыс. т) превратятся в запасы сопоставимых размеров, заставляет воздержаться от дальнейшего увеличения этих цифр впредь до утверждения запасов на Михеевском месторождении.

Что касается упомянутых аномалий (имея в виду первичные данные), то в случае положительной оценки известных объектов, они должны быть детализированы. Не решен вопрос о присутствии медно-порфирового оруденения на глубине в Новокатенинской подзоне, где известны геохимические аномалии, объединенные в локальную аномальную зону, и проявления Cu и Zn с присутствием Mo, (III-4-4, 5) [191, 243]. К этой площади также целесообразно вернуться после оценки Михеевского узла.

Несмотря на известное проявление цинк-медно-колчеданной формации в вулканитах ордовика и относительно малосульфидные цинково-медные объекты в аккаргинской толще колчеданосность дифференцированных осадочно-вулканогенных комплексов Иргизской зоны требует дальнейшего изучения. Прогнозные ресурсы цинка (310 тыс. т кат. P_2) по состоянию на 01.01.1998 г. [259] могут относиться к Михеевскому и Новониколаевскому месторождениям; поскольку они невелики, необходимости в их переоценке сейчас нет.

Никель, кобальт. Поскольку никеленосная кора на Верблюжьегорском серпентинитовом массиве в области Урало-Тобольского водораздела в основном денудирована, рассчитывать на выявление здесь перспективных залежей нет оснований. Учитывая вероятную значительную глубину коры выветривания в полосе приконтактового серпентинитового меланжа, никеленосные тела здесь возможны, но также без наиболее богатых верхних горизонтов. Скважины, пробуренные в этой полосе [166], не дают оснований для положительных прогнозов. Принятые для массива прогнозные ресурсы [166] кат. P_2 (40 тыс. т Ni) предлагается с учета снять. На Варшавском массиве, где тогда же было выявлено 19 отрицательных аномалий $\Delta g_{\text{ост}}$, возможно связанных с никеленосными залежами, проектный объем бурения был выполнен лишь на 20 %; оценку прогнозных ресурсов (55 тыс. т Ni по кат. P_3 [259]) можно здесь не менять впредь до проверки бурением наиболее крупных аномалий.

Вольфрам, молибден, редкие металлы. Минерализация, за исключением части Mo, связана с раннепермскими лейкогранитами, отчасти – с умереннощелочными гранитоидами. На листе N-41-XIX нами сравнивались данные о средних содержаниях в этих комплексах W, Mo, Sn, Bi, Be, Nb, Ta и PЗЭ с аналогичными данными по рудоносным пермским гранитоидам Калба-Нарымской зоны, указавшие на редкометалльную геохимическую специализацию первых, выраженную для Mo, Sn, Nb и ряда PЗЭ даже более резко, чем в Казахстане [270]. Тем не менее, большой объем детальных работ на Джабык-Карагайском плутоне и в его окрестностях не дал существенных положительных результатов. Это может объясняться более напряженной тектонической обстановкой в перми Южного Урала, не способствовавшей сохранению в массивах и околоинтрузивном пространстве летучих, уровнем денудации или иными причинами, но оснований для положительной оценки перспектив гранитоидов в районе на руды Mo, W, Sn, Bi, Be, Nb в целом нет.

На Кожубаевском поле минерализации преобладающее падение мусковит-кварцевых жил к центру площади [163] позволяет предполагать уплощенно-коническую, сходящуюся книзу форму жильного поля и возможность нахождения на глубине более интенсивного штокверкового оруденения. При более благоприятной конъюнктуре в отношении Мо можно будет пройти через жильное поле широтную линию скважин глубиной до 300 м.

Золото. В районе, где давно известны и с перерывами разрабатывались россыпи золота и, с отставанием – коренные объекты, лишь в 1970-е гг. начались его серьезные поиски и прогнозно-металлогенические исследования [248, 177, 173, 295, 214, 263, 251 и др.].

Концентрации коренного и россыпного золота сопряжены в пространстве, что позволяет рассматривать россыпи в границах минерагенических подразделений фундамента (исключая наиболее мелкие). Исследования Н. М. Риндзюнской и др. [250, 251, 227] показали, что тонкодисперсные минеральные агрегаты коры выветривания плотика, аналогичные фракции золотоносного аллювия, в том числе отработанного, а также измененные в коре эндогенные руды содержат значительные количества тонкого и мелкого золота, ранее не извлекавшегося. Этот по существу третий генетический класс тесно связан с первыми двумя, отчего и не рассматривается отдельно.

Коренное золото. Из выделенных в регионе рудноформационных типов [31, 53 и др.] прогнозы ориентируются на золото-сульфидно-кварцевый лиственит-березитовый (кварцевожильное и прожилково-вкрапленное оруденение), и на более редкий эндогенно-экзогенный.

Джабыкско-Суундукская минерагеническая зона слабо золотоносна. Вознесенский потенциальный рудный узел (его соотношения с расположенным южнее (N-41-XXXI) одноименным месторождением неясны), представлен 16 кварцевожильными проявлениями, в большинстве тяготеющими к сдвигам, окаймляющим восточный и южный контакты Неплюевского массива или рассекающих его по диагонали. Объекты слабо изучены и нуждаются в ревизии, после чего можно будет определить методику изучения площади.

Северная окраина Джабык-Карагайского плутона выделена как золоторудный узел с ресурсами золота, генетически сопряженного с образованием хрусталеносных и других кварцевых жил [263]. Он протягивается от Астафьевского хрусталеносного поля (N-41-XIX) к северным контактовым зонам массива. По данным упомянутых исследователей на лист N-41-XXV приходится 21 т золота кат. P₃ со средним содержанием 2,6 г/т, что представляется нереальным. Золотая минерализация в низах метасоматической колонки на Астафьевском поле позволила насчитать там 36 т Au по кат. P₃ [263] только благодаря большому объему метасоматитов (возможность освоения и этих ресурсов сомнительна). Вероятность повторения где-либо указанного механизма рудообразования в соизмеримом масштабе нереальна, тем более, что связь промышленной хрусталеносности с Джабыкским батолитом, как было показано, не подтвердилась. Повышенные содержания Au в отдельных жилах Великопетровского поля, свидетельствуют лишь о сквозном характере золотой минерализации в регионе, сопутствующей разновозрастным проявлениям цветных и редких металлов.

Главные концентрации золота сосредоточены здесь, как и в смежных районах, в Кочкарско-Брединской минерагенической зоне. На севере района выделены Успеновско-Ольховская золоторудная зона и два потенциальных рудных поля – Кисинетское и Ольховское. Первое приурочено к серии тектонических пластин с надвиганием на запад, осложненных меридиональным сдвигом и сложенных карбонатной биргильдинской и вулканогенной березняковской толщами. Вдоль разрывов вулканиты и терригенные пачки интенсивно рассланцованы, известняки мраморизованы, распространены линейные тела ультрамафитов, также местами рассланцованные. Характерно обилие даек гранит-порфиров и диорит-порфиринов. Здесь известны жильные золото-сульфидно-кварцевые проявления (I-3-2, 5, 12, 13, 16, 18 и др.), в прошлом разрабатывавшиеся, но не разведанные на глубину. На северном фланге поля нами выявлен необычный тип золото-сульфидно-турмалин-кварцевого оруденения (I-3-1). Здесь возможны и прожилково-вкрапленные руды (плохая сохранность выработок затрудняет более определенные выводы).

В Ольховском поле золото-сульфидно-кварцевые проявления (I-3-27, 33, 34) залегают преимущественно в угленосном визе. Известно также вкрапленное оруденение с сульфидами (I-3-31) в метасоматитах по габброидам (среднее содержание Au в одной скважине 7,4 г/т на интервал 6,7 м). На восточном фланге, на участке, вскрытом старыми канавами по мелким жилам и прожилковым зонам, сохранилась небольшая заплывшая яма-карьер остаточной глубиной 4,5 м (I-3-7), а в 50 м от нее – необычное для дренированной долины р. Ольховки овальное озерко размером ~50×80 м. Если это карстовая западина – ее следует проверить на россыпное золото, однако нельзя исключить, что это след более крупного старого (древнего?) карьера. На проявлении Ольховском Северном (I-3-27) в 1898–1908 гг. разрабатывалось подобие кварцевожильного штокверка. Такой тип может сопровождаться вкрапленными рудами, в то время не пред-

ставлявшими интереса. Сведений о размерах добычи нет; в 1936–1938 гг. здесь добыто еще 50–70 кг Au [274].

На северо-западном продолжении Ольховского поля, за р. Нижний Тогузак известны 3 проявления, также разрабатывавшиеся, а в промежутке – четвертичная россыпь. По-видимому золотоносность не ограничивается контурами рудных полей. Как и предшественники [214, 238], мы считаем эти площади перспективными. Ранее здесь выделялась Ольховская площадь [238], соответствующая в более обобщенном виде указанным потенциальным рудоносным полям. Для расчета прогнозных ресурсов использована удельная продуктивность рудного поля Эльдорадо-Змеиное ($0,72 \text{ т/км}^2$) в северной части рудной зоны (N-41-XIX) с развитием и кварцевожилыного, и прожилково-вкрапленного типов, использованная для расчета остальной площади зоны с понижающими коэффициентами 0,2 и 0,1 [270]. Используя эту методику, принимаем для Кисинетского прогнозируемого рудного поля с относительно концентрированным оруденением (площадь 25 км^2 , включая полосу долины) коэффициент $0,3:25 \times 0,72 \times 0,3 = 5,40 \text{ т кат. Р}_2$. Для более компактного Ольховского рудного поля (14 км^2), менее закрытого кайнозоем, используем коэффициент $0,4:14 \times 0,72 \times 0,4 = 4,03 \text{ т кат. Р}_2$. Для остальной площади Успеновско-Ольховской рудной зоны (56 км^2), включая части, закрытые кайнозоем, принимаем коэффициент $0,1:56 \times 0,72 \times 0,1 = 4,03 \text{ т кат. Р}_3$. Итого $5,40 + 4,03 + 4,03 = 13,46 \text{ т}$, что близко к расчетам предшественников для этой площади с несколько иными контурами ($12,6 \text{ т}$ [214] и $17,6 \text{ т}$ [238]).

Брединский золоторудный район, включающий основную часть золотого оруденения южной части района (площадь около 155 км^2) и примыкающей северной части листа N-41-XXXI, также приурочен к системе тектонических пластин, сложенных в основном брединской свитой и биргильдинской толщей, а также мелкими телами ультрамафитов, и осложненной более поздними сдвигами. Характерен динамотермальный метаморфизм пород брединской свиты, вмещающей подавляющее большинство рудопроявлений.

Более детально изучено Тамбовское рудное поле (22 км^2). Здесь, помимо эксплуатируемой залежи (IV-2-46), известно несколько преимущественно жильных проявлений (IV-2-42, 48, 50, 51, 52 и др.), в прошлом разрабатывавшихся. На Белогорском проявлении (IV-2-52) установлены также прожилково-вкрапленные руды, повышающие его перспективы и возможно присутствующие на других объектах [174]. Ранее на Тамбовском месторождении и ряде других объектов были оценены прогнозные ресурсы (прил. 11).

По разведанной залежи Тамбовского месторождения в 2002 г. ТКЗ ГУПР по Челябинской области были утверждены запасы Au кат. С₂ – $1,4 \text{ т}$ со средним содержанием $5,1 \text{ г/т}$ [242], в которые перешли прогнозные ресурсы кат. Р₁ – $3,57 \text{ т}$. Одновременно прогнозные ресурсы Белогорского проявления на южном фланге рудного поля были утверждены в количестве $3,7 \text{ т}$ кат. Р₁ при среднем содержании $1,7 \text{ г/т}$ [257]. Таким образом, детализация ресурсов 1988 г. неизменно сопровождается их уменьшением, хотя и в различной степени (от 0,4 до 0,8 первоначальной оценки). Поэтому для остальных проявлений используем средний коэффициент 0,6. Таблица не исчерпывает разрабатывавшихся рудных объектов (Кирьяновское, Волковское и др.) к северу от Тамбовского, и даже в площадь последнего входят золоторудные жилы Старо-и Западно-Тамбовского участков, а также разрабатывавшееся проявление Тамбовское II, положение которого не уточнено. Поэтому на площадь рудного поля (22 км^2) добавлены еще $\frac{1}{2}$ ресурсов кат. Р₂ от суммы указанных запасов и ресурсов нескольких локальных объектов: $0,5 \times 8,4 = 4,2 \text{ т}$. Ресурсы поля составят $3,7 \text{ т кат. Р}_1$ и $3,2 + 4,2 = 7,4 \text{ т кат. Р}_2$.

Зайцевское рудное поле (23 км^2) также содержит ряд разрабатывавшихся объектов (IV-2-28, 31, 39, 41 и др.), в целом хуже изученных, за исключением проявлений Зайцевское и Баритовая Жила (IV-2-28, 39), где в 1997 г. были оценены [278] ресурсы Р₁ [194]. Если для Тамбовского рудного поля средняя продуктивность составляет $(1,4 + 3,7 + 7,4):22 = 12,5:22 = 0,57 \text{ т/км}^2$, то для Зайцевского можно принять рассчитанную в работе [194] среднюю продуктивность Брединского рудного узла ($0,2 \text{ т Au/км}^2$), включающего рудные поля северной части листа N-41-XXXI и южной листа N-41-XXV, а также часть пространства между ними. Ресурсы кат. Р₃ по Зайцевскому рудному полю составят $23 \times 0,2 = 4,6 \text{ т Au}$. Для остальной площади Брединской рудной зоны (110 км^2) с более рассеянной известной золотоносностью принята минимальная продуктивность ($0,1 \text{ т/км}^2$) – ресурсы составят 11 т кат. Р_3 .

О возможной золотоносности Копейской шовной зоны косвенно свидетельствует россыпь Основного прииска (IV-3-10) на юге площади.

В пределах Иргизской минерагенической зоны низкие содержания Au сопутствуют молибден-медно-порфиловому оруденению; золотоносность южной части Новокатенинской подзоны проявлена в небольшой россыпи (IV-3-11), источники которой не выявлены.

Хотя для Успенско-Ольховской и Брединской рудных зон на данной стадии изученности большинство объектов по масштабу не достигает ранга месторождений, в описываемом районе,

где существуют благоприятные экономико-географические условия, включая наличие действующих предприятий, многие из них могут быть отработаны без существенных капитальных затрат. Руда Тамбовского месторождения перевозится по железной дороге для извлечения золота на фабрику близ г. Пласт; для ряда объектов исследуется возможность переработки руды кучным выщелачиванием на месте [257]. Поэтому с выводом рабочей экспертной группы ЦНИГРИ по площади N-41-XXXI о «ничтожной практической значимости» объектов Брединской зоны с ресурсами кат. P₂ порядка 2–4 т Au на каждом, [194] согласиться нельзя. Сказанное не исключает необходимости площадных поисков до глубины ~300 м для выявления более крупных месторождений.

Россыпное золото. Перспективы россыпной золотоносности района обоснованы в нескольких работах [294, 295, 263, 214 и др.]. К сожалению, в информативном и в целом полезном отчете о поисках россыпей с использованием аэрофотоматериалов [214] большинство площадей, оконтуренных как «россыпи, отработанные старателями», оказались локальными участками развития кайнозоя без признаков разведки или разработки. Авторы мог ввести в заблуждение точечный или мелкопятнистый рисунок кочковатых пойменных или им подобных участков на АФМ, хотя площади, некогда разведанные и, тем более, вскрытые выработками, опознаются однозначно.

Основное значение, как и для коренных концентраций золота, имеют ресурсы россыпей Брединской рудной зоны. Уменьшение на порядок минимальных промышленных содержаний Au по сравнению с периодом их разработки делает перспективными россыпи, ранее считавшиеся отработанными. Обобщенные прогнозные ресурсы россыпного Au главных месторождений – Бессоновского и Казанского – (Казанско-Бессоновский участок) составляли на 1983 г. 0,84 т по кат. P₂ [295], на 1998 г. – 0,2 т (P₁) и 1 т (P₂). Не имея данных для ревизии последних цифр, нами добавлены лишь ресурсы мелкого и тонкого золота в пелитовых фракциях россыпей и коры выветривания в свете упомянутых исследований [250 и др.]. Учет такого золота (на опыте изучения россыпей Кочкарского района) добавляет до 50 % к сумме запасов и ресурсов, включая отработанные, определенных традиционными методами (устное сообщение Н. М. Риндзюнской). Поскольку и современные технологии не извлекают это золото полностью [227], принимаем, как более реальное, повышение на 20 %.

Утвержденные общие остаточные балансовые запасы золота (на 1998 г.) Бессоновского и Казанского месторождений равны 1,65+1,79=3,54 т; добыча, соответственно: 1,21+2,85=4,06 т, сумма запасов и добычи: 3,54+4,06=7,60 т; с добавлением ресурсов кат. P₁ и P₂ 7,6+1,2=8,8 т. Ресурсы мелкого и тонкого золота составят 8,8 т×0,20=1,76 т. Их можно отнести к кат. P₂, которая составит для Казанско-Бессоновской площади 2,8 т.

Организация в районе золотодобывающих предприятий создала благоприятные условия для отработки мелких россыпей на прилегающих площадях. Привлекают внимание, в первую очередь, объекты, где прежняя добыча составляла десятки и сотни кг. Как видно на примере крупных россыпей, современные запасы+ресурсы превышают отработанные, а на мелких, из которых извлекались только относительно обогащенные слои, а утаивание от учета части золота, сбывавшегося перекупщикам (об этом упоминал А. Н. Заварицкий [30]), было облегчено, ресурсы должны значительно превышать официальную добычу. С учетом извлечения из россыпей и их основания мелкого и тонкого золота, принимаем значения ресурсов равными удвоенной добыче (прил. 11). Ресурсы 1,5 т оцениваются в кат. P₂, поскольку отнесены к разведанным объектам. Они не охватывают ряд других россыпей Брединской зоны, для которых не сохранилось данных о добыче, или она была очень мала. Часть их может быть освоена после обследования и контрольного опробования.

В дальнейшем целесообразно вернуться к изучению и оценке россыпей северной части района, а также проверить возможную золотоносность южного окончания Редутовской древней долины в нижнем течении руч. Ольховки. Выделенные в 1980-е гг. и оцененные как перспективные площади Красноярская (ресурсы кат. P₃ – 1,025 т) и Елизаветпольская (кат. P₂ – 0,933 т) [295] до сих пор не опробованы, а приведенные ресурсы не учтены.

Уран. Пластово-инфильтрационные залежи принадлежат к перспективному промышленно-генетическому типу, допускающему отработку подземным выщелачиванием при средних содержаниях в десятые доли % U₃O₈. Известные объекты в квартере невелики, но опробованность на уран нижних горизонтов мезозойско-кайнозойских депрессий в целом недостаточна, хотя на листе N-41-XIX в них выявлены наиболее значительные концентрации. Наличие крупных месторождений такого типа в РФ, в том числе в Зауралье (Долматовское), и очень крупных, в том числе неосвоенных, в Узбекистане и Южном Казахстане не позволяет ориентироваться на мелкие объекты. Выявление редкоэлементно-урановых залежей долматовского типа более вероятно в восточной части района, принадлежащей континентально-морской цокольной

равнине, но она слабо опоискована. В сводной работе о перспективах гидрогенной ураноносности Зауралья [185] эта площадь не оценена.

Эндогенные концентрации представляют интерес только при высоких содержаниях U_3O_8 и благоприятных условиях освоения. Их выявление здесь маловероятно. Даже для относительно перспективной части Джабыкской площади (около 400 км²) масштаб ожидаемых месторождений не превышает мелкого [269]. Поиски же глубокозалегающих объектов не актуальны. Перспективы ураноносности кор выветривания не исчерпаны, так как концентрации таких руд могут быть компактными и пропускаться редкой сетью скважин.

Урановая минерализация на месторождениях каолинов Чекмакуль и Акмуллинское в случае их доразведки также должна стать предметом изучения.

Кварц оптический и пьезооптический. Выявление концентраций кристаллосырья, как первичных, так и россыпных, хотя и относительно не крупных, вероятно близ контактов и по периферии Акмуллинского, Варшавского и Неплюевского массивов. Поскольку севернее, на территории листа N-41-XIX сохранились значительные неотработанные запасы Астафьевского хрусталеносного поля, а также определены ресурсы нескольких хрусталеносных площадей, целесообразность поисков на данной площади может определиться лишь после возобновления работ на листе N-41-XIX. В последнее время повысился спрос на чистый жильный кварц для плавки специальных сортов кварцевого стекла. В числе перспективных выделены, в частности, эндо- и экзоконтактные площади Джабыкского плутона, в первую очередь, в его западной части (лист N-40-XXIV) [259, 267]. В данном районе жильный кварц нередко содержит сульфиды и другие примеси, снижающие качество.

Маршаллит. Гулинское месторождение маршаллита не доразведано. Развитие коры выветривания и продуктов ее переотложения определяет перспективы нахождения в районе новых концентраций маршаллитов, однако обилие на Восточном склоне Урала и в Зауралье выявленных месторождений не стимулирует их поиски и оценку.

Каолин и каолиновые глины. Коры выветривания гранитоидов на Урале вмещают наиболее ценные каолины кыштымского типа, однако на территории листа N-41-XXV даже наиболее крупные из месторождений – Чекмакульское и Акмуллинское в сущности не принадлежат этому типу, так как образовались в основном по породам рымникской толщи у контакта с гранитами. Выделенная Е. Ф. Рыжковым [255] в южной части плутона Джабык-Карагайская площадь, перспективная на каолины кыштымского типа, охвачена лишь рекогносцировочными поисками, выявившими несколько неперспективных участков (II-1-5, 6 и др.) [237]. Между тем в западной части массива (N-40-XXX) разведано крупное Еленинское месторождение. При возрастании потребности в каолинах поиски здесь следует продолжить. На 01.01.2003 г. по Еленинской и Сухореченской площадям числились прогнозные ресурсы 30 млн т кат. P₂, апробированные ЦНИИгеолнеруд [данные ГУПР по Челябинской области], но они, по-видимому, лишь частично охватывают лист N-41-XXV, к которому отнесены.

Залежи щелочных каолинов по терригенным породам в юге района также изучены лишь частично. Заслуживают внимания и каолиновые глины наурзумской свиты.

Глины огнеупорные и керамические. Главные перспективы связаны с наурзумской свитой. Запасы кат. C₂ Восточного участка Первомайского месторождения (II-4-8) могут значительно возрасти за счет доразведки восточного фланга залежи, а также вовлечения в разведку Западного участка (II-4-7). На востоке района есть неизученные месторождения и проявления (I-4-5, I-4-10, IV-3-2). Дополнительные ресурсы может дать куртамышская свита.

В южной части Бессоновской депрессии (лист N-41-XXXI) выявленные ранее непромышленные залежи меловых бокситов вместе с перекрывающими их глинами наурзумской свиты оценены как огнеупорное сырье, причем первые – как высокоогнеупорное, спрос на которое возрос [167]. Целесообразно доизучить в этом аспекте соответствующие уровни разреза северной части депрессии в пределах листа N-41-XXV и исследовать возможность совмещения добычи этого сырья с обработкой Бессоновской и смежных россыпей.

Глины бентонитовые. Озерные монтмориллонитовые глины с высокими сорбирующими свойствами присутствуют в светлинской свите миоцена Зауральской зоны [93]. Соответствующие площади при необходимости могут быть опоискованы.

Кианит. Намеченная севернее изученной территории Кочкарская кианитовая зона продолжается и в данном районе [255], однако площади потенциально перспективных толщ, а в их пределах – экзоконтактных зон интрузий, невелики. На Карталинском проявлении (II-3-25), несмотря на высокое содержание кианита, руды труднообогатимы. Вывод возможно устарел (данные 1940 г.), но участок вошел в черту г. Карталы и его доизучение неактуально.

Графит. Главные перспективы связаны с графитизированными антрацитами и графитовыми сланцами Полтавского месторождения и прилегающих объектов. Целесообразно исследовать

возможность комплексного освоения на современном уровне неотработанных и погашенных запасов графитизированных углей, учитывая, что при выделении балансовых и забалансовых запасов месторождение оценивалось как угольное, а не графито-угольное, хотя графит из пластов выделяли и реализовывали. Поскольку оценки ресурсов графита различались на порядки (от десятков тыс. т до более 1,4 млн т), можно ориентироваться на среднее содержание 5–8 % в углях главных шахтных полей без учета графитовых сланцев, что составит по кат. P_2 : для балансовых (до 1961 г.) запасов углей (2 504 тыс. т) 125–200 тыс. т, а с учетом забалансовых (всего 12 734 тыс. т) – от 600 тыс. т до 1 млн т (в среднем 800 тыс. т).

Месторождение Полтавское 2 (запасы кат. C_1 – 271 тыс. т) разведано до глубины 25 м. Прогнозные ресурсы до глубины 100 м (коэффициент надежности 0,8) составят для этой площади $270 \times 3 \times 0,8 = 650$ тыс. т по кат. P_1 , а с учетом флангов, добавляя такую же площадь до той же глубины – еще $270 \times 4 \times 0,8 = 850$ тыс. т кат. P_2 .

Определение ресурсов P_3 всей графитоносной полосы протяженностью около 70 км – от Бородинского угольного месторождения (лист N-41-XIX) через Полтавское до широты р. Карагайлы-Аят – может иметь смысл после решения вопроса об освоении более изученных концентраций графита, как на Полтавской группе месторождений, так и на графиторудных полях листа N-41-XIX, где по данным В. С. Денисова, Н. И. Шалина и др. были определены ресурсы кат. P_2 – 5,4 млн. т и кат. P_3 – 3,7 млн. т [270], до сих пор не учтенные.

Алмазы. В числе перспективных на поиски алмазов в связи с умереннощелочными и щелочными габбро-ультрамафитовыми комплексами – выделенная ранее [299] «Кунашак-Брединская мегазона», включающая Джабыкско-Суундукскую и более восточные минерагенические зоны, особо – полоса между Копейской зоной и Тарутинско-Наследницким разломом вблизи поперечных разломов, а также сама Копейская зона – реликт Челябинского палеорифта [88]. В качестве поисковых признаков и перспективных объектов для района, помимо отмеченных (раздел «Полезные ископаемые») двух зерен алмаза, указаны [299] выходы лампрофиров, габброидов повышенной щелочности, изометричные локальные аномалии – магнитные и силы тяжести. Описаны также дайки металампроитов в серпентинитах близ пос. Гогино, близкие по составу к алмазонасным. Прогнозируются [206] алмазонасные объекты туффизитового (красновишерского) рудноформационного типа. Вместе с тем, прогнозные ресурсы алмазов кат. P_3 в 26 млн карат по «Карталинско-Брединскому перспективному району» [259] обоснованы недостаточно, как и аргументы в пользу перспективности «Великопетровской зоны».

Драгоценные и поделочные камни практически не изучались. Могут быть связаны с мраморами биргильдинской свиты, с некоторыми серпентинитами и образованиями их кор выветривания (змеевик, уваровит, халцедон, опал, хризопраз и др.). При изучении месторождений облицовочного и строительного камня (см. ниже) следует также и их оценить как поделочный материал для крупных изделий (памятники, плиты, постаменты).

Строительные материалы. Месторождения интрузивных пород (Запасненское II, Карталинское, Великопетровское, Вишневское и др.), обеспечивают основные нужды района. Запасы можно наращивать на флангах и на глубину или разведывая новые объекты.

Карбонатные породы. Ресурсы не учтены. Наиболее перспективны биргильдинская, ащисуйская, отчасти сагустинская толщи нижнего карбона. Уровень освоенности известных объектов слабый. Разведанная группа Сухореченских месторождений флюсовых известняков и кирпичных глин (III-4-1; II-3-12) может служить сырьевой базой цементного завода.

Шабановское месторождение доломитов (IV-2-45), разведанное до глубины 75 м [244], нуждается в более детальной литологической и литохимической характеристике и комплексной оценке доломитов и вмещающих известняков (не менее 20 млн т кат. P_1 в контуре возможного карьера) как попутного карбонатного сырья. Учитывая, что всего в 10 км к югу (лист N-41-XXXI) в той же толще разведано Гулинское месторождение доломитов лучшего качества, а уральские доломиты сейчас рассматриваются как стекольное сырье [192], Шабановское месторождение вряд ли будет доизучаться в обозримом будущем.

Облицовочный камень. Этот вид сырья в целом изучен слабо. Специализированные поиски [200] охватили 2 участка. Граниты Джабык-Карагайского массива (в полосе: ст. Джабык-пос. Париж) оценены отрицательно из-за слабой насыщенности цветом. У пос. Новогеоргиевского темно-серые пятнистые мраморизованные известняки биргильдинской толщи высокодекоративны, обладают хорошей блочностью и перспективны для выявления промышленных запасов. Можно рекомендовать также изучение мраморов на проявлениях Горное (I-2-5), Полтавское (II-3-12) и в боровой толще у ст. Арчалы (II-3-10). На действующих карьерах и разведанных месторождениях габброидов и гранитов, в том числе огнейсованных, следует проверить декоративные свойства и блочность для изучения возможности их попутной добычи. В массивах серпентинитов возможно выявление облицовочных змеевиков.

Глины кирпичные. Разведанные запасы представлены четвертичным глинистым и суглинистым делювием и аллювием. Отложения надпойменных террас изучены недостаточно. По аналогии со смежными районами концентрации кирпичных глин, возможно требующих отощителей, могут быть выявлены среди глинистых фаций олигоцена и миоцена.

Песчано-гравийный материал. Его скопления в четвертичном пойменном аллювии невелики. Более перспективен, по аналогии со смежными районами, слабо изученный в этом отношении аллювий надпойменных террас, а также светлинская и наурзумская свиты.

Песок строительный. Ближайшие потребности могут быть удовлетворены месторождениями, локализованными в четвертичном аллювии (II-3-40; I-4-12 и др.). Перспективны прибрежно-озерные фации олигоцена и миоцена на востоке района.

Минеральные краски. Известные месторождения минеральных красок слабо изучены, хотя в промышленном регионе спрос на природные пигменты должен быть большим. Их доизучение и поиски новых объектов могут стать актуальными не ранее, чем будет оценено перспективное Апрельское месторождение на листе N-41-XIX [256, 270].

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На площади листа N-41-XXV в 1966 году проводилась гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000 [229], материалы которой положены в основу этой главы. Кроме того, учтены результаты поисковых и разведочных гидрогеологических работ, проводившихся на описываемой площади за прошедший с момента проведения съемки период.

По схеме гидрогеологического районирования России, разработанной ВСЕГИНГЕО (1998 г.), район расположен в пределах Уральского бассейна жильно-блоковых напорных вод, выделенного в составе провинции Большеуральского сложного бассейна корово-блоковых безнапорных и напорных вод. Подземные воды района формируются в зоне трещиноватости кристаллических пород и в покровных песчано-глинистых отложениях. Гидрогеологический разрез имеет преимущественно одноярусное строение.

В апикальных частях антиформных структур формируются подземные расходящиеся потоки; их скорости из-за малой водопроницаемости пород и незначительного уклона измеряются тысячными и сотыми долями метров в сутки. В синформных структурах, сложенных известняками, формируются зоны трещинно-карстовых вод. Подземные воды преимущественно безнапорные. Однако на участках развития мощных рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений трещинные и трещинно-карстовые воды имеют напорный характер.

Зеркало подземных вод отражает в сглаженном виде формы рельефа. Уровень устанавливается обычно на глубинах от 2 до 15 метров от поверхности. Наибольшие глубины кровли водовмещающих пород приурочены к зонам трещинно-карстовых вод (максимально более 50 м). Средние значения мощности водоносных горизонтов составляют в известняках 70–88 м, в эффузивах – 43–56 м, в интрузивных породах – 40–47 м.

Питание водоносных горизонтов и зон происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка частично происходит в долинах рек Караталы-Аят и Ниж. Тогузак, а большая часть подземного потока уходит за пределы описываемой площади, разгружаясь в р. Тобол. Водообильность пород района в целом невелика и сильно варьирует в пределах одного водоносного горизонта и даже одного массива. Наибольшие дебиты наблюдаются в нижнекаменноугольных известняках, наименьшие – в гранитах. Практически во всех горизонтах подземных вод водообильность пород уменьшается вниз по разрезу. Преобладающим направлением движения подземных водных потоков является восточное.

Основываясь на характере и степени водоносности, различных для каждой литологической разновидности пород, на территории листа можно выделить следующие гидрогеологические подразделения: 1) водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений; 2) плиоценовый водоупорный горизонт; 3) относительно водоносный верхнеолигоценый горизонт; 4) относительно водоупорный меловой горизонт; 5) относительно водоносный горизонт мезозойских кор выветривания; 6) водоносная зона карбонатных пород; 7) водоносная зона вулканогенно-осадочных пород; 8) водоносная зона кислых, основных и щелочных интрузий; 9) водоносная зона ультраосновных пород; 10) водоносная зона метаморфических пород. Ниже приводится характеристика водоносных горизонтов и зон, имеющих распространение на данной площади.

Водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений (3аQ) распространен в поймах рек Караталы-Аят и Ниж. Тогузак. Водовмещающими являются прослойки песков и галечников в глинистых отложениях. Уровень грунтовых вод в аллювии в зависимости от сезонных колебаний имеет глубину от 0,1 до 7 м. Минерализация изменяется от 0,44 до 1,33 г/дм³. Дебиты родников изменяются в пределах 0,6–0,7 л/с, водопритоки в колодцы от 0,03 до 0,11 л/с. По химическому составу воды преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом. Водовмещающие породы залегают преимущественно на дресвяно-щебенистых корках выветривания домеловых образований и гидравлически связаны с трещинными и трещинно-карстовыми водами. Эта гидравлическая связь нарушается на участках раз-

вития миоцен–плиоценовых глин, выполняющих роль водоупора. Воды горизонта используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения небольших населенных пунктов.

Плиоценовый водоупорный горизонт (10N) распространен в виде небольших по площади участков в западной и восточной частях описываемой территории. Выполняет роль либо верхнего водоупора для водоносных зон палеозойских коренных пород, либо разделительного слоя между четвертичным аллювием и олигоценовым относительно водоносным горизонтом. Глубина залегания подошвы водоупора от 0 до 10–12 м.

Верхнеолигоценый водоносный горизонт (9P₃) развит на территории фрагментарно в виде незначительных по площади участков преимущественно в восточной части территории листа. Водовмещающими являются преимущественно мелкозернистые кварцевые пески в толще слюдисто-каолининовых озерных глин. Выходов на поверхность не зафиксировано. Воды безнапорные. Глубина залегания их уровня 3–10 м. Дебиты скважин не превышают 0,5 л/с. По составу воды преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 1,0 г/дм³. Практического значения из-за ограниченного распространения и низкой водообильности этот горизонт не имеет.

Относительно водоупорный меловой горизонт (10K) имеет весьма ограниченное распространение в восточной части описываемой территории. Представлен преимущественно глинами, залегающими в кровле известняков или выполняющими карстовые полости. Глубина залегания подошвы горизонта не превышает 50 м.

Водоносный горизонт мезозойских кор выветривания (12MZ) развит на площади практически повсеместно. Он представлен, главным образом, связными глинистыми, суглинистыми и реже несвязными супесчаными и песчаными грунтами, а в местах наибольшего распространения наименее подверженных выветриванию пород образуются грунты дресвяные и щебенистые. Суглинки имеют весьма низкие фильтрационные свойства и в некоторых случаях могут служить относительным водоупором. Подземные воды в элювии локализованы в песчаных и дресвяных линзах и прослоях, а также в щебенистых образованиях, залегающих непосредственно на коренных породах. Питание подземных вод атмосферно-инфильтрационное, а на участках, где коры выветривания перекрыты более молодыми формациями – за счет перетоков из вышележащих горизонтов.

Воды горизонта, в основном, безнапорные. Глубина до уровня меняется в широких пределах – от 20 м и более на водоразделах до первых метров в пониженных местах и на застроенных территориях. Фильтрационные свойства водовмещающих пород, как правило, невысоки (от 0,01 м/сут в суглинках до 5,0 м/сут в дресвяных и щебенистых грунтах), водообильность скважин, вскрывших подземные воды мезозойских кор выветривания незначительна и не превышает 0,5 л/с. По химическому составу воды преимущественно пресные, с минерализацией редко превышающей 1,0 г/л. Тип вод гидрокарбонатный кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Воды горизонта используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения небольших населенных пунктов.

Водоносная зона карбонатных пород (8с). Трещинно-карстовые воды карбонатных пород наиболее обильны, однако водообильность известняков не везде одинакова и зависит от их геолого-структурного положения. В долине р. Караталы-Аят известняки маловодны. Дебиты скважин 1,26–1,4 л/с при понижениях 3,8–7,0 м, уровень вод 3,2–10,6 м, минерализация 0,29–1,8 г/л, химический состав хлоридный натриево-магниевый. Вблизи границ со сланцами водоносность известняков мала (дебиты 0,44–0,98 л/с), а в зонах контактов с телами ультрабазитов они, напротив, водообильны (дебит 9,0 л/с). Уровни подземных трещинно-карстовых вод карбонатных пород отмечаются на глубинах 1,6–25,2 м. Они имеют хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав с минерализацией 0,48–4,8 г/л. Дебиты родников и скважин 0,3–3,56 л/с. Воды широко используются для водоснабжения.

Водоносная зона вулканогенно-осадочных пород (8βD₃-C₁). Вулканогенно-осадочные породы имеют небольшое распространение в северо-восточной части территории. В зависимости от литологического состава водоносность изменяется от 0,02–0,08 до 5 л/с. Уровни подземных вод находятся на глубинах 2,2–14,4 м. Минерализация воды 0,43–0,94 г/л. Химический состав гидрокарбонатно-хлоридный магниевый-натриевый. Воды пригодны для питья.

Водоносная зона кислых, основных и щелочных интрузий (8γ). В интрузивных породах воды локализуются в зоне трещиноватости, которая распространяется до глубины 30–100 м. В долинах рек и ручьев на поверхность выходят родники сосредоточенного типа с дебитами 0,1–6 л/с, с мягкой водой (минерализация не превышает 0,21 г/л, химический состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый). Уровень подземных вод в скважинах 2,3–21,3 м, минерализация 0,3–1,2 г/л, химический состав чаще всего хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, иногда присутствуют катионы кальция или магния. Дебиты скважин 0,25–8 л/с. Воды используются для водо-

снабжения небольших населенных пунктов.

Водоносная зона ультраосновных пород (8ψ0). Зона трещиноватости в серпентинитах наблюдается до глубины 50–55 м. Дебиты родников 0,03–0,62 л/с, минерализация 0,5–1,0 г/л, состав гидрокарбонатно-натриевый. В скважинах в долине р. Караталы-Аят уровень вод 1,9–2,9 м, минерализация 0,93 г/л, дебит 1,5–1,6 л/с и более, вода гидрокарбонатная магниевонатриевая. Часто эти воды мало пригодны для питья.

Водоносная зона метаморфических пород (8sgPR₁). Метаморфические породы характеризуются невысокой водоносностью. Уровень вод 2,2–11,9 м, минерализация 0,58 г/л, химический состав гидрокарбонатно-магниевый. В скважинах в центральной части площади уровни грунтовых вод выше, они колеблются от 1,98 до 7,20 м. Дебиты 0,28–3,3 л/с при понижениях 20,75–34,5 м, минерализация 0,19–0,81 г/л, химический состав гидрокарбонатный натриево-магниевый, гидрокарбонатный кальциевый. Воды используются в сельском хозяйстве (пос. Родники). В восточной части площади воды описываемого типа используются для водоснабжения животноводческих ферм. Уровень вод 2,5–7,0 м, дебит скважин 0,47–3,5 л/с при понижении 8,0–20,5 м, минерализация 0,55–0,96 г/л, химический состав смешанный, чаще с преобладанием гидрокарбонатного и хлоридного анионов, натриевого и магниевого катионов. В контактовых зонах водообильность скважин увеличивается до 1,42 и 7,0 л/с при понижении 22,5 и 17,65 м уровни вод 9,75 и 11,9 м, минерализация 0,16–0,42 г/л, химический состав гидрокарбонатный кальциевый.

Водоснабжение Карталинского района Челябинской области на 94 % построено на использование подземных вод. Суммарное водопотребление по району составляет 18,1 тыс. м³/сут из них за счет подземных источников – 17 тыс. м³/сут. Месторождений подземных вод с утвержденными на ГКЗ запасами на описываемой территории нет. Водоснабжение сельских населенных пунктов на 100 % решается за счет использования подземных вод трещинного и трещинно-карстового типа, а также зон дизъюнктивных нарушений. Кроме того, для питья используются воды аллювиальных отложений. Осуществляется водоснабжение одиночными водозаборными скважинами и колодцами.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа N-41-XXV расположена большей частью в степной зоне Южного Урала и в лесостепной – в подзоне южных лесостепей. В результате активной хозяйственной деятельности природные ландшафтные комплексы претерпели существенные изменения. По причине интенсивного сельскохозяйственного освоения земель на огромных пространствах степной и лесостепной зон, естественный покров замещен культурной растительностью, а наименее продуктивные типы угодий, используемые под пастбища и сенокосы, деградировали и дали серию производных типов экосистем с нарушенными экологическими связями. Первичный лесной покров на Южном Урале большей частью замещен вторичными экосистемами пониженной продуктивности и устойчивости. Перечисленные обстоятельства создают чрезвычайно пеструю картину локальных экологических условий территории.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Динамика эколого-геоморфологической обстановки листа в значительной степени определяется геоморфологическим строением. Принципиально различаются территории, относящиеся к каспийскому и полярно-морскому бассейну. Граница, разделяющая районы с противоположным направлением дренажа, проходит в северо-западном углу листа: к каспийскому бассейну относится небольшая площадь, на которой расположен поселок Париж. Уступ Восточно-Уральского плато, разграничивающий субмеридиональные зоны с принципиально различным геоморфологическим строением, также косвенным образом определяет эколого-геологическую обстановку на территории листа.

В западной части территории листа развит преимущественно **денудационный тип ландшафтов** (см. Схему ландшафтов) с высокой геохимической и геодинамической устойчивостью (1а), а восточной – **аккумулятивно-денудационный** и **денудационно-аккумулятивный** со средней геохимической и высокой геодинамической устойчивостью (1б). Низкая геохимическая и высокая геодинамическая устойчивость (1в) характерна для **аккумулятивных ландшафтов** долин рек и **техногенных ландшафтов**, связанных с разработками золотых россыпей. Наименее устойчивы (2в) **эрозионные ландшафты** крутых склонов.

Западная местность, соответствующая верхним поверхностям выравнивания, характеризуется слабоволнистым или слабоволнистым рельефом. Почвы здесь под лесами – серые лесные, иногда оподзоленные, под луговыми степями – обыкновенные и выщелоченные черноземы. Светло-серые неполноразвитые почвы занимают наибольшую площадь. Они образуются на малоизмененных коренных породах, залегающих близко к поверхности на вершинах увалов и верхней части склонов [29]. Профиль их слабодифференцированный, а мощность горизонтов мала: 1) лесная подстилка или дернина (0–3 см); 2) гумусовый горизонт – светло-серый, легко-суглинистый, мелкокомковатой структуры (3–11 см); 3) иллювиальный – серовато-бурый, среднесуглинистый, плотный, комковатой структуры (11–22 см); 4) почвообразующая (материнская) порода, буровато-серая, скелетная, содержит карбонаты (20–50 см); 5) коренная подстилающая скальная порода. На пологих склонах почва легкосуглинистая (содержание песка 72–80 %), на более крутых – среднесуглинистая (62–65 %).

В восточной подзоне южных лесостепей на территории листа N-41-XXV в условиях континентального климата березово-осиновые леса приобретают характерный вид колков. Литология подстилающих пород обусловила более легкий механический состав почв. Серые лесные почвы под лесными участками часто имеют более темный цвет в связи с большой долей листового опада в почвообразовательном процессе.

Лесистость территории неравномерная, условная граница между западной и восточной местностями лесостепного ландшафта проходит чуть восточнее г. Карталы. Такое расположе-

ние – субпараллельное высоким сооружениям Уральской горной системы – в значительной степени определяется биоклиматическими параметрами территории.

На территории листа расположен один из уникальных памятников природы Челябинской области – Джабык-Карагайский бор [70], т. е. «местность, закрытая сосной» [112]. Сосновый бор составляет основную часть лесных массивов листа (леса занимают около 811,4 км² – 16,3 % всей площади). Он играет исключительную роль в обеспечении экологической устойчивости лесостепной зоны: в формировании ландшафта, накоплении и сохранении водных ресурсов, а также в сохранении биологического разнообразия. Так, в этом сосновом бору встречаются редкие виды птиц, внесенные в Красную книгу РФ [38, 39]. Однако в результате катастрофических событий на участках Джабык-Карагайского бора нередко происходит замещение боровой хвойной растительности малоценными породами. Примерами могут служить крупный лесной пожар 1975 года и современные события техногенной природы.

Озера, реки и ручьи, грунтовые воды играют важнейшую роль в поддержании естественного равновесия в природных сообществах региона. Часто они составляют единую гидросеть. Одна из основных особенностей местной гидросети заключается в том, что гидрологический и термический режим водных экосистем в значительной степени определяется воздействием внешних факторов: сезонно-климатических либо техногенных. Однако воздействию подвергаются все составляющие экосистемы. Закономерности распределения и динамика растительности определяются также геоморфологическими характеристиками. Так, в долине р. Караталы-Аят у пос. Анненское в пределах единого блюдцеобразного понижения тальвега притока наблюдается несколько генераций макрофитных сообществ – гелофитов и околородных макрофитов; здесь же, судя по террасовидному уступу на бортах западины, в течение короткого времени имело место также и снижение местного базиса эрозии.

ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ЭКОСИСТЕМУ

Территория листа включает в себя несколько природных эндемических провинций, приуроченных к зонам месторождений. В этом плане следует отметить провинции Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, As. Никелевые, кобальтовые и хромовые эндемические провинции, выделенные по повышенному содержанию соответствующих элементов в почво-грунтах, обусловлены, главным образом, массивами ультрамафитов. В осевой части листа выделена провинция [27] регионального или локального загрязнения (здесь и далее – по преобладающим элементам) почво-грунтов (мг/кг) Ni >500, Co >70, Cr >500. Западная часть листа характеризуется меньшим содержанием данных элементов: Ni >200, Co >30, Cr >200. Избыток Ni в кормах может вызывать никелевый токсикоз, а содержание Cr в крови более 0,02 % вызывает тяжелые нарушения обмена веществ, злокачественные поражения органов и тканей.

Ареалы природного загрязнения почво-грунтов Cu, Zn и Pb имеют более сложную геометрию [27]. Поле загрязнения (мг/кг) Cu >500, Zn >300, Pb >200 вытянуто в северо-северо-западном направлении в районе речных долин Акмуллы и Журумбая и поселков Некрасово, Варшавка, Коноплянка. На большей части остальной территории величина загрязнения почво-грунтов этими элементами меньше. При повышенном содержании свинца в кормах происходит его накопление в костной ткани (при концентрациях более 100 мг/кг наступает хроническая интоксикация); при повышенном содержании меди – поражение крови. Провинции с избытком As в почво-грунтах выделены в юго-западном углу (100 мг/кг), а также в западной и восточной частях планшета (50 мг/кг). Мышьяк представляет значительную опасность для животных и человека, поскольку способен кумулироваться в органах продуктивных животных и выводиться с молоком и яйцами.

На территории листа выявлены провинции регионального и локального загрязнения Mn и V [275]. В долинах рек Акмулла, Яндырка, верховья Камышлы-Аят и их притоков расположен ареал с величинами загрязнения (мг/кг) Mn >2 000, V >200. Аналогичные ареалы расположены в северо-восточном углу листа (в районе пос. Красноармейский, Тумак, Новониколаевка, Озерный и Первомайка), а также в районе пос. Южно-Степной и Елизаветопольское (субизометричный ареал размером около 18 км). Остальная площадь листа относится к провинции с величинами загрязнения марганцем 1 000–2 000 мг/кг, ванадием 100–200 мг/кг [275].

Неблагоприятными процессами для хозяйственной деятельности человека на территории листа выступают засоление и суффозионные проявления, имеющие очень неравномерное распространение. Солонцы и солончаки образуют ореолы, приуроченные к пойме и первой надпойменной террасе рек и ручьев [275]. Они установлены на притоках рек Ниж. Тогузак и Караталы-Аят, в верховьях р. Кызыл-Чилик, по рекам Акмулла, Сухая и Камышлы-Аят. Форма

ореолов обычно вытянута вдоль долин. Размеры их от сотен метров до 3–5 км в длину при ширине до 1–2 км и площади до 3–5 км². К востоку от пос. Озерный наблюдаются ореолы засоления приводораздельных плоских участков среди слабо эродированных почв. Их площадь около 1–1,5 км², форма более изометричная, чем у долинных проявлений, иногда овальная. Суффозионные просадки, сопровождающиеся запесочиванием почв, распространены в восточной части листа (до 30–40 % площади), на выровненной поверхности, примыкающей к Зауральской зоне [275]. Просадки представлены как изолированными участками, так и сплошными полями на плоских водоразделах. Отдельные просадки невелики, но сплошные поля их часто имеют размеры несколько квадратных километров.

В западной части листа расположен участок с напряженной обстановкой природного характера, связанной с естественными радионуклидами. В лейкократовых гранитах содержание U достигает 9,3 г/т, Th – 35,0 г/т, K – 3,7 % [152]. Содержания этих элементов в Неплюевском массиве немного меньше. Зоны экологической нагрузки, связанные с повышенными концентрациями урана в четвертичных образованиях – в частности, аллювиальных, – распространены на площади листа весьма неравномерно. Уран – очень гидрофильный элемент с контрастной и энергичной водной миграцией и слабо биофильной. В окислительной обстановке он мигрирует энергично, в восстановительной – слабо, что приводит к концентрации его в восстановительных условиях. Наиболее активным концентратором урана являются органические вещества. Повышенная концентрация урана отмечена в пойменном песчано-глинистом аллювии в районе проявления Тогузакского, в четвертичных аллювиальных образованиях проявлений Буреломного и Великопетровского, относящихся к бассейну реки Ниж. Тогузак. В долине р. Караталы-Аят и ее левого притока в черте пос. Анненское в четвертичном аллювии также отмечена повышенная концентрация урана. Немного выше по течению расположены проявления Промежуточное и пункт минерализации Мочагинский. Повышенные концентрации урана отмечены в верховьях левого притока р. Караталы-Аят, около 5 км западнее пос. Санаторный. Около пос. Краснотал в глинистых темно-серых аллювиальных образованиях на интервале мощностью 0,7 м выявлено содержание урана 0,016 % (проявление Родниковское), а в долине р. Акмулла – повышенные концентрации урана в районе месторождения Варшавского, вблизи поселков Коноплянка и Варшавка.

ТЕХНОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ЭКОСИСТЕМУ

Наибольшим экологическим воздействием на водные экосистемы обладают многочисленные искусственные плотины, запруды и водохранилища. На территории листа более двадцати водохранилищ, имеющих ландшафтообразующее значение. Водоохранилища повышают локальные базисы эрозии на прилегающих территориях, что существенно понижает интенсивность процессов оврагообразования, но с другой стороны, вызывают обмеление рек, заболачивание, заиливание долин. Кроме того, происходит косвенное воздействие на физический и химический состав воды – посредством воздействия на растительные макрофитные сообщества [73, 47]. Наиболее заболочены в результате хозяйственной деятельности долина р. Акмуллы, на всем ее протяжении и верховья р. Караталы-Аят на отрезке Анненское–Мочаги. Таким образом, водные экосистемы, в основе которых лежат главные водотоки района, претерпевают необычайно быстрые изменения. Происходит стремительное обмеление водохранилища около поселка Варшавка на р. Карагайлы-Аят, полностью спущено водохранилище к западу от пос. Сухореченский, в долине р. Сухой.

Одни из наиболее значимых объектов техногенного ландшафта – это многочисленные карьеры, крупные выемки, заирки. В районах скопления открытых горных выработок, их отвалов и полей отработки рельеф территории преобразован полностью, полностью нарушены природные ландшафты, в ряде случаев изменены очертания эрозионной сети (Зайцев прииск, Новогеоргиевский, Гогино). Такие участки представляют усиленную экологическую нагрузку на природные экосистемы, воздействуя на все их компоненты. Одиночные выработки представлены либо небольшими карьерами стройматериалов, многие из которых используются как несанкционированные свалки, либо отдельными поисковыми дудками. Анненская копь объявлена памятником природы [70].

Повсеместное развитие сельского хозяйства приводит к дигрессии естественных природных сообществ. Негативное воздействие оказал и перевыпас скота, приведший на значительных территориях к пастбищной дигрессии. Особое влияние на структуру ландшафтов оказало освоение целинных и залежных земель, приведшее к уничтожению ландшафтов, растительности и животных, уменьшению водности малых рек. Повышенная эрозия почв на склоновой пашне

привела с одной стороны к их деградации, до полной непригодности, а с другой – к образованию обширных ареалов накопления продуктов почвенной эрозии. Такие ареалы расположены по долинам Карагайлы-Аята и его притоков Журумбая и Сухого Дола, Акмуллы, в меньшей степени Камышлы-Аята и Караталы-Аята. Эти накопления мощностью до нескольких метров перекрывают террасовые луговые почвы высокой продуктивности, что ухудшает их биологическую ценность и экологическую роль.

Наиболее агрессивный в экологическом отношении ландшафтный комплекс образуют селитебные территории листа – более 50 населенных пунктов. Самый крупный из них – город Караталы, расположенный на пересечении железных дорог Челябинск–Оренбург и Астана–Магнитогорск, где имеется ряд промышленных предприятий и крупный железнодорожный узел. Динамика антропогенного воздействия весьма неравномерная: численность населения города уменьшилась по сравнению с 1970 г. более чем в 1,4 раза и в 2001 г. составила 30,3 тыс. чел. [65]. Значительное экологическое воздействие оказывают объекты железнодорожного и автомобильного транспорта. В течение последних лет практически на всей территории листа происходит активное строительство дорог с асфальтовым покрытием с прилегающими к ним автозаправочными станциями.

Зоны особой экологической нагрузки в районе г. Караталы связаны с базированием подразделения РВСН, на вооружении которого находятся ракеты РС-20 [109, 90]. Согласно договору СНВ-2 и сами ракеты, и места их базирования подлежат ликвидации, что связано с мощными промышленными взрывами, которые оказали локальное, но значительное негативное воздействие на экосистемы в районах населенных пунктов Могутовка, Ольховка, Великопетровка и других.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Таким образом, наиболее опасными с эколого-геологической точки зрения представляются участки, расположенные вблизи наиболее важных техногенных объектов: железных и крупнейших автомобильных дорог, больших поселков городского типа, мест производства крупных промышленных взрывов. Именно в этих районах наблюдается наиболее напряженная экологическая обстановка. Для остальной части территории листа характерна удовлетворительная эколого-геологическая обстановка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория листа N-41-XXV охватывает центральную и восточную части Восточно-Уральской и западную часть Зауральской мегазон Южного Урала. Современное строение региона отражает многоэтапную эволюцию земной коры Палеоурала, выразившуюся в постепенном наращивании ее мощности за счет как латеральной, так и вертикальной аккреции.

Важнейшими результатами работ являются:

- 1) установление и расшифровка сложной покровно-складчатой структуры палеозойских;
- 2) современная характеристика вещественного состава магматических пород;
- 3) современное обоснование стратиграфии палеозоя Зауралья;
- 4) расшифровка строения крупных плутонов и обоснование изотопного возраста важнейших плутонических комплексов Кочкарско-Адамовской зоны;
- 5) разработка стратиграфии четвертичных отложений, обоснованной новыми определениями спорово-пыльцевых комплексов;
- 6) обнаружение четвертичных дислокаций;
- 7) обнаружение нового вида золоторудных проявлений (кварцево-турмалин-сульфидного) с высокими концентрациями золота;
- 8) уточнение перспектив района на различные виды полезных ископаемых;
- 9) существенное дополнение и уточнение легенды Южно-Уральской серии.

Дальнейшие исследования в области стратиграфии необходимо сосредоточить на двух ключевых моментах:

- 1) поиски хитинозой в терригенных породах рымникской свиты;
- 2) поиски конодонтов в кремнистых породах березняковской толщи.

Несмотря на трудности, связанные с существенным метаморфизмом пород, требуют дополнительного изучения плутонические комплексы Зауралья, особенно – их изотопный возраст, который до сих пор остается невыясненным.

Опыт работ по листам N-41-XXV и N-41-XIX показывает, что необходимы новые подходы к изучению рыхлых образований кайнозойского чехла – многие из которых могут оказаться четвертичными.

При дальнейшем изучении полезных ископаемых района после возможного улучшения экономической ситуации первоочередными представляются следующие задачи:

- 1) более надежная оценка Верблюжьегогорского массива на хромиты – составление не геофизической основе (высокоточные, детальные магнитная и гравиметрическая съемки) детальной геолого-петрографической карты с отражением первичной неоднородности, степени серпентинизации, других видов метасоматизма и динамометаморфизма, проявлений и рассеянной минерализации хромитов;
- 2) проведение детальных поисков молибден-медно-порфириновых месторождений на проявлении Восточном Михеевского рудного узла, поскольку при хороших перспективах оно практически не изучено на глубину;
- 3) проведение площадных поисков коренного золота до глубины ~300 м в пределах Успенско-Ольховской и Брединской рудных зон, особенно – Ольховского участка;
- 4) детальные поиски на золотых россыпях, где прежняя добыча составляла десятки кг и более, поскольку обычно ресурсы таких объектов существенно превышают цифры добычи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Балиховская Н. С.* Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. – Изд-во Московского Университета, 1995.
2. *Баранников А. Г., Якушев В. М.* Об эпохе гипергенного позднепалеозойского окремнения на Урале // Геология и металлогения Урала. – Екатеринбург, 2000. С. 234–241.
3. *Башаркевич А. Д.* Полтаво-Брединский угленосный район // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 4. Угольные бассейны и месторождения Урала. – М.: Недра, 1967. С. 137–169.
4. *Белгородский Е. А., Черкашов С. А. и др.* Закономерности размещения и условия формирования прожилково-вкрапленного медного оруденения в Новониколаевской зоне. – Челябинск: ПГО Уралгеология, 1986.
5. *Белгородский Е. А., Грабежнев А. И. и др.* Медно-порфировая минерализация восточных зон Урала // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. – Свердловск, 1987. С. 66–76.
6. *Белгородский Е. А., Черкашев С. А., Грабежнев А. И., Шаргородский Б. М.* Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. – Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 54 с.
7. *Березовчук Л. С.* Растительность бассейна р. Бузулук во второй половине верхнего плейстоцена по палинологическим данным // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 10. – Саратов, 1976. С. 86–90.
8. *Березовчук Л. С., Кормишина Г. И. и др.* Применение палинологического метода при разработке региональных стратиграфических схем антропогена Нижнего Поволжья и Оренбургского Приуралья // Палинологические таксоны в биостратиграфии. – М., 1985.
9. *Березовчук Л. С., Юнанидзе Т. Я.* Палинологические комплексы средне- и верхнечетвертичных отложений бассейна правобережья р. Самары // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. – Изд-во Саратовского ун-та, 1987.
10. *Бикбаев А. З., Иванов К. С., Снисцрева М. П.* К стратиграфии кремнистых толщ силура Восточно-Уральской структурно-фациальной зоны // Палеогеография венда–раннего палеозоя Северной Евразии – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 89–97.
11. *Богатов В. И., Шатагин К. Н., Чаплыгина Н. Л.* Эволюция изотопного состава Sr и Nd в коллизионных гранитоидах на примере плутонов северной части Магнитогорского прогиба (Южный Урал) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Т. 2. – Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 237–239.
12. *Булыкин Л. Д., Золотов К. К., Мардиросьян А. Н.* Рудно-формационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1995. С. 68–78.
13. *Васильева Г. Н., Могилев А. Е.* Флористические ассоциации и комплексы угленосного нижнего карбона Урала и их стратиграфическое значение // Геология угольных месторождений. – Екатеринбург: УГГГА, 1998. С. 122–141.
14. *Веймарн А. Б., Милановский Е. Е.* Фаменский рифтогенез и глобальные события на рубеже франского и фаменского веков // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1993. С. 108–119.
15. *Веймарн А. Б., Буриштейн Е. Ф., Кошелева И. А., Шмелев И. В.* Палеогеография и палеотектоника фаменского века Казахстана и прилегающих районов востока Южного Урала // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. – М.: ГЕОС, 2000. С. 77–80.
16. *Волкова В. С.* Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. – М.: Изд-во Наука, 1977.
17. *Вулканизм Южного Урала / Серавкин И. Б. и др.* – М.: Наука, 1992. 197 с.
18. *Высоцкий Н. К.* Месторождения золота Кочкарской системы на Урале // Тр. Геол. Комитета. Т. XIII, № 3. – СПб, 1900. 211 с.
19. Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1973. 632 с.
20. Гидрогенные месторождения урана: основы теории рудообразования. – М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
21. *Гирфанов М. М., Сергеева Н. Е., Шишаков В. Б.* Рудно-метасоматическая зональность Михеевского медно-порфирового месторождения на Южном Урале // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 1991, № 5. С. 75–79.
22. *Гирфанов М. М., Сергеева Н. Е., Шишаков В. Б.* Геологическое строение Тарутинского медно-скарнового месторождения на Южном Урале // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 1992, № 4. С. 85–88.
23. *Гитерман Р. Е.* Некоторые данные по истории растительности низовьев р. Чусовой в четвертичное

время // Бюлл. ком. по изучению четверт. периода. 1953, № 17.

24. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография. – Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.

25. *Горожанин В. М., Мосейчук В. М., Сурин Т. Н.* Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник-1997. Институт геологии, УНЦ РАН. – Уфа: Гилем, 1999. С. 191–196.

26. *Грабежев А. И., Белгородский Е. А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. – Екатеринбург: Наука, 1992. С. 199.

27. *Грибовский Г. П., Грибовский Ю. Г., Плохих Н. А.* Биогеохимические провинции Урала и проблемы техногенеза // Техногенез и биогеохимическая эволюция таксонов биосферы. – М.: Наука, 2003. 351 с.

28. *Домбровский А. В.* Минерально-сырьевая база титана в Казахстане, перспективы и основные направления развития // Геол. и разведка недр Казахстана. 1996, № 1. С. 57–63.

29. *Евдокимова Т. И.* Почвенная съемка // Учебное пособие для вузов по специальности «Агрохимия и почвоведение». – М., 1981.

30. *Заварицкий А. Н.* Материалы для изучения золотоносных районов Урала // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. Вып. 16. – Л., 1926. 144 с.

31. Золото Урала. Коренные месторождения (К 250-летию золотой промышленности Урала) / В. Н. Сазонов, Н. А. Григорьев и др. – Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 211 с.

32. Золото Урала. Россыпные месторождения (К 250-летию золотой промышленности Урала) / В. С. Шуб, А. Г. Баранников, И. З. Шуб и др. – Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 135 с.

33. *Зубков А. В., Литин Я. И.* Напряженное состояние верхней части земной коры Урала. Т. 356, № 6. – ДАН, 1997. С. 792–793.

34. *Иванов К. С., Пучков В. Н., Пелевин И. А.* Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. – Екатеринбург: Наука, 1992. С. 3–9.

35. *Иванов К. С. и др.* О некоторых проблемах изучения орогенного гранитоидного магматизма Урала // Ежегодник-1994 ИГТ УрО РАН. – Екатеринбург, 1995. С. 171–177.

36. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала // Дисс. д. г.-м. н. – Екатеринбург, 1998. 252 с.

37. *Иванов К. С.* Палеозоны субдукции в истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 69–72.

38. *Карякин И. В.* Пернатые хищники Уральского региона. Соколообразные (Falconiformes), совообразные (Strigiformes). – Пермь: ЦПИ СОЖ Урала/СоЭС, 1998. 483 с.

39. *Карякин И. В., Козлов А. А.* Предварительный кадастр птиц Челябинской области. – Новосибирск, 1999.

40. *Колман Р. Г., Донато М. М.* Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. С. 118–130.

41. *Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. А.* Среднепалеозойский магматизм Восточной зоны Урала. – М.: Наука, 1979. 130 с.

42. *Кузнецов Н. Б.* Средне-позднепалеозойское развитие Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 85–88.

43. *Лидер В. А.* Четвертичные отложения Урала. – М.: Недра, 1976. 143 с.

44. *Лучинин И. Л.* Перспективы ураноносности Уральского региона // Отеч. геология. 1995, № 9. С. 39–42.

45. *Лучицкая М. В.* Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика) // Тр. ГИН РАН. Вып. 522. – М.: ГЕОС, 2001. 122 с.

46. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала / В. И. Сначев, Е. П. Щулькин, В. П. Муркин и др. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 179 с.

47. Макрофиты – индикаторы изменений природной среды. – Киев, 1993. 413 с.

48. *Мамаев Н. Ф.* Стратиграфия каменноугольных отложений Брединского района на восточном склоне Южного Урала // Геология и полезных ископаемых Урала. Вып. 2. – М.: Госгеоллиздат, 1947.

49. *Мамаев Н. Ф.* Докембрий и нижний палеозой Брединского района на Южном Урале // Информац. бюлл. УГУ. 1958, № 2 (8).

50. *Мамаев Н. Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. – Свердловск, 1965. С. 58–71.

51. *Мамаев Н. Ф.* Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. – М.: Наука, 1967. 22 с.

52. Марганцевые месторождения Урала / Е. С. Контарь, К. П. Савельева, А. В. Сурганов и др. – Екатеринбург, 1999. 119 с.

53. Месторождения золота Урала / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999. 570 с.

54. Металлогеническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка / А. М. Марейчев, И. А. Петрова и др. – Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 99 с.

55. Металлогеническое районирование восточного склона Южного Урала. Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья / Кузнецов Г. П., Белгородский Е. А., Марейчев А. М. и др. – Свердловск, 1987. С. 123–126.

56. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании поясов / Гусев Г. С., Минц М. В. и др. – М.: Недра, 1991. 204 с.

57. *Мизенс Г. А.* Осадочные комплексы позднего девона–карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Докл. конф. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 65–84.

58. Мизен Г. А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми Южного Урала. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
59. Михайлов В. О., Мясников В. П., Тимошкина Е. П. Динамика эволюции поверхностной оболочки под воздействием процессов растяжения и сжатия // Изв. РАН. Сер. «Физика Земли». 1996, № 6. С. 30–37.
60. Михайлов В. О., Киселева Е. А., Смольянинова Е. И., Тимошкина Е. П., Тевелев А. В. Оценка региональных и локальных полей напряжений вдоль профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. – Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 275–283.
61. Мосейчук В. М., Сурин Т. Н., Кашина Л. В. О генезисе нижнепалеозойских отложений Джабык-Суундукской подзоны // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 1. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 147–150.
62. Мосейчук В. М., Сурин Т. Н. Новые данные о раннепалеозойских надсубдукционных комплексах Южного Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тез. докл. – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 98–102.
63. Мосейчук В. М., Сурин Т. Н., Меньшиков Ю. П. Геодинамика развития восточного склона Южного Урала // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). – Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 262–270.
64. Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. – СПб: ВСЕГЕИ (в печати).
65. Народная энциклопедия городов и регионов России // Интернет-ресурс: <http://rfdata.al.ru/>.
66. Огородников В. Н. Изучение метасоматоза и метасоматической зональности пород северного обрамления Джабык-Карагайского массива и оценка их золотоносности. – Свердловск, 1987.
67. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина, М. С. Рапопорт и др. – Миасс: УрО РАН, 1994. 249 с.
68. Осипова Т. А. Джабыкский полиформационный гранитоидный массив // Орогенный гранитоидный магматизм Урала. – Миасс: УрО РАН, 1994. С. 171–204.
69. Павлов Н. В., Григорьева И. И. Месторождения хрома. Рудные месторождения СССР (В трех томах). Т. 1 / Ред. В. И. Смирнов. – М.: Недра, 1974. С. 168–220.
70. Памятники природы Челябинской области / Сост. А. П. Моисеев, М. Е. Николаева. – Челябинск, 1987.
71. Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр. Т. 177, № 2. – ДАН СССР, 1967. С. 411–414.
72. Петренко А. А. Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 79. – М., 1946. 178 с.
73. Петрова И. А. Высшая водная растительность и ее продукция // Эколого-продукционные особенности озер различных ландшафтов Южного Урала. – Л., 1978. С. 50–106.
74. Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. – М.: Наука, 1981.
75. Попов В. С., Тевелев А. В., Беляцкий Б. В. и др. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел // Доклады РАН. Т. 391. 2003, № 1. С. 89–94.
76. Пучков В. Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993, № 3. С. 18–33.
77. Пучков В. Н., Салихов Д. Н., Серавкин И. Б., Косарев А. М. Палеозойская субдукция на Южном Урале // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тез. докл. – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 124–127.
78. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
79. Пучков В. Н., Светлакова А. Н., Разуваев В. И. Геологическая интерпретация сейсмического профиля УРАЛСЕЙС (западный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). – Тверь: Издательство ГЕРС, 2001. С. 148–154.
80. Рапопорт М. С., Баранников А. Г. Некоторые особенности магматизма и эндогенной минерализации мезозоя Урала // Геология и минерализация подвижных поясов. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 197–208.
81. Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Банквич П., Банквич Е. К истории формирования Джабыкского гранитного плутона: изотопные и структурные данные // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. – Сыктывкар, 1997. С. 43–44.
82. Рязанцев А. В., Дубинина С. В., Курковская Л. А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. – М.: ГЕОС, 1999. С. 3–23.
83. Рязанцев А. В., Калинина Е. А. Девонские комплексы медленного «сухого» спрединга в структуре Южного Урала и проблема ордовикских офиолитов // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы научн. конф. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 166–168.
84. Сазонов В. Н. Золото в гидротермальном процессе. – Свердловск: УрО АН СССР, 1985.
85. Салихов Д. Н., Яркова А. В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегантиклинория. – Уфа, 1992. 142 с.
86. Серавкин И. Б. Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997, № 1. С. 32–47.
87. Сигов А. П. Металлогения кайнозоя и мезозоя Урала. – М.: Недра, 1969. 296 с.
88. Сначев В. И., Кузнецов Н. С., Рачев П. И. Геодинамические условия формирования Восточно-Уральской зоны Южного Урала (Препринт). – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 24 с.
89. Сначев В. И., Мавринская Т. М. Некоторые проблемы стратиграфии Полетаевской площади // Ежегодник-94 ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1995. С. 33–34.
90. Стратегическое ядерное вооружение России / Под ред. П. Л. Подвига. – М.: ИздАТ, 1998. 492 с.
91. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. – М., Недра, 1982. 443 с.
92. Сурин Т. Н., Мосейчук В. М. Магматизм Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы

- как результат проявления субдукционных процессов // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм; седиментогенез. Тез. докл. – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 145–147.
93. *Суслов Ю. Я.* Бентонитоносная формация миоценовых бассейнов Южного Зауралья // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. – Свердловск, 1987. С. 193–194.
94. *Тевелев А. В., Кац М. Я., Кошелева И. А. и др.* Тектоника южной части Восточного Урала (новые данные и проблемы) // В кн.: Геодинамика и региональная тектоника. Тр. тект. совещ. – М.: Геос, 1998. С. 220–222.
95. *Тевелев А. В., Тевелев А. В.* Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тр. тект. совещ. – М.: Геос, 1999. С. 189–193.
96. *Тевелев А. В.* Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат-лы XXXIII тект. совещ. – М.: ГЕОС, 2000. С. 510–514.
97. *Тевелев А. В., Кошелева И. А., Рязанцев А. В.* Состав и структурное положение ордовикских кремнисто-базальтовых комплексов Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП «Интеграция». Вып. 2. – М.: ГЕОС, 2000. С. 25–45.
98. *Тевелев А. В.* Позднепалеозойское встречное шарьирование как возможная причина раннепермского гранитоидного магматизма на Восточном Урале // 7-я Междунар. конфер. по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна. Тез. докл. – М.: НАУЧНЫЙ МИР, 2001. С. 451–453.
99. *Тевелев А. В.* Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом) // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Т. 2. Мат-лы XXXIV тект. совещ. – М.: Геос, 2001. С. 220–223.
100. *Тевелев А. В.* Палеозойские плутонические комплексы тоналитового ряда Восточного Урала и Зауралья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 77. Вып. 3. 2002. С. 55–61.
101. *Тевелев А. В., Кошелева И. А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. лабор. складчатых поясов. – М.: Изд-во Московского ун-та, 2002. 124 с.
102. *Тевелев А. В., Кошелева И. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-41-XIX (Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000, издание второе). – М.: МГУ, 2002.
103. *Тевелев А. В., Тихомиров П. Л., Дегтярев К. Е. и др.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. Тр. ГИН РАН. Вып. 561. – М.: Наука, 2005. С. 213–247.
104. *Тевелев А. В., Тевелев А. В.* Новейшее развитие восточной части Южного Урала // В кн.: Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерации подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Тез. Всеросс. совещ. – Екатеринбург, 1998.
105. *Тевелев А. В., Гаврилова Е. В., Георгиевский Б. В.* Молодые экзогенные деформации новейших отложений восточного склона Южного Урала и их возможный тектонический контроль // Мат-лы тект. совещ. – М.: Геос, 2003.
106. *Тевелев А. В.* Альпийская тектоника Южного Урала // Мат-лы тект. совещ. – М.: Геос, 2003.
107. *Трифонов В. П.* Основные особенности неотектоники Урала // Геоморф. и новейш. тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. – Уфа, 1960. С. 293–300.
108. *Ушко К. А.* Сопоставление данных палинологического, палеокарпологического и диатомового анализов при стратиграфических исследованиях межледниковых древнеозерных отложений Лихвинского разреза // Методические вопросы палинологии. – М.: Наука, 1973.
109. *Федоров Л.* «Космические» военные разговаривают неохотно // Экология и право. 2003, № 6.
110. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
111. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы / Краснобаев А. А., Нечеухин В. М., Давыдов В. А. и др. // Уральский минералогический сборник. 1998, № 8. С. 112–117.
112. *Шувалов Н. И.* От Парижа до Берлина по карте Челябинской области. Топонимический словарь. – Челябинск: Южно-Уральское книжное изд-во, 1982. 127 с.
113. *Эдельштейн Я. С.* Основы геоморфологии. – М.: Госгеолиздат, 1947. 399 с.
114. *Юрши В. В.* Еще раз о карбоновой и триасовой фазах субдукции Восточно-Уральской островной дуги андийского типа // Уральский геологический журнал. 2000, № 4 (16). С. 69–84.
115. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995, № 6. С. 32–44.
116. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). – Екатеринбург: УРО РАН, 1998. 203 с.
117. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Докл. конф. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120.
118. *Bayerlee J. D.* Brittle-ductile transition in rocks. J. Geoph. Res., vol. 73, 1968. P. 4741–4750.
119. *Bea F., Fershtater G., Montero P., Smirnov V.* The Stepninsk pluton: a key for understanding the lack of collapse of the Uralian orogen // INTAS Europrobe Timbepar–Uralides Workshop. Abstracts. October 19–22, 2000. – St. Petersburg, 2000. P. 4–5.
120. *Bea F., Fershtater G., Montero P., Smirnov V., Zin'kova E.* Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P–T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. Vol. 276, 1997. P. 103–116.
121. *Berzin R., Oncken O., Knapp J. H. et al.* Orogenic evolution of the Ural mountains: results from an integrated seismic experiment. Science, vol. 274, 1996. P. 220–221.

122. *Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A. et al.* Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 111, 1992. P. 87–93.
123. *Brown D., Tryggvason A.* Ascent mechanism of the Dzhabyk batholith, southern Urals: constraints from URSEIS reflection seismic profiling // *J. Geol. Soc.* Vol. 158, pt. 6, 2001. P. 881–884.
124. *Evans B., Kohlstedt D. L.* Rheology of rocks. In: *Rock physics and phase relations. A handbook of physical constants.* AGU Reference Shelf 3. 1995. P. 148–165.
125. *Kimpbell G. S., Ayala C., Tryggvason A. et al.* Insights into the architecture and evolution of the southern and middle Urals from gravity and magnetic data // *Mountain Building in the Uralides Pangea to the present.* Geophys. Monograph 132. 2002. P. 49–66.
126. *Kohlstedt D. L., Mackwell S. J.* Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments // *Journal of Geophysical Research.* Vol. 100, 1995. P. 17587–17602.
127. *Meyer F. M., Kisters A. F. M., Znamensky S. E. et al.* Tectonic evolution of lode-gold mineralization in the Kochkar district, southern Urals, Russia // *INTAS Europrobe Timbepar–Uralides Workshop. Abstracts.* October 19–22, 2000. – St. Petersburg, 2000. P. 22–23.
128. *McNulti B. A., Farber D. L., Wallace G. S. et al.* Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from Cordillera Blanca, Peru. *Geology.* Vol. 26, № 9, 1998. P. 827–830.
129. *Mikhailov V. O., Tevelev A. V., Berzin A. G. et al.* Constraints on the Neogene–Quaternary geodynamics of the Southern Urals: comparative study of neotectonic data and results of strength and strain modeling along the URSEIS profile // *Orogenic Processes in the Uralides.* American Geophysical Union, Special. Vol., 2002.
130. *Montero P., Bea F., Gerdes A. et al.* Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals: a perspective on the timing of deformation and granite generation // *Tectonophysics.* Vol. 317, 2000. P. 93–108.
131. *Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *J. Petroog.* Vol. 25, pt. 4, 1984. P. 956–983.
132. *Ranalli G., Merphy D. C.* Rheological stratification of the lithosphere // *Tectonophysics.* Vol. 132, 1987. P. 281–295.
133. *Scarow Jane H., Ayala Conxi, Kimpbell Geoffrey S.* Insights into orogenesis: getting to the root of a continent–ocean–continent collision, Southern Urals, Russia // *Journal of the Geological Society, London.* Vol. 159, 2002. P. 659–671.
134. *Tevelev A. V. et al.* Mode of recent evolution of the Eastern Urals. In: *6th Zonenshain Conference on Plate Tectonics & Europrobe Workshop on Uralides.* – Moscow, 1998, abstracts, Geomar. P. 203–204.

Фондовая

135. *Абдулин Р. З.* Отчет о результатах поисковых геофизических работ на россыпное золото в пределах Казанско-Бессоновской депрессии в Брединском районе Челябинской области за 1975–1977 гг. 1977.
136. *Авдеев А. А., Вараксин В. И.* Отчет о геофизических исследованиях, проведенных Тарутинской геофизической партией Челябинской геофизической экспедиции в Троицком и Варненском районах Челябинской области в 1963–1964 гг. 1964.
137. *Аксенов С. А., Поплавская Н. Л. и др.* Отчет о результатах общих поисков прожилково-вкрапленных медных руд на Новониколаевском участке в Варненском и Карталинском районах Челябинской области в 1981–1983 гг. – Челябинск, 1983.
138. *Александров А. И., Назаров Г. Д.* Металлогеническая и прогнозная карта Урала по золоту м-ба 1 : 500 000. – Свердловск, 1962.
139. *Андреев Я. Т.* Отчет о поисково-разведочных работах на никель в Полтавском и Брединском районах Челябинской области, Джетыгаринском районе Кустанайской области за 1950–1951 гг. – УГФ, 1951.
140. *Антуфьев А. М., Левин В. Я.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы N-41-109-A, B и Г. (Отчет Брединского ГСО о результатах работ за 1961–1962 гг. в Полтавском и Брединском районах Челябинской области). 1965.
141. *Артемов В. С., Гревцов Г. А. и др.* Отчет о поисковых работах на хризотил-асбест на Аккаргинском, Наследничком, Успенском, Берсуатском, Татищевском, Айдарлинском и Подольском массивах в 1953–1954 гг. – Свердловск: Уралгеолнерудтрест, 1955.
142. *Бабкин В. В., Савельев В. П. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Новониколаевской площади на Южном Урале в среднем течении р. Сред. Тогузак в пределах трапеций N-41-75-B (з. п.), N-41-86-B (в. п.), N-41-87-A (з. п.), N-41-86-Г (в. п.), N-41-98-B (в. п.), N-41-98-Г (СВ четв.) и общих поисков на руды медно-порфирирового типа на Солеозерском участке, проведенных Варненским геологосъемочным отрядом в 1983–1988 гг. 1988.
143. *Бабкин В. В.* Систематизация и обобщение геологической информации по стратиграфии палеозойских образований Южного Урала в пределах Челябинской области. – Челябинск, 1995.
144. *Баженов Л. Г. и др.* Отчет о результатах опережающих геофизических и геохимических работ по Ново-Георгиевской площади в пределах листов N-41-109-Г; N-121-Б, Г; N-122-А (а, в) в 1990–1994 гг. – Челябинск, 1994.
145. *Баранников А. Г., Морозов В. Н. и др.* Отчет Миасского геоморфологического отряда по результатам полевых работ 1965 г. (Пластовский и Брединский районы Челябинской области. Листы N-41-50, 61, 62, 109, 110, 121, 122). – Свердловск: УГУ, 1966.
146. *Баранников А. Г., Шуб И. З., Сигов А. П. и др.* Отчет Миасского геоморфологического отряда по результатам полевых работ 1966–1967 гг. (Листы N-41-61, 73, 74, 85, 86, 97, 98. Астафьевская, Архангельская и Редутовская депрессии). – Свердловск: УГУ, 1968.

147. Баранников А. Г., Дворник Г. П. и др. Геологические предпосылки, поисковые признаки золотого оруденения в терригенно-осадочных толщах и карбонатных породах нижнекаменноугольного возраста на восточном склоне Южного Урала. – Свердловск: УТГУ, 1978.
148. Беккер Ю. Р. Разработать и внедрить корреляционную литолого-стратиграфическую схему венда Урала и обосновать положение потенциально рудоносных отложений (Отчет по заказ-наряду 1423424/401 за 1986–1988 гг.). 1988.
149. Белинский Е. Н. Отчет о работе Троицкой геолого-поисковой и разведочной партии на минеральные краски. 1930.
150. Бердюгин Ю. П., Пискунова З. Я. и др. Структурно-формационное районирование эвгеосинклинально-го прогиба Южного Урала в масштабе 1 : 500 000 (в пределах Челябинской области), выполненное Челябинским тематическим отрядом в 1977–1980 гг. 1980.
151. Бердюгин Ю. П., Малолетко И. Г. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист N-41-XIX. 1985.
152. Болсун А. М., Верховцев В. А., Туров И. Ф. Результаты региональных гидрогеохимических поисков масштаба 1 : 1 000 000 по стоку малых рек на Южноуральской площади. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1982.
153. Булыкин Л. Д., Чайка В. М. Геологическая карта Урала в масштабе 1 : 50 000. Листы N-41-98-В и Г (Ново-Николаевка) (Отчет о работах Карталинской ГСП за 1954 г.). – Свердловск: УГУ, 1955.
154. Булыкин Л. Д., Ревкова И. Г., Курбежсков П. М. Геологическая карта Урала м-ба 1 : 50 000. Планшеты N-41-86-Б и -Г (Отчет Карталинской ГСП за 1955 г.). – Свердловск: УГУ, 1956.
155. Булыкин Л. Д., Курбежсков П. М. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы N-41-110-Б и Г (Отчет Заозерной ГСП за 1957 г.). 1958.
156. Булыкин Л. Д., Ланцова В. Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-41-XXV. Серия Южно-Уральская / Ред. Соболев И. Д. – Свердловск, 1961.
157. Булыкин Л. Д., Андреев М. И., Попова Е. К. Закономерности образования и перспективы обнаружения хромитов в промышленно развитой части Среднего и Южного Урала. – Свердловск: ПГО Уралгеология, 1984.
158. Верховцев В. А. Результаты геолого-прогнозных работ на уран масштаба 1 : 200 000 по Джабык-Кайрактинской площади (Отчет партии № 75 за 1980–1983 гг.). – Свердловск, 1983.
159. Вилесова Н. В. и др. Доразведка и переоценка запасов Карталинского месторождения строительного камня в Челябинской области в 1886–1990 гг. – Свердловск: Ур. КГЭ, 1990.
160. Волков В. М. Отчет о разведке Запасненского месторождения гранитов. – Пермь, 1961.
161. Волкова Е. Е. Геолого-экономическая характеристика Полтавского месторождения графита по состоянию на 01.01.1953 г. – Свердловск: Уралгеолнеруд, 1953.
162. Волкова Е. Е. Отчет о ревизионно-поисковых работах на стекольные пески. – Свердловск: Уралгеолнерудтрест, 1954.
163. Вторушин А. В. Кожубаевское месторождение молибденита на Южном Урале (Отчет по геологоразведочным работам Джабык-Карагайской партии за 1939–1940 гг.). – Свердловск, 1942.
164. Гайс С. Н., Пятунин В. К. Отчет о работах Татищевской ГСП на хромиты в Полтавском районе Челябинской области в 1939 г. Планшеты N-41-85-Г, -97-Б (с. п.). 1944.
165. Гирфанов М. М. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировых месторождений – условия образования и модели. Дисс. к. г.-м. н. – М.: ЦНИГРИ, 1993. 305 с.
166. Глаголева Т. В., Гуляев Ю. А., Малых В. И. и др. Отчет о результатах поисков силикатных никелевых руд на Верблюжьегорском участке Челябинской области в 1989–1997 гг. – Магнитогорская ГРП, 1997.
167. Глаголева Т. В. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на высокоогнеупорные глины на Бессоновском участке Челябинской области в 1996–1998 гг. – Магнитогорск: Магнитогорская ГРП, 1998.
168. Горбунов Е. З. Гогинский золотоносный район. 1937.
169. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Строительный камень. Челябинская область. 1999.
170. Григорьева В. А. Составление материалов по анализу минерально-сырьевой базы строительных материалов на территории Челябинской области по состоянию на 01.01.1982 г. – Челябинск: ПГО Уралгеология, ЧГРЭ, 1983.
171. Гриневич С. В., Кудинов Л. М. и др. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 10 000 на Джабык-Карагайской площади за 1987–1992 гг. с целью подготовки геофизической основы для поисков месторождений золота. – Свердловск: УГФЭ, 1992.
172. Гриневич С. В., Чурсин А. В., Назарова О. Н. и др. Информационный отчет о результатах опережающих геофизических работ на Астафьевской площади в 1990–1996 гг. – Екатеринбург: ЧГЭ, 1997.
173. Гром С. В., Сергеев О. П., Емельяненко Т. И. и др. Отчет по детальным поискам рудного золота на Новогеоргиевском участке, проведенным Магнитогорской ГРП в Брединском районе Челябинской области в 1984–1988 гг. – Магнитогорск, 1988.
174. Гузовский Л. А., Русский В. И. Отчет отряда по составлению карты кор выветривания Урала масштаба 1 : 500 000 по работам 1960 г. – Свердловск: УГУ, 1961.
175. Гузовский Л. А., Заринова Г. Ф. и др. Карта кор выветривания Урала масштаба 1 : 500 000 с объяснительной запиской. – Свердловск: УГУ, 1963.
176. Гусаков И. И., Авдеев А. А. Отчет о геолого-геофизических поисковых работах на медные руды на Новониколаевском участке в Карталинском районе Челябинской области в 1965–1966 гг. 1967.
177. Денисов В. Г. Отчет о результатах поисков коренных месторождений золота в Брединском золотоносном районе Челябинской области, проведенных Брединским ГПО в 1977–1980 гг. 1980.
178. Дериглазова Л. А., Фетисов С. С. Отчет о поисковых работах на медные руды в Полтавском и Кизильском районах Челябинской области за 1958–1959 гг. 1960.
179. Дзюбенко Ю. Н. Геологический отчет по разведкам флюсовых известняков Сухореченского место-

рождения. – УГУ, Кустанайский ГРТ, 1953.

180. Долгов Л. Д. Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ на медные руды в Полтавском, Брединском и Кизильском районах Челябинской области за 1960–1961 гг. 1962.

181. Дорофеев П. И. Угольные месторождения Полтаво-Брединского угольного района (Отчет Южно-Уральской ревизионной партии за 1942 г.). – Свердловск: УГУ, 1943.

182. Егоров А. Н., Алексеев В. В. и др. Отчет о результатах общих поисков медных руд на Северо-Николаевском участке, проведенных геолого-геохимическим отрядом Поисково-съёмочной партии в Карталинском и Варненском районах Челябинской области в 1982–1985 гг. 1985.

183. Еремеев С. П. Предварительная оценка перспектив эндогенной ураноносности Джабыкско-Кочкарской площади на восточном склоне Южного Урала. 1975.

184. Еремеев С. П. и др. Результаты аэро- и наземных поисков урана, проведенных на Джабыкской и Текельдытауской площадях в 1977 г. – Свердловск, 1978.

185. Еремеев С. П., Рябкова Т. Н. Оценка перспектив гидрогенной ураноносности Зауральско-Тургайской площади с помощью математических методов и ЭВМ (Отчет партии № 75 за 1984–1988 гг.). – Свердловск: Зеленогорская экспедиция, 1988.

186. Еремеев С. П., Лычагин В. П., Шибков В. А. Результаты геолого-прогнозных работ масштаба 1 : 200 000 по Тараташской и Джабыкско-Суундукской площадям на урановое оруденение типа «Несогласия». – Екатеринбург: Зеленогорскгеология, 1994.

187. Есипов П. М. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1937 г. в Варненском районе Челябинской области. Планшеты N-41-86-Г и N-41-98-Б (с. п.). 1937.

188. Есипов П. М. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000. Лист N-41-XXV. 1948.

189. Жданов А. В. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-40-XVIII (Отчет по геологическому доизучению). – СПб: ВСЕГЕИ, 2004.

190. Жилин И. В., Плохих Н. А. Физико-геологическое изучение и моделирование ультраосновных массивов в Челябинской области для оценки их хромитоносности с подсчетом прогнозных ресурсов. – Челябинск, 1993.

191. Иванов О. И., Егоров А. Н. Отчет о поисковых работах на медные руды на Катенинском участке, проведенных в Карталинском районе Челябинской области в 1989–1994 гг. – Челябинск, 1994.

192. Каблинов И. А. и др. Отчет по предварительной разведке Гулинского месторождения доломитов в Брединском районе Челябинской области в 1985–1989 гг. – Челябинск: ЧГРЭ, 1989.

193. Какорина А. В., Афанасьева Т. Е. Отчет о детальной разведке Полтавского 2 месторождения кирпичных глин в Челябинской области в 1988–1989 гг. – Челябинск, 1989.

194. Кальсин Г. В. и др. Прогнозно-поисковые и поисково-оценочные работы на золото на площади листа N-41-XXXI (Брединская площадь). Информационный отчет. – Челябинск, 2002.

195. Касаткин Н. Г. Пояснительная записка к подсчету запасов по хромитовому месторождению 10а «Верблюжьих горь» по состоянию на 01.11.1944 г. – Уралчерметразведка, 1945.

196. Касаткин Н. Г. Отчет по геолого-структурной съемке Главного рудного поля Верблюжьегогорского серпентинитового массива (хромитовые руды). – Свердловск, 1948.

197. Клевцов Е. И. Отчет по поисково-разведочным работам Варшавской ПРП за 1942–1943 гг. – Свердловск, 1943.

198. Клевцов Е. И. Варшавское месторождение шеелита. – Свердловск: УГУ, 1944.

199. Клевцов Е. И. Отчет по поисковым работам Северного отряда Великопетровской ГРП (Материалы к отчету по разведке Великопетровского вольфрамового месторождения на Южном Урале). – Свердловск, 1946.

200. Колчин А. А., Хайбрахманов А. Х. Отчет о поисках облицовочных камней в Челябинской области в 1981–1985 гг. – Челябинск: ЧГРЭ, 1985.

201. Колчин А. А., Ушаков С. П. и др. Отчет по поисково-разведочным работам и детальной разведке Карталинского 2 месторождения строительного камня в 1993–1997 гг. – с. Долгодеревенское, 1997.

202. Контарь Е. С., Юрин Ю. Ф. и др. Составление прогнозно-металлогенической карты м-ба 1 : 500 000 на медь, цинк, свинец по территории деятельности ПГО Уралгеология и обобщение материалов по важнейшим междурудным районам. – Свердловск: Уральское ПГО, 1989.

203. Котов В. Ф., Кнышева Н. И. и др. Определение оптимальных направлений дальнейшего развития минерально-сырьевой базы (уголь) на территории Челябинской области. – Уралуглеразведка, 1998.

204. Кочурова Т. Н., Белоусов Г. И. Отчет о предварительной разведке Новогеоргиевского месторождения щелочных каолинов в Брединском районе Челябинской области. 1975.

205. Крупин Ю. Н., Овчинников И. И. и др. Результаты геолого-геофизических исследований на площади Джабык-Карагайской гранитной интрузии в 1963–1964 гг. – пос. Анненское, 1965.

206. Кузнецов Г. П., Савельев В. П., Лукьянова Л. И. и др. Магматические породы мезозойско-кайнозойской активизации как возможные коренные источники алмазов на Южном Урале. – Челябингеолсъёмка, 2002.

207. Куклин Н. В., Бондарева Т. И. Скарновые, пегматитовые и гидротермальные поля Урала и их редкометалльное оруденение (Принципы и методы составления металлогенических карт по редким металлам Урала). – Свердловск: УГУ, 1958.

208. Куклин Н. В., Олерская Р. С. Металлогеническая карта Урала по редким металлам масштаба 1 : 500 000. 1962.

209. Курбежиков П. М., Турбанов В. Ф. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Планшеты N-41-98-В, N-41-110-А и В (Отчет о работах Елизаветпольской ГСП за 1958–1959 гг. в Полтавском районе Челябинской области). 1960.

210. Курбежиков П. М., Турбанов В. Ф. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы N-41-86-В и N-41-98-А (Отчет Великопетровского геологосъёмочного отряда о результатах геологосъёмочных работ за 1960 г. Варненский район Челябинской области). – Челябинск, 1963.

211. Курчаткин Н. В., Лясик С. А. и др. Объяснительная записка к карте прогнозов на пьезооптический кварц по районам Южного Урала в м-бе 1 : 500 000. – М.: ВНИИП, 1961.
212. Кутюхин П. И., Крылов И. Н. Ревизия месторождений россыпного золота в Брединском рудоуправлении комбината Джетыгаразолото. 1950.
213. Левит А. И., Кузнецов Г. П., Бушманов П. Е. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 (Планшет N-41-74-Б). – Челябинск: УТГУ, 1973.
214. Левит Н. В., Батанина И. М. и др. Отчет о результатах поисков россыпного золота на Брединском участке в Брединском и Карталинском районах Челябинской области в 1986–1989 гг. – Челябинск: ЧГРЭ, 1989.
215. Ленных И. В., Артамонова В. А. и др. Великопетровское вольфрамовое месторождение на Южном Урале (Отчет о геологоразведочных работах в 1941–1942 гг.). 1943.
216. Лидер В. А., Стефановский В. В. Четвертичные отложения Южного Урала и Зауралья. Листы N-41-А, Б и N-40-Б, Г (Информационный отчет о работе четвертичного отряда № 4 за 1961–1962 гг. Челябинская и Курганская области и северная часть Казахской ССР). 1962.
217. Люличева В. Г. Отчет о геологоразведочных работах на Полтавском месторождении графита в 1945 и 1948 гг. – Челябинск: ЧГРТ, 1949.
218. Мазур А. К., Мазур З. Р. Поисковые работы в м-бах 1 : 200 000 и 1 : 2 000 (Отчет Суундукской ГПП на пьезокварц за 1952 г.). – Свердловск: УГУ, 1953.
219. Мазур А. К., Мецержаков Б. Ф., Южанова В. В. Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Суундукской партией в Неплюевско-Могутовском хрусталеносном районе и на Коелгинской хрусталеносной точке в 1953–1956 гг. – Свердловск: УГУ, 1957.
220. Мазур З. Р., Хакина Т. И. и др. Сводка по Уральским месторождениям хромита. – Свердловск: УГУ, 1961.
221. Майков Л. К. Отчет о результатах гравиметровой съемки м-ба 1 : 200 000, проведенной на территории листов N-41-ХІХ, ХХ, ХХV, ХХХІ в 1962 г. в пределах Чесменского, Варненского, Полтавского, Брединского, Нагабайского и Троицкого районов Челябинской области. 1963.
222. Майков Л. К. Отчет о результатах гравиметровой съемки масштаба 1 : 200 000 на территории листов N-41-ХХV, ХХХІ, проведенный Агаповской партией в 1963 г. 1964.
223. Макаров В. С., Какорин В. И. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на строительный песок в Варненском и Брединском районах Челябинской области. – Челябинск: ПГО Уралгеология, ЧГРЭ, 1984.
224. Мардиросьян А. Н., Золоев К. К., Волченко Ю. А. и др. Прогнозно-металлогеническая карта платиноносности Северного, Среднего и Южного Урала масштаба 1 : 500 000. – Екатеринбург: РГК Уралгеология, 1992.
225. Масалова Т. Е. Объяснительная записка к карте россыпей треста «Башзолото». 1945.
226. Медведев Л. В., Шох В. Д. Отчет о результатах поисковых работ на мезозойские бокситы, проведенных на Варненском участке в Карталинском и Варненском районах Челябинской области в 1977–1979 гг. – Варненская ГПП ЧГРЭ, 1979.
227. Мигачев И. Ф., Седельникова Г. В., Риндзюнская Н. М. и др. Оценка ресурсов мелкого и тонкого золота в экзогенных и техногенных месторождениях и возможности их промышленного освоения. – М.: ЦНИГРИ, 2000.
228. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 51. Челябинская область. – М.: Росгеолфонд, 1993. 347 с.
229. Мишунин В. К., Брок Ф. А. Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000. Планшет N-41-XXV (Карталы). 1966.
230. Мосейчук В. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-40-XXIV. (Госгеолкарта м-ба 1 : 200 000. Издание второе). – Челябинск, 2000.
231. Муркин В. П. Каталог месторождений полезных ископаемых Челябинской области (по состоянию на 01.01.1994 г.). – Челябинск: ЧГГПИ, 1994.
232. Новиков И. М., Шаргородский Б. М. и др. Оценочные работы на Михеевском месторождении медно-порфировых руд с подсчетом запасов по состоянию на 2001 г. – Челябинск: ОАО ЮУГРК, 2001.
233. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург, 1997.
234. Овчинников В. В. Отчет о детальной разведке Полтавского месторождения кирпичных глин в 1954 г. – Челябинск: ЧГРТ, 1955.
235. Огородников В. Н. Изучение метасоматоза и метасоматической зональности пород северного обрамления Джабык-Карагайского массива и оценка их золотоносности. – Свердловск, 1987.
236. Павленин Ю. Н. Отчет о результатах геологоразведочных работ на Сухореченском месторождении цементных глин в Полтавском районе. – Челябинск: ЧГРТ, 1958.
237. Пажетнов В. П. Отчет о поисково-ревизионных работах на месторождениях каолинов и белых глин в 1954–1955 гг. – Свердловск: Уралгеолнеруд, 1956.
238. Панферов Ю. И., Муркина Р. Е. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Чесменской площади. – Челябинск: Челябингеолком, 1995.
239. Петров Г. К. и др. Составление карты обоснования поисковых работ на железные руды масштаба 1 : 200 000 в пределах Челябинского Зауралья за 1972–1975 гг. (Еткульский, Увельский, Октябрьский, Троицкий, Чесменский, Варненский, Карталинский, Брединский районы Челябинской области и Кустанайской области КазССР). – Челябинск: УТГУ, ЧГРЭ, 1975.
240. Пилат Н. Е., Глаголева Т. В. Результаты поисков силикатных никелевых руд на Ольховском участке в 1988–1991 г. – Челябинск, 1991.

241. Пискунов Ф. А., Янкевич В. А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000. Листы N-41-74-Г и N-41-75-В. – Челябинск: УГУ, 1966.
242. Подкорытов Н. Н. Отчет о разведочных работах на Тамбовском золоторудном месторождении в Челябинской области. – Челябинск, 2002.
243. Попова Т. А., Долгова О. Я., Ануфриева А. А. Систематизация и обобщение геохимической информации по Восточно-Уральскому прогибу и Зауральскому поднятию в пределах Челябинской области. – Челябинск: Челябингеолсъемка, 1999.
244. Поспелова А. С. Отчет о детальной разведке Гулинского месторождения маршаллита и поисково-разведочных работах на Шабановском месторождении доломита. – Челябинск, 1955.
245. Протокол ТКЗ: ТЭО кондиций для подсчета запасов Казанской россыпи. – Челябинск, 1997.
246. Протокол № 98 ТКЗ: Об утверждении запасов хромитовых руд месторождения № 17–18 «Объединенного» (По информац. отчету А. И. Савинова о работах 1999 г.). – Челябинск, 2001.
247. Протокол № 114-к заседания ГКЗ от 17.05.2002 г. по рассмотрению материалов ТЭО постоянных кондиций Тамбовского золоторудного поля (К ТЭО И. А. Болмосова). – М., 2002.
248. Пуркин А. В., Прокин В. А., Прямоносков П. С. Металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала. – Свердловск, 1975.
249. Рапорт М. С., Ананьева Е. М., Ферштатер Г. Б. и др. Карта гранитоидных формаций Восточно-Уральского поднятия и прилегающих районов масштаба 1 : 200 000 как основа для прогнозирования, связанного с гранитоидным оруденением. Объяснительная записка (Отчет партии региональной геофизики за 1977–1981 гг.). – Свердловск, 1981.
250. Рундзюнская Н. М., Пятницкий В. И., Чекваидзе В. Б. Комплекс геологических, геофизических, геохимических методов и технологий для ускоренных поисков месторождений золота в корях выветривания. – М.: ЦНИГРИ, 1995.
251. Рундзюнская Н. М., Берзон Р. О., Мецгерина Т. В. и др. Объяснительная записка к прогнозной карте по россыпному золоту и золотоносным корам выветривания на морфоструктурной основе масштаба 1 : 500 000. – М.: ЦНИГРИ, 1998.
252. Ромашов А. Г. Отчет о поисковых работах на титан в Варненском и Полтавском районах Челябинской области в 1955 г. – Свердловск: УГУ, 1956.
253. Рудковский В. И., Сергеев О. П. и др. Отчет о детальной разведке Бессоновской россыпи золота с подсчетом запасов на 01.12.1985 г.
254. Рундквист Д. В., Денисенко В. К. и др. Закономерности размещения редкометалльных пегматитов в пределах Джабык-Карагайского гранитного интрузива. – Л.: ВСЕГЕИ, 1960.
255. Рыжков Е. Ф., Пихтовникова Н. Н. Карта нерудных полезных ископаемых, связанных с мезокайнозойскими отложениями Урала в масштабе 1 : 200 000. – Свердловск: УГУ, 1964.
256. Савельева К. П., Гузовский Л. А. и др. Проведение поисково-геоморфологических работ на мезозойские бокситы на Восточном склоне Южного Урала и в Среднем Зауралье (Отчет Синарского отряда за 1975–1977 гг.). – Свердловск: УТГУ, 1977.
257. Савельева К. П., Хрыпов В. Н., Михайлов И. Г. Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы (Уральский федеральный округ, Челябинская область. Золото рудное). – Екатеринбург: ОАО УГЭСЭ, 2002.
258. Савинов А. И. Информационный отчет по оценке месторождения хромитовых руд № 17–18 «Объединенного» Кочкарским ГПП в 1999 г. по проекту проведения поисков и поисково-оценочных работ на хромиты в пределах Верблюжьегогорского гипербазитового массива в 1995–2000 гг. – Челябинск: КНР, ТКЗ, 2001.
259. Савинков В. И. и др. Информационный отчет о результатах работ по геологическому изучению недр и воспроизводству минерально-сырьевой базы на территории Челябинской области за 2001 г. – Челябинск, 2002.
260. Серебренникова Е. С., Кордовер Г. А. Отчет о геолого-поисковых работах на шеллит Варшавского отряда Великопетровской партии. – Свердловск, 1942.
261. Серов Г. С., Жукова М. Г. и др. Справочник по месторождениям нерудных полезных ископаемых и минеральных строительных материалов Челябинской области. 1960.
262. Серов Г. С., Пономаренко А. Т. Справочник по месторождениям неметаллических полезных ископаемых и минеральных строительных материалов Челябинской области (по состоянию на 01.01.1967 г.). – Челябинск: ЧГРТ, 1967.
263. Сибиряков Е. А., Шуб И. З., Савельева К. П. и др. Составление карты прогноза на золото масштаба 1 : 500 000 листов N-41-В, N-40-Г (в. п.), M-41-А и оценка золотоносности отдельных районов месторождений в более крупном масштабе (Отчет за 1986–1988 гг.). – Свердловск: ПГО Уралгеология, 1988.
264. Сивова М. В. Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Чекмакульском месторождении каолинов и в его районе в 1952–1953 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.04. 1954 г. 1954.
265. Сигов А. П., Куклин Н. В., Бурдина О. В. Окончательный отчет партии по составлению шлиховой карты Урала. – Свердловск: УГУ, 1939.
266. Синякова О. М. Заключение по работам Челябинской фаянсовой ГРП в Полтавском и Варненском районах Челябинской области за 1956 г. – Свердловск, 1956.
267. Страшненко Г. И., Собянин В. А. Прогнозная оценка Южного и Среднего Урала на особо чистый кварц (Отчет за 1998–2001 гг.). – Центрально-Уральское ФГУП, 2002.
268. Таланцев А. С., Белковский А. И., Таланцева Р. М. Танталоносность Джабык-Карагайской и Кочкарской интрузий (Отчет о результатах поисковых работ на тантал в Карталинском, Троицком и Пластовском районах Челябинской области в 1965–1968 гг.). – Челябинск, 1968.
269. Тараканов Ф. Ф., Коркин Г. С., Шульга В. К. Объяснительная записка к прогнозной карте масштаба 1 : 50 000 Джабыкской площади специализированного геологического картирования (Отчет партии № 75 за

1983–1986 гг.). – Свердловск, 1986.

270. *Тевелев А. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-41-XIX (Госгеолкарта масштаба 1 : 200 000). – М.: МГУ, 2001.

271. *Тевелев А. В., Кошелева И. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-41-XXV (Карталы) // Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 территории листа N-41-XXV (Карталы), подготовка к изданию геологической карты листа за 2000–2003 гг. – М.: МГУ, 2004.

272. *Тевелев А. В.* Тектоника и кинематика сдвиговых зон. Дисс. на соиск. докт. степ. – М.: МГУ, 2002. 305 с.

273. *Трапезников Ю. Н.* Отчет о геологоразведочных работах на Полтавском месторождении песка. – Геолстромтрест, 1956.

274. *Трофимова В. А., Антохина Е. В. и др.* Прогнозные карты на золото по Кочкарскому и Полтаво-Брединскому районам Челябинской области масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000. – Свердловск: УГУ, 1966.

275. *Уланова Н. И., Плохих Н. А., Юрецкий В. Н. и др.* Мониторинг опасных экзогенных, эндогенных процессов и загрязнения окружающей среды за 1999 г. – Челябинск: Челябинскгеолсъемка, 2000. 144 с.

276. *Устинов И. П.* Геологический отчет о поисковых работах на никель в 1960 г. на Кулуевском и Верблюжьегорском серпентинитовых массивах. – Челябинск, 1961.

277. *Уфимцев В. А., Халымбаджа И. Г.* Отчет по полевым аэрогеофизическим работам, проведенным на Южном Урале в 1962 г. и по обобщению погоризонтальных аэромагнитных съемок на Урале за 1957–1962 гг. 1963.

278. *Федосеев В. В. и др.* Отчет о поисках рудного золота на Зайцевском участке, выполненном Магнитогорской ГРП и Кочкарским ГПП в 1989–1997 гг. – Магнитогорск, 1997.

279. *Феофилов А. Г.* Отчет о поисковых работах на медные руды, проведенных Магнитогорской ГРП на Новокатенинском участке в 1973–1975 гг. (Карталинский и Брединский районы Челябинской области). 1975.

280. *Фосс Г. В.* Алмазы на Урале (Итоги работ треста «Золоторазведка» по алмазам). 1940.

281. *Хайбрахманов А. Х.* Отчет о поисковых работах на строительный камень в районе г. Карталов за 1974–1975 гг. – с. Долгодеревенское, 1975.

282. *Халымбаджа И. Г., Тарасов С. Е. и др.* Отчет об аэромагнитной и аэроспектрометрической съемке масштаба 1 : 10 000 на Новониколаевско-Брединской площади, выполненной в 1984–1987 гг. – Свердловск: ПГО Уралгеология, УГФЭ, 1987.

283. *Холоднов А. А. и др.* Брединская группа россыпей золота на Южном Урале (Отчет о детальной разведке Казанской россыпи золота с подсчетом запасов на 01.07.1983 г. 1983.

284. *Цаур Г. И., Якушев В. М.* Литология, стратиграфия и металлоносность континентальных мезозойско-кайнозойских россыпей Урала: Брединской, Режевской, Тагильской, Велсовской (Верхневелсовское месторождение) групп за 1982–1984 гг. 1984.

285. *Черемицын В. Г., Тараканов С. К. и др.* Геологическое строение и методика поисков погребенных мезозойско-кайнозойских долин на Южном Урале (Отчет о результатах поисковых работ за 1962 г.). Т. 1. – Свердловск: УГУ, 1963.

286. *Черкашев С. А., Шаргородский Б. М., Белгородский Е. А. и др.* Отчет о результатах поисков прожилково-вкрапленных медных руд на Михеевском участке в Варненском и Карталинском районах Челябинской области в 1984–1987 гг. – Челябинск, 1987.

287. *Чернов Ю. П.* Объяснительная записка к пересчету геологических запасов углей Полтаво-Брединского угленосного района Челябинской области. 1956.

288. *Чурсина М. Ф., Габова Е. М.* Регистрационная карта месторождений полезных ископаемых Урала масштаба 1 : 200 000. – Свердловск: УГУ, 1974.

289. *Шагалов Г. А., Мартюгин И. С. и др.* Отчет по геологическим результатам работ в районах Кочкарской и Джабык-Карагайской гранитных интрузий на восточном склоне Южного Урала. – Свердловск: Степная экспедиция, 1956.

290. *Шагалов Г. А., Королева Р. Ф., Емельянов В. А.* Геологическое строение и металлогения урана Кочкарского района на Южном Урале (Объяснительная записка к металлогенической карте по урану в масштабе 1 : 200 000 с обобщением результатов поисковых работ на уран за 1955–1966 гг.). – Свердловск: Степная экспедиция, 1967.

291. *Шалагинов Э. В., Денисов В. Г. и др.* Отчет о геологическом доизучении Неплюевской площади в масштабе 1 : 200 000 листов N-41-XXV (з. п.) и N-41-XXX1 (с.-з. ч.). – Челябинск: Уралгеология, ЧГРЭ, 1988.

292. *Шалин Н. И., Колчина Л. А.* Отчет о результатах поисков графита на Чесменской площади в Челябинской области, проведенных в 1985–1989 гг. ПГО Уралгеология. – Челябинск: ЧГРЭ, 1989.

293. *Шуб И. З., Гагин С. И.* Стратиграфия рыхлых отложений, геоморфология и гипергенные полезные ископаемые Аргаяшского, Сосновского, Чебаркульского и Брединского районов Челябинской области. 1977.

294. *Шуб И. З. и др.* Отчет по поисково-геоморфологическим работам на россыпное золото. – Свердловск, 1980.

295. *Шуб И. З., Гагин С. И., Осинцева Н. В.* Разработка принципов составления среднемасштабных прогнозных карт золотоносных россыпей Брединско-Карталинского района. – Свердловск: УГУ, 1984.

296. *Шурыгина М. В., Милицина В. С.* Палеонтологическое обоснование возраста карбонатных и связанных с ними вулканотерригенных толщ силура и девона Восточно-Уральского прогиба в районе от р. Багаряк до р. Средний Тогузак. – Екатеринбург, 1992.

297. *Шулькин Е. П., Юрецкий В. Н., Турбанова Л. И. и др.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист N-41-XXXV. Объяснительная записка / Ред. А. М. Маревичев. – Свердловск: Уралгеология, 1990.

298. *Юринский Н. А.* Отчет о геологических результатах работ Южно-Уральской поисковой партии за

1957–1960 гг. – с. Анненское: УГУ, 1961.

299. *Юрецкий В. Н.* Анализ и обобщение геолого-геофизических материалов по восточному и западному склонам Южного Урала в пределах Челябинской области с целью определения направления поисковых работ на коренные источники алмазов. – Челябинск, 1995.

300. *Юшков Ю. Н., Кислицин П. А. и др.* Отчет о литогеохимических поисках медных руд, проведенных геохимическим отрядом Челябинской экспедиции на Новокатенинском участке в 1973–1974 гг. – Челябинск, 1974.

301. *Янкелевич Б. А., Иванов В. Ф.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 5 000. Листы N-41-98-Б и Г (Отчет Варненского ГСО о результатах геологосъемочных работ в Карталинском и Варненском районах Челябинской области в 1967–1971 гг.). – Челябинск: УГУ, 1971.

302. *Янкелевич Б. А., Иванов В. Ф. и др.* Макет геологической карты Новониколаевской железорудной зоны масштаба 1 : 50 000. Листы N-41-98-Б и Г, -98-В (в. п.), -110-А, В (в. п.), -110-Б и Г. – Челябинск: УГУ, 1972.

303. *Янкелевич Б. А., Иванов В. Ф. и др.* Отчет по поисковым работам на железные руды и составлению макета геологической карты масштаба 1 : 50 000 на территории планшетов N-41-74-Г (в. п.), -75-В, -86-Б (в. п.) и -Г, -87-А, В (з. п.). – Челябинск: УГУ, 1975.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип *	Номер по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
II-3	17	Полтавское	К	[72, 203]	Законсервированное
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Хром</i>					
II-3	30	Верблюжьегорское	К	[196, 220, 190]	Эксплуатируемое
II-3	35	Объединенное (м-ния № 17-18)	К	[196, 220, 271]	Эксплуатируемое
IV-2	11	Варшавское Восточное	К	[220, 140, 157]	Отработанное
Цветные металлы					
<i>Медь</i>					
I-4	7	Михеевское	К	[6, 182, 232]	Разведваемое
I-4	9	Западное	К	[6, 1829, 232]	Законсервированное
II-4	2	Новониколаевское	К	[137, 231, 232]	Законсервированное
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
IV-2	20	Успенская	Р	274, 295]	Законсервированное
IV-2	34	Казанское (группа россыпей)	Р	[283, 245,	Эксплуатируемое
IV-2	38	Бессоновское (группа россыпей)	Р	[253, 291]	Эксплуатируемое
IV-2	46	Тамбовское (Гогинское)	К	[274, 177, 173, 247]	Эксплуатируемое
Радиоактивные элементы					
<i>Уран</i>					
II-2	5	Анненское	К	[285, 206, 269]	Законсервированное
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Оптические материалы					
<i>Кварц оптический и пьезоэлектрический</i>					
III-1	2	Акмуллинское	Р	[220, 211, 231]	Законсервированное
Керамическое и огнеупорное сырье					
<i>Маршаллит</i>					
IV-2	58	Гулинское (Новогеоргиевское)	К	[244, 262, 291]	Законсервированное
<i>Каолин</i>					
II-1	8	Чекмакульское (Белая Глинка)	К	[261, 255, 231]	Законсервированное
II-1	9	Акмуллинское	К	[261, 255, 231]	Законсервированное
IV-2	37	Новогеоргиевское	К	[204, 231]	Законсервированное
<i>Глины огнеупорные и керамические</i>					
I-4	5	Без названия (скв. Я-74)	К	[301, 142]	Законсервированное
I-4	10	Тумакское	К	[301, 142]	Законсервированное
II-4	7	Первомайское (Западный участок)	К	[255, 170, 231]	Законсервированное
II-4	8	Первомайское (Восточный участок)	К	[255, 170, 231]	Законсервированное
Горнотехническое сырье					
<i>Графит</i>					
II-3	2	Полтавское 2 (участки Новый и Летний)	К	[217, 262, 231]	Законсервированное
II-3	17	Полтавское 1	К	[72, 262]	Законсервированное
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Кислые интрузивные породы (граниты и др.)</i>					
I-2	23	Без названия	К	[271]	Законсервированное
I-3	43	Ольховский участок	К	[281, 238]	Законсервированное
II-1	1	Запасненское	К	[262, 231]	Законсервированное
II-1	2	Запасненское 2, участок №1	К	[170, 169, 231]	Законсервированное
II-1	3	Запасненское 2, участок №2	К	[170, 169, 231]	Законсервированное

* К – коренное, Р – россыпное.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип *	Номер по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
II-1	4	Запасненское 2, участок №4	К	[170, 169, 231]	Законсервированное
II-2	4	Анненское (Восточное)	К	[271]	Отработанное
III-1	7	Без названия	К	[271]	Эксплуатируемое
<i>Основные и ультраосновные интрузивные породы</i>					
I-2	4	Без названия	К	[271]	Эксплуатируемое
I-3	35	Без названия (д. Ольховка)	К	[271]	Отработанное
II-3	21	Карталинское-2	К	[159]	Законсервированное
II-3	22	Карталинское	К	[159]	Законсервированное
IV-2	10	Без названия (Гора Бахчевая)	К	[271]	Эксплуатируемое
IV-3	6	Без названия (пос. Гогинское)	К	[271]	Эксплуатируемое
<i>Основные эффузивные породы</i>					
I-3	4	Без названия	К	[238, 271]	Законсервированное
II-3	11	Без названия	К	[271]	Эксплуатируемое
III-3	7	Вишневское	К	[271]	Эксплуатируемое
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Известняк</i>					
II-3	12	Полтавское	К	[209, 262]	Законсервированное
III-4	1	Сухореченское	К	[179, 231]	Законсервированное
<i>Доломит</i>					
IV-2	45	Шабановское	К	[244, 262, 231]	Законсервированное
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
II-3	15	Полтавское 2	К	[234, 1939, 231]	Законсервированное. Участок Полтавского м-ния
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песок строительный</i>					
I-4	12	Михеевское	К	[223]	Законсервированное
II-3	8	Арчалинское	К	[230, 271]	Законсервированное
IV-3	4	Карагайское	К	[209]	Законсервированное
Прочие ископаемые					
<i>Песок формовочный</i>					
II-4	9	Первомайское	К	[301]	Законсервированное
<i>Минеральные краски</i>					
I-3	8	Толстинское (Великопетровское)	К	[262, 210]	Законсервированное
III-2	4	Красный Яр	К	[149, 262]	Законсервированное

* К – коренное, Р – россыпное.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип *	Номер по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
IV-2	34	Казанское	Р	[281, 295, 291]	Эксплуатируемое; основная часть россыпи в дочетвертичных отложениях
Радиоактивные элементы					
<i>Уран</i>					
II-2	5	Анненское	К	[269]	Ниже, в палеозойских породах - эндогенные руды, см. прил. 2. Законсервированное
III-1	13	Варшавское (СЗ площадь)	К	[158]	Законсервированное
IV-2	59	Варшавское (ЮВ площадь)	К	[158]	Законсервированное
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песок строительный</i>					
I-3	45	Без названия (устье р. Ольховки)	К	[271]	Законсервированное
II-3	40	Карталинское	К	[232, 271]	Законсервированное
II-3	41	Полтавское	К	[170, 271]	Законсервированное
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
II-3	15	Полтавское (Полтавское 1)	К	[234, 231, 271]	Отработанное
II-4	10	Полтавское	К	[301]	Законсервированное
II-4	11	Полтавское	К	[301]	Законсервированное
II-4	12	Сухореченское	К	[262, 231]	Законсервированное. Глины могут использоваться как цементные
Прочие ископаемые					
<i>Песок формовочный</i>					
I-4	13	Тумакское	К	[262, 231]	Законсервированное
<i>Песок стекольный</i>					
I-4	14	Тумакское 2	К	[162, 255, 228]	Законсервированное

* К – коренное, Р – россыпное.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ОШ), первичных геохимических аномалий (ПГХА), показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Сокращения в тексте (помимо стандартных и упомянутых выше)

аз.	азимут	кр/кр	крупнокристаллический	сев.	северный
АФС	аэрофотоснимок	макс.	максимально, -ный	сод.	содержание (-я)
в.	верхний	мерид.	меридионально, -ный	ср.	среднее, в среднем
вкрапл.	вкрапленность, -нный	м/з	мелкозернистый	ср/з	среднезернистый
вост.	восточный	м/кр	мелкокристаллический	ср/кр	среднекристаллический
глуб.	глубина	мощн.	мощность	тект.	тектонический
зап.	западный	МПП	метод переходных процессов (электроразведка)	хим.	химический; количественный (об анализе)
инт.	интервал (глубины)	н.	нижний	юж.	южный
КВ	кора выветривания	пад.	падение	∠	угол (падения)
кв.	кварцевая, -ый, -ые	прост.	простираение	~	приблизительно
кр/з	крупнозернистый	РА	аномалия радиоактивности		

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
I-3	17	Ольховское (скв. В-73)	[210, 238]	П. Пласт угля мощн. 0,5 м на глуб. ~22 м, залегающий под ∠50-60° среди углистых сланцев брединской свиты
I-3	23	Без названия (скв. 2)	[238]	П. Пласты сильно графитизированного угля на инт. 133,2-134,2 м, 140,4-141,3 м, 144,6-145,8 м, залегающие под ∠50-60° среди углистых алевролитов и песчаников брединской свиты
I-4	4	Без названия (106 км)	[271]	П. На площади выходов боровой свиты в остатках закрепленной шахты - куски каменного угля
II-3	34	Без названия (скв. 224)	[209]	П. В брединской свите на юж. продолжении аномалии ЕП и р _к скв. пересекла пласт угля мощн. >0,5 м
III-2	3	Проявление р. Сухой	[180, 156]	П. Отвалы горных работ с кусками графитизированного угля в выходах брединской свиты по берегам р. Сухой
IV-2	55	Новогеоргиевское	[287, 291]	П. Прослой каменных углей в брединской свите
IV-3	1	Елизаветпольское	[181, 209, 271]	П. Прослой графитизированных углистых сланцев, углистых алевролитов и углей в брединской свите
<i>Уголь бурый</i>				
II-3	6	Без названия (скв. 343)	[209]	П. Скв. пересекла на глуб. 34,5-36,2 м темно-бурюю органогенную породу типа лигнитов
II-3	13	Без названия	[209]	П. Скв. пересекла прослой бурого угля

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-4	6	Без названия	[153]	П. Обломки магнетитовых руд над контактовой зоной Толстинского массива гранитов
II-4	6	Без названия (скв. 21)	[154, 142]	П. В кв сланцев ащисуйской толщи на глуб. 11,0-13,0 и 46,0-50,0 м - сидеритовые руды с сод. FeO (%) 50,20 и 46,50; Fe ₂ O ₃ 1,97 и 1,76
III-3	13	Без названия	[209]	П. В аккаргинской толще - линза магнетит-гранатовой породы мощн. до 0,6 м. Состав: ~85% граната, ~10% магнетита и кварц
III-3	14	Южно-Степное (Гематитовая Жила)	[302]	П. Крутопадающая жила мощн. до 1 м, сложенная гематитом, аз. прост. 340° среди кварц-хлоритовых, амфиболовых сланцев по габброидам (?). Прослежена на ~80 м
IV-4	1	Без названия (скв. 70)	[155]	П. Сидерит среди карбонатно-терригенных пород ащисуйской толщи
<i>Хром</i>				
I-2	2	Татищевское 8 (т. 521)	[164, 157, 271]	ПМ. Шлировидные выделения хромита до 0,5 м в длину в серпентинитах на глуб. 2 м. Руда массивная, кр/з. Сод. Cr ₂ O ₃ 35,1%; FeO 17,9%; Cr ₂ O ₃ /FeO=1,96
I-2	3	Татищевское 9 (т. 1328)	[164, 157, 271]	ПМ. В рассланцованных серпентинитах - линзовидное рудное тело длиной 4,5 м, мощн. 3 м, аз. прост. СВ 30°, пад. к ЮВ $\angle 60^\circ$. На глуб. не прослежено. Руда массивная, м/з. Сод. Cr ₂ O ₃ 40,4%
I-2	6	Наталкинское (Татищевское 10)	[164, 157, 271]	П. Челнообразное рудное тело длиной 17 м, мощн. 6 м с серпентин-талк-хлоритовой оторочкой в серпентинитах. Прост. СВ 45°, пад. к З $\angle 65^\circ$. Руда массивная, кр/з. Сод. Cr ₂ O ₃ 38,6%; Cr ₂ O ₃ /FeO=2,26
II-2	16	Без названия (обн. 8011)	[271]	П. Заросший карьер размерами в плане ~60x10 м. В обломках измененных серпентинитов местами - тонкая густая вкрапл. и прожилки хромитов. По-видимому, выработано хромитовое тело
II-3	3	Без названия (м-ние 23)	[196, 220, 271]	П. Остатки ям, канав, отвалов и позднейшей добычи строит. камня. В обломках - серпентиниты, иногда с гнездами и прожилками хромита. [196]: рудное тело в форме «вилки». Сод. Cr ₂ O ₃ 37,5%. На 01.01.1948 г. из запасов 1,260 тыс. т руды добыто (до 1933 г.) 0,294 тыс. т
II-3	4	Без названия	[271]	П. Остатки узкого дугообразного карьера; общее простирание ~ЮВ-СЗ, длина ~30 м. В вост. стенке глуб. 4 м - серпентиниты, местами с вкрапл. хромита. По-видимому, выработано рудное тело
II-3	5	Верблюжьегорское (м-ние 24)	[196, 220, 271]	П. Тела хромитовых руд в серпентинитах. Сод. Cr ₂ O ₃ 38,5%. На 01.01.1948 г. из 0,509 тыс. т запасов руды добыто 0,146 тыс. т
II-3	7	Без названия (м-ние 25)	[196, 220, 271]	П. Остатки карьера ~широтного прост. (размер поверху ~15x6 м). В отвале - серпентинизированные ультрамафиты, иногда - с прожилками хромита. Выработана рудная линза. [196]: сод. Cr ₂ O ₃ 45,1%
II-3	9	Верблюжьегорское (м-ние 26)	[196, 220, 271]	П. На АФС 1957 г.: серия сближенных ям-карьеров. [196]: отработывались до глуб. 8-9 м линзы хромитов с сод. Cr ₂ O ₃ 42,0%; добыто 4,6 тыс. т. Остаток на 01.01.1940 г. - 2,3 тыс. т. Позднее - каменный карьер
II-3	14	Без названия (м-ния 1 и 2)	[196, 220, 271]	П. Рудные тела (глыбы, шпирь, развалы, гнезда) вскрыты канавами и ямами, с поверхности отработаны; сод. Cr ₂ O ₃ 32,1-44,4%
II-3	19	Без названия	[271]	П. Старый карьер ~широтного прост. ~40x15 м поверху и ~20x4 м внизу в серпентините. В отвале - обломки хромита. Отработана рудная линза
II-3	20	Без названия (м-ние 6)	[196, 220, 271]	П. На площади ~200x400 м ~70 небольших ям-карьеров, до ~15x20 м в плане. Дно засыпано. Видимая глуб. до 3-5 м. Отработаны гнезда, шпирь, глыбы и т.п. [196]: запасы A+B+C ₁ 2,60 тыс. т отработаны
II-3	23	Без названия (м-ние 7-8)	[196, 220, 271]	П. На площади ~400x200 м в серпентинитах - десятки ям-карьеров до 10 м в поперечнике. Частично засыпаны щебнем. [196]: сод. Cr ₂ O ₃ 44,6%; из запасов A+B+C ₁ 43,50 тыс. т добыто 42,80 тыс. т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	24	Без названия	[271]	П. Старый карьер ~20x10 м в плане. Серпентинит с редкой вкрапл. хромита. В отвале - обломки хромита. Рудное тело извлечено
II-3	26	Без названия	[209, 220, 271]	П. 2 сближенных старых карьера: ниже по склону - размерами поверху ~40x15 м, видимой глуб. до 3-4 м; выше - поменьше. В серпентинитах прож.-вкрапл. хромитовая минерализация (богатые руды вывезены)
II-3	27	Без названия	[196, 220, 271]	П. Линзы хромитов в эндоконтактной зоне массива. [196]: сод. Cr ₂ O ₃ 44,6%. Запасы А+В+С ₁ 0,144 тыс. т отработаны
II-3	33	Без названия (м-ние 14)	[196, 220, 271]	П. Старый карьер (20x5-15 м), простирание ССЗ. Рудное тело в серпентините выработано. [192]: сод. Cr ₂ O ₃ 33,9%; добыто 0,185 тыс. т
II-3	36	Без названия (м-ние 13-28)	[196, 220]	П. [196]: сод. Cr ₂ O ₃ 40,0%. В 1948 г.: запасы А+В+С ₁ 1,850 тыс. т; из них добыто 1,180 тыс. т
II-3	37	Без названия (м-ние 15)	[196, 220, 271]	П. [196]: приурочено к локальной аномалии силы тяжести. Сод. Cr ₂ O ₃ 40,6%. К 1948 г.: из запасов А+В+С ₁ 1,68 тыс. т добыто 0,59 тыс. т
II-3	39	Без названия (обн. 8007)	[271]	П. В заплывшем карьере до 100 м в поперечнике - остатки отвала. В обломках - рассланцованный серпентинит с прожилками хромита. Добывалась, очевидно, хромитовая руда
IV-2	4	Без названия	[271]	ПМ. Среди серпентинитов Варшавского массива - 2 небольшие ямы; в стенке сохранились - разлинзованные жилы хромитов мощн. до 0,3 м
IV-2	5	Владимир	[220, 140, 271]	П. Рудные тела в выветрелых серпентинитах; два выработаны, 3-е вскрыто карьером длиной 45 м, шириной 26 м на глуб. 8 м. Прост. рудного тела 315°, пад. к ЮЗ. Руды массивные и вкрапл., сод. Cr ₂ O ₃ 35-37%
IV-2	6	Варшавское 2, Троицкое, Александр	[220, 140, 271]	П. Сближенные рудные уч-ки в вост. эндоконтактной зоне ультрамафитов Варшавского массива. На Варшавском 2 было разведано несколько тел хромита мощн. до 5,5 м; остаток запасов на 01.09.1932 г. - 0,43 тыс. т, добыто 0,60 тыс. т; на Троицком - рудное тело мощн. 2 м
IV-2	8	Павел, Василий	[220, 140, 271]	П. Та же группа проявлений. На уч-ке Павел разведано тело хромита мощн. до 5,3 м, запасы 0,22 тыс. т, Василий - 0,11 тыс. т
IV-2	9	Гора Бахчевая	[220, 140, 271]	П. Жильное крутопадающее тело массивных хромитов длиной 150 м, мощн. 4 м в апоперидотитовых серпентинитах. Добыто 0,70 тыс. т руды с сод. Cr ₂ O ₃ 42-45%. Ныне - каменный карьер
IV-2	13	Раиса	[140, 157, 271]	П. В оталькованных ультрамафитах и тальк-карбонатных породах - хромитовое тело 20x20-13 м в плане с крутым пад. к В; с глубиной выполаживается. Руды массивные, кр/-м/з; сод. Cr ₂ O ₃ 37-41%. Добыто 10-11 тыс. т богатых руд; остаток (А ₂ +В+С ₁) на 01.01.1941 г. - 2,65 тыс. т
IV-3	7	Гогинское 1	[220, 157, 271]	П. Крутопадающее линзовидное тело сплошных и густовкрапленных руд размерами до 28x8x14 м (1) в талько-карбонатных породах среди серпентинитов. В 1936 г. добыто 1,2 тыс. т руды
IV-3	9	Гогинское 2	[220, 271]	П. Линзовидное тело крутопадающих сплошных и густовкрапленных руд размерами до 20x1,2 м среди серпентинитов
<i>Титан, цирконий</i>				
I-4	2	Без названия (шурф 527)	[301, 252]	П. Повышенное сод. минералов Ti в прибрежно-озерной фации наурзумской свиты. Сумма минералов Ti 20,1 кг/м ³ . Наличие циркона предполагается, см. [56]
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-4	1	Без названия (скв. 17)	[301]	П. Скважиной на инт. 2,5-30,0 м вскрыты базальты увельской свиты с редкой, а на инт. 24-24,5 м - густой вкрапл. пирита и халькопирита; на глуб. 27,3 м - прожилки пирита. Сод. (%) Cu 0,01, Zn 0,01, S 12,7 (хим.)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	11	Восточное (Северо-Ульяновское)	[301, 182, 232]	П. В северных эндо- и экзоконтактных зонах массива диоритов михеевского комплекса рвущего ащисуйскую толщу, на площади 200x100-1200 м - аномальные сод. Cu, Mo, Zn, Pb, Ag, As, Cd и Au. 3 эпицентра с высокими сод. Cu (%): центральный (0,2-1,6), восточный (0,2-0,7) и западный (до 0,54) с обилием сульфидов в эпидот-хлорит-серицитовых метасоматитах. В оруденелой КВ Au до 0,35-0,4 г/т. Минерализация Mo-Cu, в зап. части - Au-Ag-Pb-Zn. В СЗ экзоконтактной зоне предполагается медно-скарновое оруденение. [182]: прогн. рес. Cu кат. P ₃ - 453 тыс. т
II-4	1	Ульяновское	[153, 301, 143]	П. [150]: правый берег р. Караталы-Аят с базальтами. На тектоническом контакте линзы доломитизированных, окварцованных известняков среди базальтоидов с дайкообразным телом плагиогранит-порфиров - густая вкрапл. пирита, реже халькопирита. В дайке с вкрапл. пирита, сфалерита, галенита, халькопирита и кв. прожилками сод. Zn до 3,92%, Cu - 0,52%, Pb - 0,03%, Ag - 29,2 г/т, Au - 0,4 г/т (хим.). Изменения и минерализация (Cu - до 0,6%, Zn - до 0,02%) прослежены на 3 км к С
II-4	4	Без названия	[301, 243]	ПГХА. Аномальные сод. Cu (до 0,1%) и Zn в габброидах Новокатенинского массива
II-4	5	Без названия	[301, 243]	ПГХА. Аномальные сод. Cu и Zn (до 0,1%) в осадочно-вулканогенных породах аккаргинской толщи и габброидах
III-3	12	Южно-Степное (скв. 1067)	[301, 300, 243]	П. Над зонами гидротермально-измененных вулканитов аккаргинской свиты с прослоями известняков - положительные локальные аномалии Δg и ГХА (Cu, Zn, Pb, As, Mo, Ag). В скв. на инт. 37,3-47,0 м - диабазы с вкрапл. пирита, халькопирита и сфалерита; в т.ч. на инт. 43,5-44,5 м сод. (%) Cu до 0,97, Zn до 1,18, Pb до 0,03, Ag 7,2 г/т
III-4	2	Участок р. Сухой	[292]	П. На площади распространения ащисуйской толщи. Др. данных нет
III-4	3	Без названия (т. 2201)	[271]	ПГХА. Локальная аномалия Zn до 0,15%, Cu, Pb, As, Mo в жильном кварце среди гранитов кокпектысайского комплекса
III-4	4	Новокатенинская (№97)	[191, 243]	ПГХА. Аномалия мерид. прост. Zn до 0,1%, Cu, Pb, Ag, As, Mo на базальтоидах аккаргинской толщи
III-4	5	Новокатенинское	[302]	П. В пределах Новокатенинской ПГХА породы аккаргинской свиты, прорванной гранитоидами и габброидами, участками обелены, окварцованы, содержат бурые железняки, иногда с реликтами сульфидов. По скв. в вулканитах и известняках вкрапл. пирита, на отдельных инт. длиной 0,6-2,0 м - вкрапл. и прожилки халькопирита, сфалерита и молибденита. В бурых железняках сод. (%) Cu 0,01-0,02; Zn 0,05-0,13; Pb 0,01-0,03; Au до 1,1 г/т; Ag до 20,2 г/т
<i>Цинк</i>				
II-3	38	Карталинская	[191, 243]	ПГХА. Аномальные сод. Zn и Cu образуют линейную мерид. зону размерами ~5x0,2-0,8 км на базальтоидах аккаргинской свиты
II-4	1	Ульяновское	[153, 301, 143]	П. [150]: правый берег р. Караталы-Аят с базальтами. На тектоническом контакте линзы доломитизированных, окварцованных известняков среди базальтоидов с дайкообразным телом плагиогранит-порфиров - густая вкрапл. пирита, реже халькопирита. В дайке с вкрапл. пирита, сфалерита, галенита, халькопирита и кв. прожилками сод. Zn до 3,92%, Cu - 0,52%, Pb - 0,03%, Ag - 29,2 г/т, Au - 0,4 г/т (хим.). Изменения и минерализация (Cu - до 0,6%, Zn - до 0,02%) прослежены на 3 км к С
II-4	4	Без названия	[301]	ПГХА. Аномальные сод. (%) Cu до 0,1, Zn и др. в габброидах
II-4	5	Без названия	[301, 243]	ПГХА. Аномальные сод. (%) Cu до 0,1; Zn до 0,1, Pb и др. в породах аккаргинской толщи
III-3	12	Южно-Степное (скв. 1067)	[301, 300, 243]	П. Над зонами гидротермально-измененных вулканитов аккаргинской свиты с прослоями известняков - положительные локальные аномалии Δg и ГХА (Cu, Zn, Pb, As, Mo, Ag). В скв. на инт. 37,3-47,0 м - диа-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				базы с вкрапл. пирита, халькопирита и сфалерита; в т.ч. на инт. 43,5-44,5 м сод. (%) Cu до 0,97, Zn до 1,18, Pb до 0,03, Ag 7,2 г/т
III-4	5	Новокатенинское	[302]	П. В пределах Новокатенинской ПГХА породы аккаргинской свиты, прорванной гранитоидами и габброидами, участками обелены, окварцованы, содержат бурые железняки, иногда с реликтами сульфидов. По скв. в вулканиках и известняках вкрапл. пирита, на отдельных инт. длиной 0,6-2,0 м - вкрапл. и прожилки халькопирита, сфалерита и молибденита. В бурых железняках сод. (%) Cu 0,01-0,02; Zn 0,05-0,13; Pb 0,01-0,03; Au до 1,1 г/т; Ag до 20,2 г/т
<i>Никель, кобальт</i>				
I-3	36	Ольховское	[139, 238]	П. В шурфе по силикатной КВ серпентинитов на глуб. 2,2-3,9 м сод. Ni 0,86-1,56 (хим.)
I-3	39	Без названия (скв. 166)	[240, 238]	П. Вскрыто скв. в силикатной КВ серпентинитов на глуб. ~12 м. Мощн. первые метры. Содерж. Ni 0,86-1,56 (хим.)
II-2	18	Без названия (скв. 11)	[276, 166]	П. Реликты КВ серпентинитов Верблюжьегогорского массива; зап. фланг «Залежи I» по [276] общей длиной 3500 м при ширине 120 м. Из 5 скв. в этом контуре только в двух на отдельных инт. - «пром. сод. Ni»
II-2	19	Без названия (скв. 137)	[276, 166]	П. Реликты КВ серпентинитов того же массива; вост. фланг «Залежи I» по [У, 1961]. В скв. 137, на инт. 7,0-10,2 м - нонтрониты с «пром. сод. Ni»
II-3	1	Без названия (Залежь IV, скв. 95, 96)	[276, 166]	П. Зоны КВ серпентинитов на сев. окончании того же массива. По скв. 95 (инт. 2,9-3,5 м) и 96 (инт. 18,0-19,5; 39,8-43,0 м) в выщелоченных серпентинитах и (52-53 м) в нонтронитах - «пром. сод. Ni»
II-3	31	Без названия (Залежь III)	[276, 166]	П. Реликты КВ серпентинитов на в. контакте того же массива. 4 разобщенных рудных тела по скв. 73, 74, 111, 112. По скв. 73 в отдельных пробах - «пром. сод. Ni»
II-3	32	Без названия (Залежь II, скв. 45)	[276, 166]	П. Реликты КВ серпентинитов в центр. части того же массива. «Залежь II» по [У, 1961]. В скв. 45 - рудный инт. в выщелоченных серпентинитах (30,6-32,0 м) с «пром. сод. Ni»
<i>Молибден</i>				
I-1	2	Кожубаевское (Молибденовая Горка)	[163, 207, 271]	П. 3 сближенных объекта. Серия кв. жил длиной 10-85 м, мощн. 0,2-0,6, редко до 1,5 м с молибденитом, висмутином, халькопиритом, пиритом, иногда бериллом и вторичными рудными минералами в гранитах джабыкско-санарского комплекса. Ср. сод. Мо в разведанных жилах 0,08%. Вскрыты на поверхности, отчасти до глуб. 9-16 м
I-1	3	Кожубаевское (Вост. группа жил)		
I-1	4	Кожубаевское (У рабочего поселка)		
I-1	6	Парижское	[207, 63, 291]	П. В небольших телах гранат-эпидот-диопсидовых скарнов по останцам благодатской толщи среди гранитов - вкрапленность молибденита
I-2	11	Кожубаевский	[163, 271]	ПМ. Небольшое скопление кв. жил с Мо и Вi в гранитах джабыкско-санарского комплекса на ЮВ фланге Кожубаевского жилого поля
I-2	12	Без названия	[199, 271]	П. Заросшая траншея ~мерид. прост. длиной ~30 м среди гранитов неплюевского комплекса у СВ контакта массива вскрывала кв. жилу с Мо
I-3	20	Без названия (т. 6658)	[271]	ПГХА. В осветленных сиеногранодиоритах степнякского комплекса в 7 пробах из 19 установлены повышенные сод. Мо и Вi
III-2	17	Варшавское 2	[207, 254, 271]	П. Среди гранитов варшавского комплекса - 19 кв. жил прост. 340-230° и пад. к ЮЗ-СЗ $\angle 15-50^\circ$ длиной 10-80 м, мощн. 0,1-1,5 м. Жилы 2-х типов: а) гр/з кварц с полевым шпатом, мусковитом, серицитом и редкими вкрапл. пирита и висмутина; б) м/з кварц с пиритом, халькопиритом, молибденитом. Ср. сод. Мо ~0,02%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Вольфрам</i>				
I-2	13	Великопетровское (Рудник Шеелит)	[199, 207, 271]	П. Шеелитоносные кв. жилы среди гранитов неплюевского комплекса. Изучено 15 жил с преобладающим прост. к СЗ (300-330°) и пад. к СВ $\angle 45-50^\circ$, длиной от десятков метров до 1,5 км, мощн. 0,2-0,5 м. В жильном кварце: полевой шпат, серицит, хлорит, эпидот, гранат, кальцит, флюорит; рудные - шеелит, пирит, халькопирит, пирротин, молибденит, иногда вольфрамит, золото. Ср. сод. WO_3 (%) 0,0п-0,1%. Наиболее интенсивное оруденение (ср. сод. WO_3 0,27%) на П I-2-14 и -15. Отдельные жилы разрабатывались траншеями
I-2	14	Великопетровское		
I-2	15			
I-2	17			
I-2	18	Великопетровское (Гора Маячная)	[199, 207, 271]	П. Система кв. жил СВ простирания общей длиной 0,6 км при мощн. 0,1-0,5 м среди гранитов неплюевского комплекса. Ср. сод. (%) WO_3 0,02-0,05; на участках с гнездовым шеелитом - до 0,1. В жильном кварце присутствуют рудные - пирит, шеелит, висмутин, вторичные минералы; нерудные - полевой шпат, мусковит, сфен, апатит, флюорит
I-3	29	Без назв. (Т.н. 8111)	[199, 207, 271]	ПМ. Минерализация в эндоконтактной зоне массива граносиенитов степнинского комплекса тяготеет к дайкам гранит-порфиров. Шеелит в дайках установлен в протолочках. Аналогичные дайки вблизи участка [П, 1995], местами грейзенизированы и несут вкрапл. флюорита
III-2	12	Варшавское I (Северный участок)	[198, 207, 254, 208]	П. В гранитах краевой части Варшавского массива - на площади 1,2 км ² сосредоточено ~60 кв. жил. Их прост. СЗ 300-350°, длина 50-120 м, мощн. 0,05-1,5 м. В жильном кварце присутствуют полевой шпат, серицит, биотит, горный хрусталь; рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, шеелит, висмутин
IV-2	3	Варшавское №3 (Южный участок)	[197, 140, 271]	П. Серия кв. жил в гранитах краевой части Варшавского массива - с преобладающим прост. СЗ 300-330° и пад. СВ $\angle 40-80^\circ$; среди них - 4 жилы с шеелитом длиной 40-120 м. В кварце - мусковит, биотит, полевой шпат, шеелит, висмутин, молибденит, пирит, халькопирит, галенит
<i>Олово</i>				
III-2	2	Красный Яр	[207]	ОШ. В В экзоконтактной зоне Варшавского массива гранитов. Касситерит установлен в 78 шлихах из 92 от ед. знаков до 142
<i>Висмут</i>				
I-2	9	Висмутовая Горка	[199, 271]	П. Две кв. жилы в серпентинитах и тальковых сланцах на СВ контакте массива гранитов С ₁ . Прост. жил ССЗ 350°, суммарная длина 250-300 м, мощн. 0,2-0,5 м. Сод. Bi_2O_3 в жильном кварце до 0,1-0,3%
I-2	19	Без названия	[199]	П. Кв. жила в экзоконтактной зоне массива гранитов С ₁ . В жильном кварце - вкрапл. сульфидов, в том числе висмутина. Др. данных нет
Редкие металлы				
<i>Бериллий, литий</i>				
I-1	1	Без названия (У дер. Кожубаево)	[254, 208]	П. В биотитовых гранитах джабыкско-санарского комплекса ~50 пегматитовых жил ~мерид. прост., нередко зональных. Мощн. жил до 0,5 м, длина 10-20 м. Жилы сложены кварцем и полевым шпатом, изредка содержат зерна граната и берилла
I-1	7	Без названия (т.н. 3604)	[271]	ПГХА. В 4 пробах гранитов джабыкско-санарского комплекса сод. Li 0,01%
II-2	2	Пионерское	[254, 208]	П. В пегматитовой жиле длиной 250-300 м, мощн. до 3 м, аз. прост. 10° среди гранитов - кристаллы берилла, изредка колумбита. Жила выклинивается на глуб. 30 м. Запасы BeO 33,2 т
II-2	3	Восточное (Анненское Вост.)	[254, 208]	П. 6 зональных пегматитовых жил СЗ и СВ простирания длиной до 150 м и мощн. до 2-3 м среди гранитов содержат берилл, гранат, иногда минералы Ta-Nb, Bi, TR, Bi
II-2	6	Лепидолитовая Жила (Анненское)	[254, 208]	П. Зональная пегматитовая жила прост. 350°, длиной ~300 м среди гранитов содержит лепидолит, берилл,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Зап.)		розовый турмалин, гранат, реже - колумбит-танталит, лучистые и пластинчатые агрегаты альбита-клевеландита. Иногда встречаются ксенотим, монацит, циркон
II-2	13	Южное (Анненское Южное)	[254, 208, 291]	П. Некоторые из пегматитовых жил прост. 300-0°, длиной до 300 м, мощн. в раздувах до 20-30 м среди гранитов содержат берилл, реже гранат, иногда колумбит, монацит, ксенотим, циркон
II-2	15	Юго-Западное (Анненское Юго-Зап.)	[254, 208, 291]	П. В гнейсах и сланцах благодатской толщи ~30 пегматитовых жил преимущественно СЗ простирания с пад. к ЮЗ. Длина жил - десятки, редко до 100-200 м, мощн. до 1-2 м, иногда до 10-15 м. В жилах иногда присутствуют берилл, гранат и альбит
III-1	3	Макарихина Поляна	[219, 140]	ПМ. В эндоконтактной зоне гранитов ольховского комплекса - кварц-полевошпатовые метасоматиты с единичными кристаллами берилла
III-1	8	Без названия (скв. 1802)	[140]	П. КВ по ксенолитам пород рымникской толщи среди гранитов С ₁ , гидротермально-измененным и сульфидизированным с повышенными сод. U и Be (Be на инт. длиной 1-2 м 0,0п-0,п%). Макс. сод. (до 0,1-0,3% Be) - в кварц-полевошпатовых прожилках среди гранитов
III-2	13	Варшавский участок	[207]	П. В В части Варшавского массива плагиогранитов одна из 10 пегматитовых жил содержит мусковит, гранат, редко - берилл
Благородные металлы				
<i>Золото коренное</i>				
I-2	20	Борисовское	[274, 291]	П. Среди гранитов неплюевского комплекса. В 1912 г. в заявочных шурфах отмечались Au и Pt. Данных опробования нет
I-3	1	Тогузакское Сев.	[271]	П. В полосе биргильдинской толщи - остатки шурфо- и канавообразных выработок и отвалов с обломками лимонитизированного жильного кварца. Местами в кварце - скопления черного игольчатого турмалина. СЗМ анализ 6 проб (в скобках - пробирный): 0,3 (0,04); >>>0,1 (5,6); >>>1 (121,4); >>0,1 (24,4); 0,09 (0,02), 0,03 и 0,2 (0,1) г/т Au
I-3	2	Тогузакское (Прииск Рамеева)	[274, 238, 274]	П. Серия кв. жил, в углисто-серицитовых сланцах биргильдинской толщи вблизи контакта с известняками. Главные жилы: 1-я Северная и Юго-Восточная. 1-я прослежена на 120 м. Мелкие боковые прожилки, иногда с пром. сод. Общая мощн. жилы с боковыми прожилками и раздувами до 5 м. В кварце - вкрапл. пирита. Au тяготеет к висячему боку. Глуб. отработки до 22,5 м. Длина аналогичной Юго-Вост. жилы более 200 м. В пробах из отвалов сод. Au (г/т) от 0,4 (спектр.) до 4,1 г/т (хим.)
I-3	3	Кисенет	[274, 238, 271]	П. [270, 234]: две параллельные (расстояние 0,7 м) кв. жилы с Au мощн. 0,35 м, прост. ССЗ, пад. к СЗ $\angle 60^\circ$ в измененных вулканитах березняковской толщи. Отмечена дайка березитизированного микрогранита. [270]: золото - зубчатые или волосистые формы в пустотках кварца. Присутствуют халькопирит и пирит
I-3	5	Петровское (Петровская Жила)	[274, 214, 238, 271]	П. Кв. жила в гидрослюдисто-глинистой КВ по породам биргильдинской толщи с вкрапл. пирита и прожилки кварца. В шлиховой пробе из КВ - 22 знака золота. В аллювии речки на Ю уч-ка - 0,4 г/т (хим.); в скв. Г-241 [214] на инт. 26,5-27 м Au 0,8 г/т (хим.)
I-3	6	Без названия (обн. 66)	[238, 271]	ПМ. В измененных песчаниках брединской толщи - развалы кв. брекчии на бурожелезняковом цементе. В штурф. пробе сод. Au 1 г/т, Ag 1,8 г/т
I-3	7	Без названия	[214, 238, 271]	П. Группа ям-карьеров в полосе прост. ЮВ-СЗ длиной ~80 м. Жилы и прожилки золотоносного кварца в рассланцованных вулканитах березняковской толщи. [214]: в скв. Г-34 сод. Au 1,3 г/т, Ag 0,2 г/т
I-3	9	Без названия (скв. Г-284)	[238]	ПГХА. В метасоматитах по породам брединской свиты - повышенные сод. Zn, Mo, As и др.; перспективна

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				на Au
I-3	12	Без названия (т.н. 8107)	[271]	П. На протяжении ~300 м на площади распространения березняковской толщи была вскрыта жила молочно-белого кварца, местами лимонитизированного, мощн. $\geq 0,4$ м, прост. СЗ 330°. У СЗ окончания, где она погружается под аллювий руч. Кисенет, остатки десятков дудок (россыпь?)
I-3	13	Без названия (прииск Кисина?)	[238, 271]	П. У контакта биргильдинской и березняковской толщ на площади ~150x250 м - старые карьеры. В стенках и отвалах - гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (?) дайковой серии и обломки интрузивных пород среднего до основного состава. Изменения вмещающих пород (окварцевание, серицитизация, пиритизация) локальны. [238]: серия кв. жил прост. ССВ, пад. к СЗ $\angle 30-60^\circ$. Мощн. до 0,3 м. Сведений о сод. Au нет
I-3	14	Великопетровское	[274, 238, 271]	П. В старой траншее - 2 кв. жилы (одна на продолжении другой) прост. СЗ 330°; вскрытая длина ~150 м. Данных о сод. Au нет. Вмещающие - березняковская толща. В отвале - порфиroidный гранодиорит (дайка?)
I-3	16	Жуковское 2	[274, 238, 271]	П. В полосе размером $>200 \times 30$ м ~мерид. прост. - остатки >20 ям. В отвалах - обломки и глыбы (до 0,4 м в поперечнике) брекчированного кварца. [274]: серия кв. жил в глинисто-кремнистых и углистых сланцах, «зажатых среди гранодиоритов и гранитов» (даек?). Прост. жил 330° до мерид., пад. к В $\angle 60-75^\circ$. Главная жила дымчатого кварца длиной ~160 м, мощн. 0,1-0,45 м. 2-я жила в 80-90 м к В от 1-й, длина 150 м, мощн. 0,7-1,2 м. Сод. сл. - 40 г/т
I-3	18	Троицкий Колок	[274, 267]	П. На площади распространения гранитов неплюевского комплекса и ультрамафитов - остатки заплывших ям и двух траншей длиной по 60-100 м, одна на продолжении другой, с боковыми выездами. Следы ручной рудоразборки. Общая длина зоны ≥ 800 м, прост. ССВ 20°. По местоположению и геол. обстановке соответствует П Троицкий Колок. Данные [274]: 3 кв. жилы среди плагиогранитов (1-я и 2-я) и «зеленых сланцев» - 3-я. 1-я жила прост. СЗ 330-340° и вертикальным пад., мощн. 3,5-5,0 м; 2-я жила в 400 м к ЮЗ от 1-й прослежена на 100-120 м, мощн. 0,3-0,4 м. 3-я - в 500 м к ЮЗ от 1-й - прост. СЗ 320-330°, также вертикальна; длина 100-120 м, мощн. 0,4-0,5 м. Общая длина зоны ~1 км. Сод. Au в 1-й жиле до 4 г/т, во 2-й - 3-4 г/т; в 3-й - 2,5-3 г/т. Указанное в [274, 67] прост. жил не соответствует прост. траншей
I-3	19	Без названия (скв. 22)	[238]	ПГХА. В измененных породах березняковской свиты - повышенные сод. (%) Zn (до 0,1), Mo (до 0,02), Pb, Ba
I-3	22	Без названия (прииск Кисина?)	[274, 242, 271]	П. Кв. жила мощн. до 0,5 м в березняковской толще близ контакта с гранодиоритами степнинского комплекса. [274,67]: отвод сделан по заявочным шурфам в 1903 г. Др. данных нет
I-3	26	Ольховская	[238, 271]	ПГХА. По 4-м скв. в пробах с глуб. 20-103 м из метасоматитов по углистым сланцам брединской свиты сод. As 0,01-0,15%
I-3	27	Ольховское Сев. (Ольх. прииск)	[274, 238, 271]	П. Среди выходов брединской свиты полоса прост. ССЗ размерами ~300x100-120 м с остатками заплывших ям и шурфов (дудок?). Следы небольшой шахты (воронка глуб. ~6 м) и бурения (победитовая коронка). В обломках - слабо заохренный жильный кварц. [270]: серия коротких, часто пересекающихся кв. жил и прожилков в глинистых и песчано-глинистых сланцах. Пад. жил к СВ и СЗ под $\angle 45-50^\circ$ до вертикального; мощн. до 0,10 м, общая мощн. до 2,5 м. Сод. Au в жилах неравномерное. Извлечение составляло 55-65%
I-3	30	Яма (т.н. 8058)	[271]	П. Площадь размерами ~300x200 м среди алевролитов брединской свиты - остатки канав и траншей по кв. жилам, ям и небольших карьеров. Местами - остатки куч ручной рудоразборки и более древних отвалов,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				разнесенных в элювии-делювии. В точке 8058 канава переходит в заплывшую яму-карьер остаточной глуб. до 4-4,5 м, в плане ~8x15 м, поросшую старыми березами. В 50 м к ЮВ, в понижении - край овального озера размерами ~50x80 м (карстовая западина, возможно с экзогенным Au, или след древнего карьера?)
I-3	31	Без названия (скв. М-76)	[240, 238]	П. Измененные габброиды (ультрамафиты?) с вкрапл. пирита, пересечены граносиенитами степнинского комплекса. Скв. М-76 на инт. 45,0-51,7 м пересекла золоторудную зону видимой мощн. 6,7 м с сод. Au 0,4-20 г/т, при ср. 7,42 г/т; по прост. не прослежена. Вмещающие габброиды рассланцованы, окварцованы и серицитизированы (?)
I-3	33	Ольховское Южное (Скрыдлова прииск)	[274, 238, 271]	П. 3 кв. жилы СЗ прост., пад. СВ, длиной до 50-60 м, мощн. 0,18-0,36 м в талько-хлоритовых и тальковых сланцах, пиритизированных, выветрелых до глин, по серпентинитам Ольховского массива вблизи контакта. Ср. сод. в руде 18 г/т. В 1898-1908 гг. добыто 42,6 кг золота
I-3	34	Ял-Карагайское	[30, 274, 238]	П. Серия тонких кв. жил в серых и черных углистых алевролитах брединской свиты. Наиболее мощная (~27 см) разрабатывалась. Пад. жилы крутое к З, разведана по прост. на 40 м. Др. данных нет
I-3	41	Без названия	[238, 271]	ПГХА. В 10 скв. по углистым сланцам брединской свиты в экзоконтакте массива монцогабброидов степнинского комплекса сод. (%) As 0,01-0,1; местами Pb (до 1,0) и Cu (до 0,2)
II-2	7	Мариинское	[274, 291]	П. Кв. жилы с сод. Au среди гранитов джабыкско-санарского комплекса. В 1898 г. по заявочным шурфам был отведен прииск. Др. данных нет
II-2	12	Владимирское	[274, 291]	П. Близ контакта гранодиоритов неплюевского комплекса с рымникской толщей. В 1901 г. шурфом подсечена кв. жила со знаками золота
II-2	17	Без названия (верховья р. Сухой)	[274, 291]	ПМ. Среди рымникской толщи вблизи Варшавского массива гранитов. В шурфах - кв. прожилки с сод. Au. Др. данных нет
III-1	12	Неплюевский прииск	[156, 297, 271]	П. На АФС: в гранитах неплюевского комплекса дешифрируется кв. жила прост. ССЗ, длиной, с перерывом, ~500 м. Следов выработок не видно
III-3	1	Без названия	[177, 243]	ПГХА. Вблизи тект. контакта пород брединской свиты и серпентинитов - повышенные сод. Au до 0,6 г/т, Cu, Pb, As, Mo
III-3	8	Елизаветпольская	[177, 243]	ПГХА. Среди пород таяндинской толщи близ контакта с телом габброидов сод. Au до 0,2 г/т, сопровождаются Cu, As, Mo
III-4	6	Без названия (№56)	[226, 243]	ПГХА. Локальная аномалия Au 0,6 г/т и Ag 2,8 г/т в сильно рассланцованных породах неясного состава
III-4	7	Без названия (№57)	[226, 243]	ПГХА. Локальная аномалия в сильно рассланцованных породах неясного состава. [267]: обе якобы в «углисто-графитистых сланцах!» на крт. - габброиды, увельская толща, серпентиниты...»
IV-1	2	Коноплянское	[274, 271]	П. Кв. жила в рассланцованных породах рымникской свиты. На АФС: цепочка выработок на протяжении ~80 м; в центре - 2 небольших ямы-карьера, К ССЗ по прост. - следы шурфов или дудок (зона погружается под делювий-аллювий долины р. Коноплянки). В жильном кварце - пирит, редко галенит, золото
IV-1	3	Варшавское	[274, 271]	П. Кв. жила в рассланцованных породах рымникской свиты. В кварце вкрапл. пирита, редко галенита, золота. Сод. Au 4,55 г/т (данные 1936 г.)
IV-1	4	Шишка	[274, 291]	П. Кв. жила в гранитах неплюевского комплекса; аз. прост. 320°. На протяжении 120 м вскрыта старыми выработками. [274]: сод. Au низкое
IV-1	5	Могутовский	[291, 271]	ПМ. [291]: данных нет. Вмещающие - рассланцованные породы рымникской свиты. На АФС: Зона высыпок и развалов жильного кварца общим прост. ССВ-ЮЮЗ; к В от зоны - жила СЗ прост. (в 500 м по

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				прост. рудной жилы П IV-1-8) вскрыта серией старых выработок
IV-1	7	Могутовское	[274, 291]	П. Кв. жила длиной 100-120 м, мощн. 0,4-0,5 м, аз. прост. ~300°, пад. к СВ $\angle 75-85^\circ$ среди расланцованных пород рымникской свиты, у зальбандов жилы пиритизированы. Золото было сосредоточено на концах жилы с длиной рабочих блоков 40-50 м. В жильном кварце: пирит, редко галенит, золото. Сод. Au (данные 1936 г.) 8,4 г/т
IV-1	8	Безымянное	[274, 291]	П. Кв. жила мощн. 0,5 м в гранитах неплюевского комплекса. Сод. Au 4-8 г/т
IV-1	10	Без названия (т. 2471)	[291, 271]	П. [291]: описания нет. Вероятно - кв. жила с Au у тект. контакта рымникской свиты и лейкогранитов неплюевского комплекса. На АФС: зона ЗСЗ прост., длиной ~350 м с остатками канав длиной до 50 м, глубоких шурфов и небольших ям, частично заросших деревьями
IV-1	11	Павловское (Павловская жила)	[274, 291, 271]	П. Кв. жила в приконтактной полосе гранитов с породами рымникской свиты. На АФС: в полосе прост. ~СЗ 220° и длиной ~200 м - остатки нескольких десятков шурфов, канав и ям. В жильном кварце - пирит, галенит (редко), золото. Сод. Au (опробовались отвалы) 2,3 г/т
IV-1	12	Стрепет	[274, 291, 271]	П. Кв. жила в расланцованных породах рымникской свиты. Аз. прост. 260° , пад. $\angle \sim 90^\circ$, мощн. 0,5-1 м, длина ~200 м. Валовая проба (26 т) дала 2,3 г/т Au (данные 1936 г.). Разрабатывалась в 1928 г.
IV-1	13	Без названия	[271]	ПМ. Кв. жила СЗ прост. у тект. контакта гранитов неплюевского комплекса с рымникской свитой. На протяжении ~60-80 м вскрыта цепочкой ям и коротких канав
IV-1	14	Павловская жила №2	[274, 291, 271]	П. На АФС: Кв. жила ССЗ прост. в породах рымникской свиты расчленена на смещенные относительно друг друга фрагменты, местами сопровождается параллельными жилами. На протяжении ~200 м вскрыта 7-8 выработками. Др. данных нет
IV-1	15	Павловская жила №1	[291, 271]	П. Кв. жила с Au в небольшом теле гранитов неплюевского комплекса среди пород рымникской свиты. Цепочка сближенных ям и траншей, по линии ~СЗ $300-310^\circ$ на протяжении ~300 м. Выработки и отвалы заросли. Редкие обломки жильного кварца и гранитов. Видимая глуб. - до 3 м
IV-2	1	Без названия	[274, 291]	П. Кв. жила в гранитах Варшавского массива. Сод. Au 3-6 г/т
IV-2	2	Без названия	[274, 291]	П. Кв. жила в гранитах Варшавского массива. Сод. Au 2-6 г/т
IV-2	7	Чупраковское	[274, 291]	П. 2 объекта: на каждом - кв. жила в породах рымникской свиты. В жильном кварце - пирит, редко галенит, золото. Др. данных нет
IV-2	12	Бешкеровское		
IV-2	15	Маяк	[274, 291]	П. Кв. жила в метаморфизованных породах брединской свиты. Сод. Au 2-6 г/т
IV-2	17	Без названия	[274, 291]	П. Кв. жила с Au в метаморфизованных породах брединской свиты
IV-2	19	Кирьяновское	[274, 291, 271]	П. Кв. жила в КВ пород брединской свиты. Прост. 310° , пад. $\angle 30-60^\circ$ к СВ. Местами кварц раздавлен и делится на плитки. Параллельно жиле на расстоянии 100-150 м тянутся еще две. В жильном кварце: пирит, галенит, золото. Сод. Au 2,5 г/т (данные 1936 г.). Разрабатывалось
IV-2	21	Счастливая жила	[274, 291]	П. Кв. жила длиной 250-300 м среди в КВ пород рымникской свиты. Прост. жилы 255° , пад. к СВ $\angle 75^\circ$, мощн. - 0,6-0,7 м. В кварце - зеркала скольжения со штриховкой, параллельной длинной оси жилы. В жильном кварце - пирит, редко галенит, золото. Сод. Au 2-2,5 г/т. Один из зальбандов обогащен Au. Разрабатывалось
IV-2	22	Без названия	[291, 271]	П. Серией заплывших ям на протяжении >150 м вскрыта кв. жила ВЮВ прост. в КВ песчаников брединской свиты. Др. данных нет
IV-2	24	Без названия	[271]	П. На возвышенности - остатки двух карьеров с отвалами: С ~40x20 м; Ю - поменьше. Глуб. каждого ≥ 4 м. Возле С карьера - обломки и глыбы жильного кварца (мощн. $\geq 0,4$ м), остатки отвалов рудоразборки

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	25	Волковское	[274, 291, 271]	П. 2 кв. жилы в рассланцованных породах брединской свиты. В кварце - пирит, галенит (редко), золото (связано с пиритом). Сод. по горизонту 22 м - 2 г/т Au. Разрабатывалось
IV-2	26	Без названия	[138, 291]	П. Кв. жилы с Au в породах рымникской свиты. Др. данных нет
IV-2	27	Без названия	[138, 291]	П. Кв. жила с Au в метаморфизованных породах брединской свиты
IV-2	28	Зайцевское	[274, 291]	П. 3 сближенных кв. жилы в песчаниках брединской свиты длиной до 20-30 м, мощн. 0,2-0,4 м, прост. СВ 10°, пад. к В. В 1913-1914 гг. сод. Au в руде - 1,08 г/т; в 1936 г. извлечение 2,3 г/т. Разрабатывалось
IV-2	31	Без названия	[274, 291, 271]	П. Кв. жила с Au в метаморфизованных породах брединской свиты
IV-2	32	Без названия	[274, 291, 271]	П. Кв. жила с Au в метаморфизованных породах брединской свиты
IV-2	33	Без названия (скв. 109, 110)	[291]	П. Вскрыто картировочными скв. под кайнозойем. Др. данных нет
IV-2	35	Праздничное	[274, 173]	П. [274]: кварцевожильная зона с Au в углисто-глинистых сланцах брединской свиты - из серии прожилков общей мощн. 0,25-0,50 м, прост. СЗ 340° и пад. к СВ $\angle 60-70^\circ$ - была прослежена на 60-70 м по прост. [170]: намечена жильная зона длиной до 1 км. В кварце - высокопробное гнездовое золото и пирит. Сод. Au (данные 1932 г.) - 6 г/т, 1936-1937 гг. ~2 г/т. [170]: скв. к В от карьера на отдельных инт. сод. Au 0,1-0,2 г/т и на инт. 98,0-99,0 м, по кв. жиле - 3,8 г/т. Сод. Au до 0,4 г/т отмечены также во вмещающие углистые алевролиты. Разрабатывалось
IV-2	36	Без названия	[274, 271]	П. Кв. жила с Au в рассланцованных породах брединской свиты
IV-2	39	Казанцевское (Баритовая Жила)	[274, 271]	П. Среди рассланцованных пород брединской свиты - кварц-баритовая жила широтного прост. мощн. в раздувах до 2 м и более. Перпендикулярно к ней прослежены две существенно кв. золотоносные жилы. В жильном кварце: пирит, лимонит, золото. Разрабатывалось
IV-2	41	Смоленское	[274, 271]	П. Кв. жила мерид. прост. среди выветрелых глинистых сланцев брединской свиты; ср. мощн. 0,47 м, длина 75-100 м. Сод. Au 3,5 г/т. Разрабатывалось
IV-2	42	Капризное	[274, 173, 270]	П. В серицито-глинистых сланцах брединской свиты кв. жила прост. ЮВ-СЗ. В жильном кварце - вкрапл. Au и пирита. Разрабатывалось
IV-2	48	Мулдабековское, Примазковское, Дорожное	[274, 173, 271]	П. Три сближенных объекта: (М), (Пр) и (Д) среди рассланцованных пород брединской свиты. (М): жила прост. 320°, пад. к СВ $\angle 75-90^\circ$, мощн. 0,2-0,7 м; ср. сод. Au 8-9 г/т. Примыкающие к ней поперечные прожилки отчасти золотоносны. (Пр): продолжение жилы (М) к ЮВ - прост. СЗ 330-340°, пад. под $\angle 65-70^\circ$ к СВ, длина обогащенной части - 40-60 м, мощн. 0,6-0,8 м. До глуб. 15 м жила и боковые породы изменены в КВ. Ср. извлечение 9-10 г/т Au; встречались самородки до 60-70 г. (Д): Жила прост. 270-280°, пад. $\angle 60-70^\circ$ к Ю; пром. длина 20-26 м, мощн. 0,2-0,5 м. Ср. сод. 5,5 г/т Au, с глуб. уменьшается. Ее сопровождают две безрудных жилы. Разрабатывались
IV-2	49	Без названия	[274, 287]	П. Кв. жила с Au в рассланцованных породах брединской свиты
IV-2	50	Новогеоргиевское	[177, 173]	П. В зоне тектонического контакта рассланцованных пород брединской свиты и биргильдинской толщи, отмеченной линейной КВ глуб. до 100-210 м и вскрытой скважинами, местами пересечены маломощные

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				рудные интервалы в метасоматитах. [173]: на поверхности вдоль зоны на протяжении 3 км прослежена полоса ГХ аномалий Ag, Zn, Pb, Ba. В скв. 3001, на инт. 40-44 м сод. Au в КВ до 4,4 г/т приурочены к контрастному ореолу Zn (до 1%), Pb (до 0,7%) и Ag до 0,003%. По скв. 102 в 400 м к С на инт. 54,6-57,6 м - рудная зона со ср. сод. Au 1,5 г/т, залегающая согласно с расланцеванием пород, увязывается со скв. 3001. К Ю от скв. 3001 - в скв. 126 сод. Au до 0,7 г/т. По скв. 119, в 100 м к В от скв. 3001 на инт. 154-161,5 и 160,8-161,2 м послонная сульфидная минерализация (пирит, галенит, сфалерит, иногда блеклая руда и халькопирит) в слабо золотоносных кварц-серицитовых метасоматитах. В других скв. вдоль ГХ аномалии сод. Au до 0,1-0,4 г/т. Разрабатывалось
IV-2	51	Колчинская Жила	[274, 173]	П. Жила, параллельная Мулдабековской (возможно, ее продолжение) в расланцованных породах брединской свиты. Прост. жилы и вмещающих пород СЗ 340°, пад. СВ \angle 50-70°, длина 30-40 м, мощн. 0,4-0,6 м. Ср. извлечение Au (данные 1937 г.) - 2,3 г/т. Разрабатывалось
IV-2	52	Белогорское	[274, 177, 173, 271]	П. Кв. жила прост. СВ 100° и серия сближенных прожилков прост. 105-210°, образуют линзовидное тело среди измененных пород брединской свиты. [173]: рудная залежь - пластовое тело согласно с пологой сланцеватостью пород. Ср. сод. Au 3,7 г/т (1936 г.) и 2,04-10,7 г/т. (1937 г.). По скв. в кварц-карбонат-серицитовых метасоматитах по алевролитам сод. Au 0,4-8,8 г/т приурочены к участкам с кв. прожилками. Здесь установлена комплексная ГХА Ag, As, Cu, Zn, W, Ba. Разрабатывалось
IV-2	54	Без названия	[271]	П. Вост. край частично заросшего карьера (60x10-20 м) по широтной кв. жиле. В обломках - брекчированный, местами заохренный кварц, иногда с миаролами. Вмещающие - кв. песчаники, от м/з до гр/з и гравелитистых. Др. данных нет. Разрабатывалось
<i>Золото россыпное</i>				
III-2	1	Без названия (пос. Красный Яр)	[295, 214]	П. Отработанная аллювиально-пролювиальная россыпь в ниж.-ср. миоцене; в бортах лога - выходы верх. олигоцена
III-3	10	Спорная россыпь (Вост. участок)	[168, 274, 295]	П. Группа коротких россыпей на глуб. 3-5 м. В геол. разрезе - 2 золотоносных пласта: а) верхний (кв. галька, связанная красной глиной) мощн. 0,1-0,4 м; перекрыт красно-бурой глиной с прослоями белой, 1,2-2,5 м; подстилается красной пластичной глиной и конгломератами из оолитов бурого железняка, боксита (?) и карбонатных стяжений в глинисто-известковистом цементе; и б) нижний: кв. галька, связанная глиной. Возраст, по [274]: квартал и неоген; по [295]: ниж.-ср. миоцен. Распределение Au неравномерное
IV-1	1	Коноплянская россыпь	[274, 214, 271]	П. Полоса со следами старательских работ общей длиной ~2 км, шириной 50-200 м, прост. ~СВ 60° пересекает под острым углом боковые лога руч. Коноплянки (свидетельство ее дочетвертичного возраста). Золотоносные пески с неравномерно распределенным мелким Au залегают на глуб. 5,0-5,50 м. Они перекрыты чередующимися песчано-галечным аллювием и красными глинами; плотик - сланцы рымникской свиты
IV-1	6	Бешкеровская россыпь	[274, 291, 271]	П. На АФС: Россыпь приурочена к СЗ склону узкого лога вблизи тальвега; длина вскрытой части 130-140 м, прост. ~СВ 30°. [274]: россыпь прослежена на площади 100x30-40 м. Золотоносные пески с мелкой галькой мощн. 0,2-0,4 м перекрыты желтыми и красными глинами и галечниками, связанными глиной, общей мощн. ~4,5-6,0 м и подстилаются каолинизированными сланцами рымникской свиты. Золотины слабо окатаны. Сод. Au 5 г/м ³ (данные 1935 г.). Генезис - аллювиально-делювиальный; возраст [291] - неоген. Частично разрабатывалась
IV-2	14	Александровская россыпь	[212, 274, 295]	П. Россыпь в неогене [274] или ниж.-ср. миоцене [295]. Ср. мощн. вскрыши 9,2 м, золотоносных песков

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				0,36-1,06 м (ср. 0,71 м). Ср. извлечение составляло 4,09 г/м ³
IV-2	18	Россыпь прииска Казанский 2-й	[168, 295]	П. Близмерид. аллювиально-пролювиальная россыпь в ниж.-ср. миоцене [295] длиной до 500 м. Пересекает современные лога. Ср. извлечение Au 1,92 г/м ³ . Разрабатывалась
IV-2	23	Александрово-Невская россыпь	[212, 274, 295]	П. Мощн. золотоносных песков 0,2-1,1 м (ср. 0,55 м), вскрыши 0,7-14,2 м (ср. 6,2 м). Возраст - неоген [274], ниж.-ср. миоцен [295]. Плотик - сланцы биргильдинской толщи. Сод. Au до 5,5 г/м ³ . Ср. извлечение (1898 г.) - 2,2 г/м ³ . Разрабатывалась
IV-2	29	Белая россыпь (западная ветвь)	[171, 299, 295]	П. В аллювии верх. олигоцена мощн. 3,5-10,5 м. Ср. сод. Au 3,34 г/м ³ . Разрабатывалась
IV-2	30	Никольская и Спасская россыпи	[212, 274, 295]	П. Россыпи - Никольская (Н) и южнее - Спасская (С), одна на продолжении другой, на расстоянии ~500 м. Возраст: неоген [274] или ниж.-ср. миоцен [295]. Ср. мощн. золотоносных песков (Н) 0,34 м, ср. глуб. 7,2 м; в (С), соответственно, 1,3 м и 2,1-8,4 м. В плотике - известняки биргильдинской толщи. Ср. извлечение 4,47 г/м ³ (Н) и 2,07 г/м ³ (С). Генезис аллювиально-пролювиальный [295]. Разрабатывались
IV-2	43	Вячеславская россыпь	[212, 274, 295]	П. Россыпь мерид. прост., длина 1 км, ширина 30-100 м. Разрез: а) почвенно-растительный слой - до 0,5 м; б) глины красно-бурые - 0,5-3,0 м; в) глины темно-красные «кавардачные», с прослоями серых и желтых - 3,0-8,0 м; пески серые с кв. галькой, иногда - валунами брекчий - 8,0-9,0 м; г) брекчии известково-кварцевые - 9,0-9,4 м; д) пески золотоносные с галькой кварца - 9,4-9,7 м. Плотик - известняки. Мощн. золотоносного слоя 0,2-1,1 м, глуб. 4,2-12,6 м. Возраст россыпи: неоген [274], верх. олигоцен [295]. Ср. извлечение 2,27 г/м ³ Au. Генезис аллювиальный [295]. Разрабатывалась
IV-2	44	Смоленская россыпь	[212, 274, 295]	П. Тянется от одноименной жилы к Ю на 1,5 км шириной ~50 м. Разрез: а) до 0,8 м - почвенно-растительный слой; б) 0,8-1,60 м - красная глина; в) 1,60-1,70 м - глинистый песок; г) 1,70-5,20 м - красная глина с прослоями белой; д) 5,20-8,90 м - желтая, песчанистая глина; е) 8,90-9,60 м - галечники, бурые глинистые пески; ж) 9,60-10,30 м - золотоносные песчано-глинистые отложения с галькой и валунами кварца; зерна Au размером 0,2-0,4 мм. Плотик - брединская свита. Извлечение Au (1871-1887 гг.) 2,74 г/м ³ ; сод. Au 4-5 г/м ³ (1936 г.). Генезис: аллювиально-пролювиальный [295]. Разрабатывалась
IV-2	47	Вифлеемская россыпь	[212, 274, 295]	П. Аллювиальная россыпь мерид. прост. Типовой разрез: а) почвенно-растительный слой - 0-0,5 м; б) глины красно-бурые - 0,5-6,0 м; в) глины темно-красные кавардачные, с прослоями серых и желтых. - 6,0-8,0 м; г) галечники с кв. галькой - 8,0-9,0 м; д) брекчии известково-кварцевые золотоносные, местами подстилают золотоносные пески - 9,0-9,4 м; е) пески золотоносные с галькой кварца, связанной глиной - 9,4-9,7 м. Плотик россыпи - закарстованные известняки. Ср. извлечение Au 5,30 г/м ³ . Возраст: неоген [274], верх. олигоцен [295]. Разрабатывалась
IV-2	53	Чилик	[212, 274, 291]	П. Золотоносный пласт на глуб. 1-5 м - глина с песком и слабо окатанной галькой кварца. Плотик - сланцы брединской свиты. Разрабатывалась
IV-2	56	Константино-Варшавская россыпь	[212, 274, 295]	П. Аллювиально-пролювиальная россыпь в ниж.-ср. миоцене [295]. Мощн. вскрыши 0,2-4,2 м (ср. 1,18 м), золотоносного слоя - 0,2-0,7 м (ср. 0,46 м). Плотик - известняки. Разрабатывалась. Ср. извлечение Au 1,82 г/м ³
IV-2	57	Безымянная россыпь	[212, 274, 291]	П. Аллювиальная россыпь, длина ~500 м. Золотоносный слой: галька кварца, цементированная глиной, мощн. 0,4-0,8 м. Золото ср.- и хорошо окатанное, мелкое. Разрабатывалась
IV-3	10	Россыпь Основного прииска	[145, 295]	П. [295]: аллювиально-пролювиальная россыпь в ниж.-ср. миоцене. Др. данных нет. На АФС - следы разработки
IV-3	11	Россыпь Восточного отвода	[145, 295]	П. [295]: аллювиально-пролювиальная россыпь в ниж.-ср. миоцене. Др. данных нет. На АФС - следы

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				разработки
Радиоактивные элементы				
<i>Уран, торий</i>				
I-2	1	Тогузакское	[269]	П. Зона минерализации СВ простирания общей длиной ~2 км. В линейных КВ мощн. 20-50 м по серпентинитам и породам чулаксайской свиты с проявлением метасоматоза, а также в аллювии р. Ниж.Тогузак. Макс. глуб. 15 м. Сод. U 0,004-0,014%. U сорбирован лимонитом, марказитом, пиритом, встречается урановая чернь, иногда - настуран
I-2	8	Левино	[185, 269]	П. В КВ по породам биргильдинской толщи, а также серпентинитам у контакта с гранитоидами - 5 линзовидно-пластовых рудных тел мощн. 0,5-6,0 м на глуб. 20-40 м. Сод. U от 0,011 до 0,12% на мощн. 5,9 м; сопутствующие - V, Mo, Cu, Zn, P. U до глуб. 5-25 м связан с лимонитом, в зоне цементации - с фосфатами, урановой чернью
I-2	10	Восточно-Кожубаевское	[185, 269]	П. Среди гранитов 2 РА в КВ по ксенолитам слюдистых сланцев и гнейсов благодатской толщи до 400x100 и 550x50 м (в плане) на глуб. 12-20 м. Сод. U (%) 0,027-0,038 на мощн. 1,5 м и до 0,04 на мощн. 9 м. U - в урановой черни, настуране, ниобатах и др. Тект. брекчия с кварцем и сульфидами (0,016% U на 0,4 м) - остаток эндогенных «корней»
I-2	16	Лампрофировый	[185, 269]	ПМ. В линейных карманах КВ по зоне дробления гранитов неплюевского комплекса - 3 РА (50-210 мкР/ч) на глуб. 0,5-80 м. U (до 0,011-0,015% на мощн. 0,5-1,0 м) связан с лимонитом и фосфатами
I-2	21	Южно-Кожубаевское	[205, 269]	П. В КВ по гранитам на глуб. 7-10 м - линзовидное тело до 600x150 м в плане с сод. U 0,017% на мощн. 0,95 м; сопутствующие Pb, Co, Mo
I-3	11	Южно-Московское	[205, 269]	ПМ. Биргильдинская толща и линейное тело серпентинитов перекрыты кайнозойем двух небольших долин. В темно-серых глинах наурзумской свиты, бурых железняках и переотложенной КВ в 4-х скв. на глуб. 15,8-42 м - мелкие линзы с р.а. 50-140 мкР/ч. Сод. (%) U 0,012-0,015 на мощн. 0,5-1,9 м; макс. сод. Cu 0,02; Ni 0,06; Pb 0,08
I-3	21			
I-3	38	Ольховское	[158]	П. В гранитах у контакта с диоритами степнинского комплекса. В КВ по ксенолитам диоритов ПГХА по изолинии U (%) 0,0035 площадью ~1000x1000 м, глуб. 0,5-32 м со ср. сод. U ~0,007% на мощн. 16-24 м, местами до 0,01-0,15% на 0,5-9 м. Сопутствующие Mo, Cu, Zn, Nb, Y, Be
II-1	7	Запасной (Аномалия 199/64)	[205, 158, 269]	ПМ. РА на линейной КВ длиной 630 м вдоль тект. контакта гранитов с рымникской толщей. По микро-трещинам развиваются отенит и U-содержащий фосфат. U (ср. сод. 0,02%) сопровождают P, Co, Mo, Pb, Zn
II-1	10	Акмуллинское	[205, 269]	П. На одноименном М каолина. Над зоной гидротермального метасоматоза СВ простирания с вкрапл. сульфидов - линейный карман КВ гранитов до 3500x100-200 м в плане, глуб. до 180 м. В КВ - 6 линзовидных рудных тел (до 400x50x0,4 м). Минералы U - вавеллит, псевдовавеллит. Сод. (%) U 0,001-0,016, иногда до 0,01-0,08; сопутствующие P (0,8-26,8% P ₂ O ₅), Sr, Be, Cu, Mo, Pb, Ag до 30 г/т
II-2	1	Ильичевское	[158, 269]	П. Пологие зоны катаклаза в гранитах Р ₁ в зоне влияния широтного сдвига. Над ними или в узлах пересечения - КВ мощн. до 30 м. Минерализация U: высокотемпературная уранинитовая с пиритом и халькопиритом, сод. (%) U до 0,01; низкотемпературная настурановая - крутопадающие тела мощн. до 20 см с пиритом, цеолитами, марказитом; сод. U до 0,01 и 2 пологих размерами до 300x25x0,5-8,0 м, ср. сод. U 0,01 и 0,02 на мощн. 6,1 и 4,2 м; экзогенная в КВ (урановая чернь, настуран, уранинит) - линзовидные тела (общий контур 300x70x0,5-15 м); в контуре >0,01 ср. сод. U 0,061 на мощн. 7 м. В контуре >0,1 -

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				рудное тело 250x10x0,5-9,0 м со ср. сод. U 0,16 на мощн. 2,8 м
II-2	8	Промежуточное (Ручейное)	[285, 205, 269]	П. В широтной линейной КВ биотитовых гранитов на глуб. 3-19 м - рудная залежь площадью 1000x125 м и мощн. до 11 м. Сод. U 0,01-0,02%; ср. 0,016% на мощн. 4,1 м; в центр. контуре 300x25x1,5 м U 0,06%
II-2	9	Аятское I	[205, 269]	П. Минерализация U в гранитах (урановые черни, титанаты TR с сод. U) на узлах пересечений зон катаклаза и рассланцевания с проявлением мусковитизации, хлоритизации, вкрапл. сульфидов, Сод. (%) U 0,014-0,032; присутствуют Sn, V, Cu. В кармане КВ над 3 узлом - рудное тело размерами 150x20-50x1,7 м при ср. сод. U 0,1 и 5% рудных линз 30x150x25-80x2,5 м с сод. U 0,005-0,032%
II-2	10	Восточно-Анненское	[205, 269]	П. В карманах КВ слюдистых сланцев благодатской толщи на глуб. 2-15 м - 5 линзовидных рудных тел размерами 300-600x20-140x3-12,6 м с сод. U 0,01-0,027% и одно размером 300x20x0,6 м с сод. U 0,03-0,11%
II-2	11	Казарменное	[205, 269]	П. В КВ сланцев рымникской свиты у контакта с гранодиоритами - 3 рудных тела площадью 150x150-220 м на глуб. 0,5-2,5 м. Сод. U 0,033% на мощн. 0,5-2,5 м
II-2	14	Южно-Мочагинский	[289, 269]	ПМ. В катаклазированных гранитах P ₁ и ксенолитах гнейсов благодатской толщи на глуб. 42-285 м в зоне аргиллизации гранитов длиной 2 км, и 280 м по пад. сод. U 0,001-0,008%. По трещинам - уранинит, пирит, марказит, каолинит, гематит, иногда - настуран, урановая чернь; сод. U 0,001-0,036%. В КВ - локальные РА; сод. U 0,003-0,01%
II-3	18	Родниковское	[205, 269]	П. В линейной КВ гнейсов благодатской толщи минерализованная U зона длиной ~5 км на глуб. 3-23 м. Выделено рудное тело 800x25-50x0,5 м с сод. U 0,03-0,037% и 6 более мелких рудных линз
III-1	10	Неплюевское	[158]	П. В эндоконтактной зоне гранитов Неплюевского массива с останцами кровли мощн. КВ до 50 м. 2 параллельных полосы РА размерами по ~1000x100x100-200 м глуб. 2-17 м. Сод. в глинистой КВ сланцев и гранитов, в бурых железняках, минералах Mn - до 0,02% U
III-2	5	Красный Яр	[158]	П. Сод. U до 0,014% приурочены к лимонитизированным известнякам брединской свиты в экзоконтактной зоне Варшавского массива гранитов. U - в алюмофосфатах (сванбергит). Абсолютный возраст оруденения (соотношения изотопов) 50-140 млн лет
III-2	7	Юрьевское	[158]	П. Угленосная толща брединской свиты в экзоконтактной зоне гранитов Варшавского массива. РА в КВ углисто-глинистых сланцев мощн. >30 м. Минерализация прослежена до глуб. 11 м при сод. U 0,038% на мощн. 1,9 м. U - в алюмофосфатах (сванбергит); сопутствующие V, P, Sr. Абс. возраст оруденения (соотношения изотопов) - 60-100 млн лет
III-2	8	Сергеевское	[158]	П. РА в лимонитизированной КВ по биотитовым гнейсам, биотитовым и тальковым сланцам (ксенолиты?) в эндоконтактной зоне Варшавского массива гранитов. Ср. сод. (%) U 0,013 на мощн. 0,9 м, макс. 0,015. U связан с лимонитом. Сопутствующие: Th 0,002%, Cr, Mn, Pb, Zn. Абс. возраст оруденения оценен в 60 млн лет
III-2	9	Татьянинское	[158]	П. РА в лимонитизированной КВ огнейсованных гранитов и слюдистых сланцев в зоне контакта Варшавского массива плагиогранитов с брединской свитой. Ср. сод. (%) U 0,01; Th 0,002; Pb 0,34; Y 0,03 (спектр.). U связан с алюмофосфатами TR
III-2	11	Восточно-Варшавское	[158]	П. Урановая минерализация в КВ гранитов и кв.-слюдистых сланцев (ксенолиты?) эндоконтактной зоны Варшавского массива гранитов. Глуб. до 5 м. Сод. U 0,035% связывается с алюмофосфатами и оксидами Mn; сопутствующие - Pb, Mo, Cu, Mn, Y, Be
III-2	14	Ново-Варшавское	[158]	П. Линейные карманы КВ на контактах плагиогранитов с серпентинитами и тальк-карбонатными сланца-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ми по ним. Ореол U 10-20x120-180 м (в плане) приурочен к лимонитизированной глинистой КВ. Сод. U 0,01-0,029%; сопутствующие: Pb, Cu, Be, Y
III-3	9	Елизаветпольское	[158]	П. РА в скважинах на глуб. 18,2 и 42,5-44,3 м приурочены к дайкам плагиогранитов и кв.-карбонатным породам еткульской толщи с вкрапл. уранинита, галенита и пирита. Сод. U 0,005-0,018%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц оптический и пьезоэлектрический</i>				
III-1	1	Акмуллинское	[219, 211, 271]	П. Развалы кв. жил на площади, сложенной рымникской толщей. Хрусталеносна часть мерид. жил мощн. до 1 м, длиной 20-400 м., сложенных кр/з молочно-белым кварцем. В гнездах размерами до 1,5x0,4x0,3 м кристаллы - слабодымчатые или бесцветные с дефектами; в элювии вблизи жил кондиционные кристаллы встречаются чаще
III-1	4	Макарихина Поляна	[219, 211]	П. В гранитах ольховского комплекса - кв. жилы с кристаллами горного хрусталя и нехрусталеносные тела пегматитов. В делювии древнего лога также выявлены кристаллы. Кристалл мориона дал 15 г моно-блоков
III-1	5	Участок 4	[156, 291]	П. В кв. жилах и развалах среди песчаников рымникской свиты - пустоты с кристаллами горного хрусталя; в делювии - обломки кристаллов
III-1	6	Макарихина Поляна	[219, 291]	П. Развалы и высыпки жильного кварца с признаками хрусталеносности среди пород рымникской свиты в экзоконтактной зоне гранитов
III-1	9	Неплюевское (Участок 6)	[219, 211, 291]	П. Гнезда с кристаллами хрусталя в раздувах кв. жил среди гранитов неплюевского комплекса у контакта с останцами пород кровли
III-2	6	Участок №12	[156, 297, 271]	П. Углисто-глинистые сланцы брединской свиты прорваны дайками и штоками гранит-порфиров, к контактам которых приурочены хрусталеносные кв. жилы и их развалы
III-2	10	Без названия (Зап.-Варшавское жильное поле)	[219, 211, 271]	П. Старый карьер (возможно и для добычи щебня) вскрывает крупное тело жильного кварца среди кр/з гранитов у В границы Зап.-Варшавского слабо хрусталеносного жильного поля
IV-4	2	Без названия (т.н. 1585)	[155, 156]	ПМ. Среди основных вулканитов аккаргинской толщи - развалы и высыпки жильного кварца с признаками хрусталеносности
IV-4	3	Без названия (т.н. 2058)	[155, 156]	П. Развалы кв. жил с кристаллами горного хрусталя длиной до 7 см среди пород ащисуйской толщи
IV-4	4	Без названия (т.н. 1658)	[155, 156]	ПМ. Среди основных вулканитов аккаргинской толщи - развалы и высыпки жильного кварца с признаками хрусталеносности
Химическое сырье				
<i>Барит</i>				
III-3	3	Без названия (обн. 2807)	[209]	П. Кварц-баритовая жила в алевролитах и песчаниках брединской свиты. Длина до 80 м, прост. аз. 320°, мощн. неясна; ширина развалов до 3-5 м
IV-2	16	Гогинское	[291]	П. 3 баритовые жилы в брединской свите, в т.ч. Главная длиной ~100 м, мощн. до 1 м. Состав (%): BaSO ₄ 92-97; SiO ₂ 1,0-3,5; немного Au, Pb, Cu. Добыто 1600 т барита
IV-2	40	Баритовая жила		П. См. «Золото», IV-2-48
IV-3	3	Без названия (обн. 463)	[209]	П. Баритовая жила мощн. 0,08-0,3 м среди слюдисто- и глинисто-хлоритовых сланцев брединской свиты
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Каолин</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	5	Парижское	[237, 255]	П. Линзовидная залежь каолинов низкого качества размерами до 30x50x2 м в КВ гранитов джабык-санарского комплекса у контакта с благодатской толщей
I-2	7	У пос. Кожубаево	[237, 262, 146]	П. Белые и желтые каолины на площади ~10 тыс. м ² мощн. до 3 м в КВ гранитов джабыкско-санарского комплекса. Химсостав (%): SiO ₂ 48,68-52,12; Al ₂ O ₃ 31,18-36,78; Fe ₂ O ₃ 1,68-2,38; TiO ₂ 0,32-0,35, п.п.п. 10,36-12,40; белизна 57,26-64,28. Не удовлетворяют ГОСТ по качеству
I-3	28	Без названия	[255, 238, 271]	П. Каолиновые глины в КВ гранодиоритов степнинского комплекса или ксенолитов пород благодатской толщи. Мощн. до 4-5 м. Глины белые, розоватые, желтые и красные. Керамические свойства не изучены
II-1	5	Ст. Система	[255, 170, 271]	П. Залежи первичных каолинов в КВ биотитовых гранитов джабыкско-санарского комплекса. От пром. каолинов отличаются более слабой степенью разложения гранитов, более низкими дисперсностью и сод. Al ₂ O ₃
II-1	6	Дидоренково Поле	[255, 170, 291]	П. Залежь первичных каолинов на гранитах площадью ~50x50 м глуб. до 15 м. Каолин белый, жирный, плотный, с мелкими зернами кварца. Ср. выход тонкой фракции 5,4%
III-1	11	Неплюевское (У фермы №2)	[174, 255, 291]	П. Белые каолины в коре выветривания гранодиоритов Неплюевского массива. Качество удовлетворительное. Параметры залежи не изучены
III-2	15	Варшавское	[237, 255, 271]	П. Разобщенные линзы белых каолинов ср. мощн. 6,7 м среди цветных в КВ плагиогранитов варшавского комплекса. Качество низкое
III-3	11	Без названия (скв. 53)	[209]	П. По скв. на инт. 7,0-28,0 м - глины наурзумской свиты, белые, синеватые, плотные, жирные. Местами - с пятнами ожелезнения
IV-1	9	Могутовское	[174]	П. Белый каолин в КВ гранитов неплюевского комплекса. ~95% фракции -0,074 мм. Огнеупорность 1540-1580°C. Не доизучено
IV-3	5	Без названия	[293, 297]	П. Каолиновые глины в наурзумской свите. Др. данных нет
IV-3	8	Без названия	[145, 293]	П. Каолиновые глины в наурзумской свите. Др. данных нет
<i>Глины огнеупорные и керамические</i>				
I-3	40	Ольховское (Великопетровское)	[237, 262]	П. Небольшие линзы каолиновых глин, белых, розоватых, желтых и красных, мощн. до 4-5 м в КВ граносиенитов степнинского комплекса. Пригодны для производства огнеупоров и шамотных изделий
IV-3	2	Глиняный Лог	[262, 297]	П. Белые глины наурзумской свиты. Хим. состав (%): SiO ₂ 53,57, Al ₂ O ₃ 27,3, Fe ₂ O ₃ 18,56, CaO и MgO ≤1; п.п.п. 8-10, огнеупорность 1750°C
<i>Кианит</i>				
I-3	25	Без названия (скв. 20)	[238]	П. По скв. и в обнаж. - кианитовые разн. филлитовидных сланцев брединской свиты. Сод. (%): Al ₂ O ₃ 35,4; Fe ₂ O ₃ 2,88; FeO 3,08
II-3	16	Полтавское	[156, 297]	П. Кианит в метаморфизованных глинисто-углистых сланцах брединской свиты близ тект. контакта с биргидьдинской толщей
II-3	25	Карталинское	[156, 297]	П. Кианитовые сланцы в зоне тект. контакта глинисто-углистых сланцев брединской свиты с ультрамафитами. Состав: кианит (сод. 20-30%), кварц, графит, хлорит, гидроксиды Fe. Химсостав (%): Al ₂ O ₃ 24,35-29,33; Fe ₂ O ₃ 3,78-14,0; TiO ₂ 0,92-1,58; CaO 1,56-2,28; SiO ₂ 50,26-55,12; MgO 0,12-0,25; R ₂ O 0,80-1,16; п.п.п. 5,80-8,92; H ₂ O 0,52-0,80. Руды труднообогатимые (данные 1940 г.)
II-3	29	Без названия	[156, 297]	П. Концентрации кианита в метаморфизованных глинисто-углистых сланцах брединской свиты близ тект. контакта с серпентинитами
Горнотехническое сырье				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Асбест</i>				
I-4	8	Михеевское	[301]	П. В серпентинитах - гнездообразные выделения (25 см в поперечнике) амфибол-асбеста; длина волокон до 14 см
<i>Тальк</i>				
IV-3	12	Без названия (ш. 92)	[209]	П. У 3 контакта Гогинского массива ультрамафитов вскрыто тело талькового камня, т/з, отчасти сланцевого, без примесей
<i>Графит</i>				
I-3	10	Без названия	[238]	П. По скв. - графитизированные углистые сланцы брединской свиты у тект. контакта с вулканитами березняковской толщи
I-3	15	Без названия	[238]	П. По скв. - графитизированные углистые сланцы брединской свиты у тект. контакта с ультрамафитами
I-3	32	Без названия	[238]	П. По скв. - графитизированные углистые сланцы брединской свиты у тект. контакта с ультрамафитами
I-3	37	Без названия	[238]	П. По скв. - графитизированные углистые сланцы брединской свиты у тект. контакта с ультрамафитами
I-3	42	Без названия	[238]	П. По скв. - графитизированные углистые сланцы брединской свиты у тект. контакта с ультрамафитами
III-2	16	Елизаветпольское	[156, 297]	П. Пропластки или отдельные линзы графита среди рассланцованных углистых пород брединской свиты, прорванных дайками гранитов
III-3	2	Без названия	[209]	П. Графитизированные углистые сланцы брединской свиты
III-3	4	Без названия	[209]	П. Графитизированные углистые сланцы брединской свиты
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Алмазы</i>				
I-3	24	Ольховский (скв. 3а)	[238]	ПМ. Зерно алмаза диаметром 1,5 мм в протолочке алевролитов и песчаников брединской свиты на глуб. 57,5 м. Свойства соответствуют кимберлитовому или лампроитовому происхождению
Строительные материалы				
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мраморы</i>				
I-2	5	Горное	[30, 256]	П. Полоса мраморизованных известняков биргильдинской свиты шириной 1-1,5 км. Местами разрабатывались на известь. [256]: белый и серый мраморизованный известняк, кр/з, массивный, полосчатый; состав кальцитовый. Однороден, хорошо режется алмазной пилой. По декоративным свойствам, полируемости, слабой трещиноватости может служить облицовочным материалом
II-3	10	Арчалинское	[209, 297]	П. В сагустинской толще по скв. - белые м/з мраморы. Оценены как поделочные и облицовочные; возможно выявление скульптурных [209]
<i>Глинистые породы</i>				
<i>Глины кирпичные</i>				
III-3	5	Суходольское (СЗ)	[209]	П. 2 сближенных П (возможно одно М). Профилем скважин вскрыты озерно-делювиальные четвертичные глины с примесью песка до 20% и мелкого гравия (кварц). Мощн. глин 1,5-14,5 м. Запесоченность малая и ср., глины малопластичные с повышенной воздушной линейной усадкой; водопоглощение и морозостойкость черепка, обожженного при 900°C удовлетворительные
III-3	6	Суходольское (ЮВ)		
Прочие ископаемые				
<i>Песок формовочный</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого; название (синоним) проявления, пункта минерализации, ореола и аномалии	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	3	Красноармейское (скв. Я-53)	[301]	П. В наурзумской свите на глуб. 2,2-3,7 м - т/з слабо глинистый кв. песок с примесью 1-2% темноцветных. При отсеве крупных фракций м.б. использован как формовочный марки ПО1,5
<i>Минеральные краски</i>				
I-2	22	Великопетровское	[146, 238]	П. Желтые и красные охры низкого качества общей мощн. до 4 м в КВ пород брединской свиты и аллювии - делювии светлинской свиты. Запасы 320 тыс. т забалансовых руд
II-3	28	Карталинское	[262]	П. В светлинской свите - небольшие линзовидные залежи золотистой охры (полосе длиной ~1 км) и серо-зеленые глауконитовые (?) глины
II-4	3	Новониколаевское 1	[149, 262, 231]	П. Залежь желтой и красной глинистой охры мощн. 3 м в КВ плагиогранитов. Охра у поверхности засорена кв. галькой и песком; с глуб. качество лучше. Разрабатывалось

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

(Список сокращений см. выше)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, точки взятия шлиха	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Хром</i>				
II-3	42	Верблюжьегорская россыпь 1	[195, 190]	П. 2 россыпи валунчатых хромитов в смещенном элювии. На 1-я : макс. глуб. слоя 2,2 м, ср. сод. Cr ₂ O ₃ в руде 42,9%, авторские запасы кат. А ₂ 1,9 тыс. т; на 2-й: ср. глуб. 3,2 м, ср. мощн. 0,88 м, сод. Cr ₂ O ₃ в руде 34,9-36,3%, запасы кат. В 4,7 тыс. т. Не разрабатывались
II-3	43	Верблюжьегорская россыпь 2	[195, 190]	
IV-2	60	Евдокия	[140, 157]	П. Россыпь валунчатых хромитов в делювии. Площадь ~67 тыс. м ² , мощн. слоя 0,5-3 м. До 1931 г. добыто 2,5 тыс. т хромитов; остаток запасов на 01.01.1940 ~13 тыс. т
IV-3	14	Гогинская россыпь	[156, 157]	П. Россыпь валунчатых хромитов в элювии-делювии. В 1936 г. добыто 1,170 тыс. т руды. остаток на 01.01.1940 - 830 т
Благородные металлы				
<i>Золото россыпное</i>				
I-3	47	Тогузакская россыпь	[274, 214, 238, 271]	П. Россыпь в аллювии правобережья р. Ниж. Тогузак длиной 270 м, шириной 10-15 м, мощн 0,25-0,60 м; по АФС выделены 2 параллельные россыпи большей длины. Сод. Au 0,7-2,5 г/м ³ . Разрабатывались
I-3	48	Казанский прииск	[274, 214, 271]	П. Затопленные впадины в пойменном аллювии руч. Кисинет: ~50x15 м и более узкая; рядом - серия отвалов. Здесь показан Казанский прииск (заявка) [270]. Др. сведений нет
I-3	51	Ольховская Северная россыпь	[214, 231, 238]	П. [210]: данные АФС с наземной проверкой; [234] - то же; [227] - координаты границ россыпи
I-3	52	Скрыдлова прииск, Ольховская Южная россыпь	[30, 274, 214, 238]	П. 2 близмерид. россыпи в элювии-делювии долины р. Ольховки общей длиной около 2 км. Россыпь Скрыдлова вскрыта до глуб. 10,3 м; сод. Au 2-5 г/т. Недоразведаны

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, точки взятия шлиха	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	23	Анненское	[274, 271]	П. 2 шурфа в аллювии р. Караталы близ устья р. Аят. На глуб. 0,7 м мощн. песков 0,18 и 0,09 м, сод. Au до 0,9 г/т (заявка)
II-2	25	Владимирский прииск	[274, 291]	П. 3 шурфа в аллювии лев. берега р. Караталы-Аят. На глуб. 1,4 м - пески мощн. ~0,7 м со знаками Au (заявка)
IV-1	16	Синташтинская россыпь	[168, 274, 293, 271]	П. В полосе длиной ~200 м и шириной до 50-120 м (по АФС) разрабатывалась россыпь в основании глинистого элювия-делювия на глуб. 5,0-5,2 м. Au местами богатое
IV-2	61	Никольская россыпь	[212, 274, 295, 291]	П. Россыпь в делювии-аллювии длиной 400 м, шириной 20-30 м на глуб. до 10-13 м, мощн. песков 0,25-0,7 м, ср. извлечение 2 г/м ³ . В 1890-е гг. добыто 6,7 кг Au
IV-2	62	Воздвиженская россыпь	[274, 295, 291]	П. Россыпь в делювии-аллювии длиной 600 м шириной 10-60 м. Мощн. вскрыши 3-12 м, песков 0,2-4,2 м (ср. 0,67 м); плотик - брединская свита. До 1917 г. добыто 29,2 кг
IV-2	63	Свято-Троицкого прииска россыпь	[212, 274, 291]	П. Россыпь в элювии-делювии. Ср. мощн. песков 0,44 м, глуб. 0,7-10,5 м; плотик - брединская свита. Ср. извлечение 2,2 г/т. В 1876-1989 гг. добыто 19,4 кг Au
IV-2	64	Владимир-Богородицкая и Анненская россыпи	[212, 274, 291]	П. 2 короткие сближенные россыпи в элювии-делювии. На 1-й ср. мощн. песков 0,36 м, ср. глуб. 7 м, на 2-й - 1,0 и 6 м; извлечение, соответственно, 5,98 и 2,24 г/м ³ . Плотик - биргильдинская толща. В 1880-х-1890-х гг. добыто всего 31,4 кг
IV-2	65	Ильинская россыпь	[212, 274, 291]	П. Ср. мощн. вскрыши 7,1 м, песков 0,47 м, плотик - брединская свита. Извлечение 3,04 г/м ³ . В 1860-1887 гг. добыто 53,3 кг Au
IV-2	66	Счастливая россыпь	[212, 274, 291]	П. Россыпь в элювии-делювии. Ср. мощн. вскрыши 4,9 м, песков 0,44 м, ср. извлечение 2,9 г/м ³ . В 1880-1887 гг. добыто 7,9 кг Au
IV-2	67	Белая россыпь (Восточная ветвь)	[168, 212, 274, 291]	П. Россыпь в аллювии-делювии. Образует 2 рукава длиной 350 и 250 м, шириной 50-100 м. Мощн. вскрыши 3,5-10,5 м; извлечение 3,34 г/м ³ . Разрабатывалась
IV-3	13	Абалакский и Боголюбский прииски	[274, 295, 297]	П. Россыпи в аллювии-пролювии; 1-й - мощн. песков 0,15-1,1 м, глуб. до 5,7 м; 2-й соотв. 0,15-0,35 и 0,7-11,4 м. Добыто в 1877-1899 гг. соотв. 34,5 и 92 кг Au
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-2	1	Тогузакское	[269]	П. Убогая минерализация (0,00п% U, иногда выше) в пойменном песчано-глинистом аллювии. Верхняя часть П в КВ пород палеозоя
I-2	24	Буреломное	[269]	П. В торфо-глинистом аллювии долины над гранитами сод. U 0,01-0,06% на мощн. 0,5-0,7 м; сопутствующие Mo, Cu, Be
I-3	49	Великопетровское (Солнечное)	[158, 269]	П. В погребенной долине продуктивные «сероцветы» мощн. 1-3 м тянутся на 3 км на глуб. 3-12 м при ширине 400-800 м. 7 линзовидных тел размерами до 750x150x1,5 м с сод. U 0,01-0,06% (ср. 0,036%) на ср. мощн. 0,8 м. Минералы U - урановая чернь, шрекингерит. В элювии сланцев брединской свиты на глуб. 4,5-12 м сод. U 0,008-0,01%
II-2	8	Промежуточное (Ручейное)	[269]	П. Верхняя часть П в КВ гранитов. В основании аллювия-делювия мощн. до 5 м - рассеянная минерализация U
II-2	9	Аятское 1	[269]	П. Над П в гранитах и КВ. В аллювии 13 вытянутых линз размерами 50-200x15-50x0,5-4 м с сод. U 0,005-0,062%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, точки взятия шлиха	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	20	Верховья р. Аят	[269]	ПМ. Над ср/з и м/з гранитами и КВ мощн. до 12 м в сероцветных песчанистых глинах пойменного аллювия р. Аят, обогащенных гумусом и растительным детритом - 2 рудных тела размерами в плане 100-200х20-25 м, мощн. 0,5-1,5 м. Сод. U 0,005-0,195% на мощн. 0,5 м. U сорбирован органикой
II-2	21	Санаторное	[285, 269]	П. Линзообразные рудные залежи в сероцветном глинистом, песчано-глинистом аллювии, частично в торфах первой надпойменной террасы р. Аят, перекрывающих граниты, вытянуты вдоль русла: размеры С 600х40 м, Ю - 1800х40-70 м, мощн. 0,3-0,8 м; сод. U 0,01-0,23%
II-2	22	Погребенное, Аятское 2	[285, 269]	П. 2 сближенных участка в темно-серых песчанистых глинах второй надпойменной террасы, перекрывающих граниты. Погребенное: на глуб. до 3 м - 3 залежи размерами ~200х25х0,4 м с сод. U 0,07-0,08%. Аятское 2: 11 залежей размерами 100-250х30-50х0,5-4,5 м с сод. U 0,002-0,57%; ср. сод. в телах 0,01-0,03. U сорбирован глинами, реже встречается отенит
II-2	24	Мочагинский	[269]	ПМ. В сероцветных глинах второй надпойменной террасы р. Караталы-Аят мощн. до 2,5 м, залегающих на КВ плагиогранитов, 5 минерализованных линз размерами от 50х150 до 400х500 м, мощн. 2-2,5 м, общей площадью 0,56 км ² . U - в урановых чернях, лимоните; сод. U 0,001-0,012%
II-3	18	Родниковское	[269]	П. Верхняя часть П в КВ по палеозою. В глинистом аллювии сод. U 0,016% на мощн. 0,7 м
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Алмазы</i>				
III-4	8	Без названия (р. Караталы-Аят)	[265, 299]	ПМ. В шлихах из аллювия террасы р. Карагайлы-Аят обнаружено зерно алмаза
Строительные материалы				
<i>Обломочные породы</i>				
<i>Песок строительный</i>				
I-3	44	Солнцевское	[210, 238]	П. В аллювии террасы р. Ниж. Тогузак линза кв. песков с глинистыми прослоями мощн. 1,0-20,0 м на глуб. 0,3-26 м
I-3	50	Без названия	[210, 238]	П. В аллювии второй надпойменной террасы р. Ниж. Тогузак по скв. - несколько линз песков мощн. от 3 до 13-18 м на глуб. от 0,3 до 2,2 м (кровля) общей площадью до 10 км ² . Пески кварцевые, полевошпат-кварцевые, м/з-ср/з, отчасти глинистые
<i>Глинистые породы</i>				
<i>Глины кирпичные</i>				
I-3	46	Великопетровское	[210, 238]	П. В делювии скважиной вскрыты глины мощн. ~10 м. Мощн. вскрыши ~2 м. Свойства глин не изучались

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых к листу N-41-XXV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

(Использованы сокращения, принятые в прил. 2, и дополнительно: $K_{\text{НП}}$ – коэффициент надежности прогноза, СП-10 – специализированные поиски масштаба 1 : 10 000 (и т. п.), ПО1 – поисково-оценочные работы первой очереди, ПО2 – то же второй очереди, Р – (до)разведка, уд. руд. – удельная рудоносность)

№ п/п	№ объекта на схеме прогноза	Площадь, км ²	Прогнозная характеристика, категории и размеры ресурсов, их обоснование	Рекомендуемые виды работ
1	2.0.3.1 Cr	10	Благоприятный петрохим. тип ультрамафитов; не до разведанные М и П алапаевского типа, оработанные с поверхности. Добыто ~0,36 млн т. Локальные аномалии силы тяжести [190] отчасти могут быть обусловлены геол. объектами. P_1 0,47 млн т. Комплексный метод с учетом уд. рудоносности по данным разведки, разработки и геофиз. данных [190]. Из двух оценок [190, 259] принимается меньшая	ПО1, включая детальную геолого-петрограф. съемку
2	2.0.3 Cr (за пределами №1)	40	Благоприятный тип ультрамафитов; наличие мелких М и П, аномалий силы тяжести; оценка [190] ($P_2+P_3=12,8$ млн т) с допущением рудной природы всех аномалий необоснованно оптимистична. Исходя из оценки [259]: $P_2=0,3$ млн т; $P_3=1,3$ млн т. До глуб. 300 м. Из двух оценок [190, 259] принята меньшая; ресурсы по листу [259] распределены по массивам с учетом соображений, изложенных в тексте	СП-10 и ПО2
3	2.0.4.1 Cr	15	Часть хромиторудного узла 4, насыщенная небольшими рудными объектами (разрабатывались с поверхности). Присутствуют локальные аномалии силы тяжести. Ресурсы $P_2=0,2:2=0,1$ млн т. Комплексный метод с учетом уд. рудоносности по данным разработки и геофиз. данных [190] с понижающим $K_{\text{НП}}=0,5$, учитывая геол. природу части аномалий	ПО1
4	2.0.4 Cr (за пределами №3)	45	Благоприятный тип ультрамафитов; наличие П хромитов и локальных аномалий силы тяжести. Низкая рудо-насыщенность поверхности и возможность нерудной природы части аномалий позволяют считать оценку [190] ($P_3=4,8$ млн т) резко завышенной. Ресурсы $P_3=0,5$ млн т. До глуб. 200 м. Меньшая из двух оценок [259], распределенная по массивам с учетом соображений, изложенных в тексте	СП-10
5	I-4-7 (Cu,Mo)	5	Запасы Cu в прожилково-вкрапленных рудах Мо-Си-порфиrowого типа категорий C_1 (425 тыс. т) и C_2 (690 тыс. т) [232] не приняты. Общие перспективы объекта оценены в 1900 тыс. т категории P_1 , что вызывает сомнения из за низких ср. сод. Cu (0,5-0,65%) и неоднозначности увязки рудных тел между скв. при отсутствии надежных данных по поверхности, закрытой КЗ. Оставлены ресурсы P_1 , принятые на 01.01.2003 г., впредь до завершения оценки объекта; наиболее вероятно их уменьшение	ПО1
6	4.0.1 Cu,Mo (за вычетом площади 5)	90	Ресурсы рудного узла, за пределами пл. 5, утвержденные на 01.01.1998 г. ($P_2=1760$ тыс. т и $P_3=2500$ тыс. т) представляются завышенными. Впредь до завершения оценки основного месторождения сохраняются оценки сопутствующих объектов и участков, составляющие в сумме $P_1=330$ тыс. т (Западное), $P_2=700$ тыс. т и $P_3=450$ тыс. т. По изложенным выше причинам расчет ресурсов площади заменен суммой ресурсов локальных объектов. Ресурсы P_1 Новоиколаевского М (100 тыс. т), как непромышленного, не учтены	ПО2 и СП-10
7	2.0.1.1 Au	14	Кварцевожильные и штокверковые П Au, ранее разрабатывавшиеся. В последних возможно выявление вкрапленных руд в метасоматитах, подобных М Змеиному севернее [270]. Ресурсы $P_2=14 \times 0,72 \times 0,4 \sim 4,0$ т. Уд. продуктивность рудного поля Эльдorado-Змеиное в северной части Успеновско-Ольховской золоторудной зоны $=0,72$ т/км ² [270]; меньшие масштабы оруденения и развития метасоматитов позволяют использовать здесь $K_{\text{НП}}=0,4$	СП-10

№ п/п	№ объекта на схеме прогноза	Площадь, км ²	Прогнозная характеристика, категории и размеры ресурсов, их обоснование	Рекомендуемые виды работ
8	2.0.1 Au (южная часть, за вычетом площади 7)	56	Площадь, отчасти закрытая кайнозойем, сложена брединской и березняковской толщами, участками интенсивно тектонизированными с наложением локального метасоматоза и золоторудной минерализации кварцево-жильного и предположительно прожилково-вкрапленного типов. Ресурсы $P_3=56 \times 0,72 \times 0,1 \approx 4,0$ т Au. По аналогии с северной частью зоны за пределами рудных полей упомянутая уд. продуктивность $0,72$ т/км ² [270] используется с $K_{\text{НП}}=0,1$	СП-25
9	2.0.0.1 Au	25	Площадь, примыкающая извне к границам золоторудной зоны 8, отличается развитием биргильдинской и березняковской толщ, а также измененных ультрамафитов: все они благоприятны для локализации оруденения. Присутствуют кварцевожильные, возможны прожилково-вкрапленные руды, выявлены кварц-турмалин-золоторудные. Ресурсы $P_2=25 \times 0,72 \times 0,3 \approx 5,5$ т Au. Для рудного поля, учитывая большее развитие кайнозоя по сравнению с площадью 7 принят $K_{\text{НП}}=0,3$	ПО 1
10	2.0.2.1 Au	23	Локальная площадь, относительно насыщенная мелкими рудными объектами, в большинстве слабо изученными. Ресурсы P_3 составляют $23 \times 0,2 \approx 4,5$ т. На площадь рудного поля распространена ср. продуктивность более южных рудоносных частей Брединской зоны ($0,2$ т/км ²) [194]	СП-10
11	2.0.2.2 Au	22	Локальная площадь с сочетанием оруденения эндогенно-экзогенного (М Тамбовское с запасами C_2), кварцевожильного и прожилково-вкрапленного типов. Площадь неравномерно, участками детально опоискована [177, 173]. Ее ресурсы P_1 составляют 3,7 т (Белогорское); ресурсы $P_2=3,2+0,5 \times 8,4 \approx 7,4$ т. Опыт детализации ряда объектов поля позволяет принять ресурсы объектов, оцененных в 1988 г. [173], со средним коэффициентом 0,6; к ним добавлено 0,5 от суммы запасов и ресурсов (8,4 т) на известные, но не оцененные объекты рудного поля	ПО 1
12	2.0.2 Au (северная часть, за вычетом рудных полей 10 и 11)	110	Сложена преимущественно брединской и менее - биргильдинской толщами, интенсивно тектонизированными с узкими телами ультрамафитов и развитием метасоматитов. Золотое оруденение указанных выше типов. Ресурсы P_3 площади за пределами рудных полей составляют $110 \times 0,1 = 11$ т. Ср. продуктивность, рассчитанная для более южных частей Брединской зоны ($0,2$ т/км ²) [194], включает и рудные поля; здесь использовано минимальное значение (0,1)	СП-10
15	2.0.0.3 УК,gr	20	Оценены 2 наиболее изученных участка: на Полтавском М остаток общих запасов графитизированных углей (1961 г.) 12,8 млн т (без учета графитовых сланцев) при ср. сод. графита по шахтным полям 5-8% (ср. по М 6,5%). На М Полтавском 2 разведанном до глуб. 25 м, запасы C_1 графита - 271 тыс. т могут наращиваться как в глубину, так и на флангах. Освоение предполагает реализацию и графита, и обогащенного угля. На Полтавском М ресурсы $P_2=12,8 \times 0,065 \approx 0,8$ млн т. На Полтавском 2 ресурсы P_1 до глуб. 100 м (добавлено 75 м) при $K_{\text{НП}}=0,8$ составят $0,27 \times 3 \times 0,8 \approx 0,65$ млн т, а на флангах, добавляя такую же площадь на инт. 0-100 м: $0,27 \times 4 \times 0,8 \approx 0,85$ млн т (P_2)	ПО 2, включая геол. картирование угленосной толщи м-ба 1 : 25 000

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41-XXV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Генетический тип	Кол-во прогнозир. объектов	Общая площ., км ²	Прогнозные ресурсы по категориям			
					Ед. изм.	P ₁	P ₂	P ₃
Черные металлы	<i>Хром</i> (руда): Рудные узлы (за пределами рудных полей)	Позднемагматический, жильный и метасоматический	2	99	млн т	-	0,3	1,8
	Рудные поля		2		млн т	0,57	-	-
	Всего		4		млн т	0,57	0,3	1,8
Цветные металлы	<i>Медь</i> : Михеевский рудный узел (за пределами м-ний)	Гидротермальный плутоногенный	1	100	тыс. т	-	700	450
	М Михеевское, Западное		2		тыс. т	2230	-	-
	Всего		3		тыс. т	2230	700	450
	<i>Цинк</i> : М Михеевское	Гидротермальный	1		тыс. т	-	310	-
Благородные металлы	<i>Золото коренное</i> : Рудные зоны (за пределами рудных полей)	Гидротермальный	2	337,5	т	-	-	15,0
	Рудные поля		4		т	3,7	16,9	4,5
	Всего		6		т	3,7	16,9	19,5
	<i>Золото россыпное</i> : всего	Осадочный механический континентальный			т	0,2	4,3	-
	В т.ч. Казанско-Бессоновский уч-к				т	0,2	2,8	-
	В т.ч. мелкие россыпи			т	-	1,5	-	
Горнотехническое сырье	<i>Графит</i> : Полтавское рудное поле (учтены только м-ния)	Метаморфизованный	2	16	млн т	0,65	1,45	-

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты N-41-XXV прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям, т		Баланс ресурсов по результатам работ, т	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Золото. Кисинетское и Ольховское прогнозируемые золоторудные поля	12,6 (P ₃) [214]	13,5 (9,5P ₂ +4,0P ₃)	+0,9	Кисинетское и Ольховское прогнозируемые золоторудные поля
		17,6 (P ₃) [238]		-4,1	
2	Брединская золоторудная зона, в т.ч.:	4-8 т (бесперспективно) Оценка ЦНИГРИ	24,8 (P ₃)	+16	
	Тамбовское золоторудное поле	13 (P ₁ +P ₂) [173]	9,3 (1,4C ₂ +3,7P ₁ +4,2P ₂)	-3,7	Добыча ведется
	Зайцевское золоторудное поле	?	4,5 (P ₃)		Добыча ведется

Каталог памятников природы, показанных на листе N-41-XXV

№ на карте	Лист	Район	Название, координаты	Вид памятника	Краткая характеристика
1	98-А-б	К юго-западу от пос. Солнце	«Солнцевский лабиринт» (53.19 17.4, 60.39 19.5)	Водопад, полифациальный аллювий, флора, фауна, складки (т.н. 7034, 7242, 7468, 7470 и др.)	Район так называемого «Солнцевского лабиринта» - ящикообразного отрезка долины Ниж. Тогузака, который начинается с естественного водопада и эверзионного котла. В стенках многослойный автоврезной камышловский и более древний (вплоть до нижнеплейстоценового) аллювий с обильной флорой и костями крупных млекопитающих. Слои в основании аллювиального разреза резко и многообразно складчаты
2	98-Б-а	В 2 км восточнее пос. Толсты, на северном берегу реки Ниж. Тогузак в задирах около плотины и переезда через реку	Толсты (53.20 00.0, 60.46 17.0)	Обнажения интрузивных контактов	В карьерах и около плотины встречены два основных типа пород: а) биотитсодержащие лейкограниты и б) монцодиориты, граносиениты. Породы интенсивно разгнейсованы, контакт между типами постепенный, нечеткий с изменением минерального состава - увеличением количества темноцветных минералов, появлением среди главных минералов в монцодиоритах роговой обманки. Лейкограниты, красные, красно-белые биотитсодержащие, крупнозернистые-гигантозернистые содержат большое количество пегматоидных гнезд более лейкократового, чем основная масса, состава. Разгнейсованы они слабо, разгнейсование выражается в ориентировке биотита, отмечается большое количество калиевого полевого шпата. Лейкограниты раздроблены на большое число крупных (n×10×10 м) и мелких (n×1×1м) блоков. Каждый из блоков разбуриван, разбит несколькими системами трещин. Много микроскладок, вплоть до плейчатости в гранитах
3	98-Б-б	Западнее пос. Кызыл-Маяк, левый борт долины Нижнего Тогузака	Карьер западнее пос. Кызыл-Маяк (53.19 14.7, 60.51 47.0)	Нептунические дайки (т.н. 5306, 7457 и др.)	Карьер строительного камня. В южной стенке карьера многочисленные кластические (нептунические дайки), разнообразные по облику и происхождению, длиной до 2,5 м, проникающие из чехла третьей террасы в сильно элювирированные коренные
4	98-А-в	К югу от пос. Великопетровки	Великопетровка (53.13 49.5, 60.31 03.5)	Живописные останцы выветривания (т.н. 7085)	Огромные гранитные скалы бастионного облика
5	98-А-в	К юго-западу от пос. Ольховка	Ольховский массив (53.11 24.0, 60.34 48.0)	Живописные останцы выветривания (т.н. 70801 и др.)	Огромные гранитные скалы бастионного и купольного облика на вершинной поверхности Ольховского массива. Множество необычных живописных форм выветривания
6	98-Г-а	В 1,5 км к востоку от пос. Новониколаевка на южном берегу реки Караталы-Аят	Карьер Новониколаевский (53.08 56.6, 60.52 49.8)	Обнажение интенсивно смятых и динамометаморфизованных пород (т.н. 1303)	Карьером (примерно 100 на 50 м) вскрыты разнообразные сильно окварцованные темно-серые глинисто-сланцевые, слюдисто-кварцевые сланцы, интенсивно смятые, с будинами кварцевых жил мощностью до 3 см, длиной до 40 см. Складчатость мелкая, дисгармоничная, сланцеватость образует «ушастые» флексуры размахом 35-40 см

№ на карте	Лист	Район	Название, координаты	Вид памятника	Краткая характеристика
7	98-Г-а	В 5 км к востоку от пос. Новониколаевка в русле реки Караталы-Аят	«Жакузи» (53.09 30.4, 60.55 45.5)	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород (т.н. 2003)	Плоское обнажение около 100 м протяженностью, возможно, отпрепарированный базальтовый покров, сложенный темно-серыми сильно трещиноватыми, тектонизированными базальтами, которые образуют вытянутые субмеридиональные подушки размером от 10 см до 1 м в диаметре. Азимут падения зон тектонизации 240°, угол 75°, протяженность 10 м, отмечаются маломощные прослои яшмоидов (прожилки джаспероидов? с кварцем и примазками пирита). Базальты серые, зелено-серые, иногда бурые, афиновые, тонкие, часто пересечены волосными трещинками и прожилками кварца, хлорита, эпидота. В центральных частях овальных яйцеобразных «подушек» базальты более свежие, темные, по периферии выветрелые, измененные, отнесены к увельской свите ордовика
8	98-Г-а	Северный берег реки Караталы-Аят, к юго-западу от деревни Новониколаевка	«Водопады» (53.08 25.0, 60.48 55.6)	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород	Коренные выходы габброидов от пологих низких, размерами 1x1 м до высоких - до 1-1,5 м высотой массивных - в основном, участками - рассланцованных. Габброиды средне- и крупнозернистые, сложенные на 60% удлиненными кристаллами роговой обманки до 2 на 5 мм, остальное - белые плагиоклазы, развита хлоритизация по габбро. Местами габбро рассланцованы, азимут простираения зон рассланцевания 170-200°, азимут падения примерно 280° угол 50°
9	97-Г-б	К югу от пос. Анненское, к югу от железной дороги	Карьер Анненское (53.06 37.5, 60.22 23.8)	Обнажения интрузивных контактов	В мелких карьерах вдоль железной дороги, к югу от нее вскрываются пологие контакты джабыкских гранитов с черными биотитовыми сланцами
10	98-В-в	Карьер к западу от Карталов, к востоку от дачного поселка Сады	Карталы (53.05 23.9, 60.36 02.2)	Седиментационные и деформационные структуры в среднеплейстоценом аллювии (т.н. 5059, 7541 и др.)	Серия экскаваторных выемок - траншей в поверхности высокой террасы реки Караталы-Аята глубиной до 3-4 м. В стенках траншей поразительной красоты разрезы аллювиально-пролювиальных и делювиально-аллювиальных образований. Все типы врезов, прислонений, косой и волнистой слоистости, кластических даек, складчатых структур и разрывов
11	98-В-а	На выезде из деревни Краснотал при переезде на правый берег реки Караталы-Аят	Краснотал (53.04 12.1, 60.31 36.0)	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород. Т.Н. 1049	Под мостом вскрыты коренные выходы (вертикальные стенки высотой в 2-3 м) серых плотных гнейсов с очковой структурой, полевошпат-роговообманковых. В очагах линзовидные зерна белого непрозрачного кварца (его около 15%) размером в 2-3 мм. Падение рассланцевания, гнейсования на юго-запад угол около 20°
12	109-Б-б	Левый берег реки Сухой восточнее водохранилища	(52.59 53.2, 60.25 35.9)	Высокий коренной склон, разноцветные коры выветривания (т.н. 7550, 5146 и др.)	В очень высоком для района уступе коренного склона (до 10-12 м) открыто огромное обнажение разноцветных серицитовых, возможно, оталькованных глин. Непередаваемо живописный облик обнажению придает красивая пастельная окраска тонкоплитчатых породы, преимущественно в розоватых, красных и малиновые цветах, реже серых, оранжевых и белых
13	110-Б-б	Долина Ширияева Лога около восточной границы листа	Ширияев Лог (52.59 23.2, 60.59 19.3)	Карст, эверзионные котлы (т.н. 7754)	Система неравновесных карстовых западин - эверзионных котлов - в каменноугольных карбонатах. Размеры от первых до многих десятков метров в диаметре
14	110-В-б, 110-Г-а	Южный берег реки Сухая, в 2 км к западу от моста и в 2,5 км к западу от дер. Новокаменино	Ксенолиты известняков в базальтах (52.56 14.1, 60.44 57.5;	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород	Серия коренных выходов (50x30 м) черных афанитовых базальтов аккаргинской толще везе-серпуховского возраста. Изредка в них встречаются ксенолиты серых известняков размером от первых мм до 5 см, угловатых. Вероятно, это вулканическая брекчия, но брекчиевая структура просматривается редко. Брекчии смешанного состава, преобладают разнообразные базальты (афиновые, реже встречаются мелкопорфиновые, плагиоклазовые). Встречены серые, розовые,

№ на карте	Лист	Район	Название, координаты	Вид памятника	Краткая характеристика
			52.55 04.1, 60.44 48.3)		белые известняки, розовые известняки, белые известняки. Ксенообломков не более 3-5%. Форма класт неправильно-угловатая, размеры от первых мм до первых см. Обломки плотно прилегают друг к другу, цементирующей массы почти нет. В известняках обнаружены фораминиферы позднего визе и конодонты визе-серпуховского возраста
15	110-Б-г	Правый водораздел реки Сухой к югу от Сухореченского	(52.59 19.6, 60.52 22.5)	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород (т.н. 7763)	Серия небольших карьеров, вскрывающих аллювиальные, пролювиальные и делювиальные образования. В целом это серия косых пачек - вложений, с прекрасными седиментационными структурами всех типов, которые великолепно выражены благодаря контрастной рыже-желто-белой окраске тонкослоистых пачек. Отложения частично складчатые и содержат большое количество кластических даек. Седиментационные структуры, кластические дайки, складки
16	109-Б-в	В 1 км к восток-северо-востоку от пос. Варшавка, плотина на ручье Журумбай на южном берегу	Варшавка (52.51 18.5, 60.21 47.4)	Обнажения интрузивных контактов (т.н. 1187)	Задирка вскрывает разнообразные граниты варшавского комплекса. На юге - серые мелкозернистые граниты, местами порфиоровидные (калишпат до 2-3 мм), биотитовые (биотит мелкий, черный), полого рассланцованные. В северо-восточной стенке видны участки рассланцевания литрического вида. Падение их на северо-запад. Они отчетливо секут зоны рассланцевания северо-восточного падения. Западнее мелкозернистые граниты контактируют с крупнозернистыми резко порфиоровидными гранитами по контакту северо-западного простирания (Аз. пр. 330°), он сорван, вдоль контакта крутая зона рассланцевания. Далее на север (за уровнем плотины) наблюдаются те же крупнозернистые граниты, местами прорванные мелкозернистыми (чаще в виде даек, реже в виде изометричных мелких тел). Здесь же начинается участок, насыщенный ксенолитами вытянутой формы (до 10-15 м при мощности до 0,5 м) биотитовых сланцев. Мелкозернистые граниты прорывают и крупнозернистые, и ксенолиты, причем с крупнозернистыми гранитами их контакты ровные, а с ксенолитами неровные, с многочисленными заливами и апофизами по плоскостям рассланцевания
17	109-А-г	Река Акмулла, к северу от дер. Коноплянка	Большое Коноплянское обнажение (52.51 13.6, 60.52 22.5)	Мощные террасовые образования, скальные коренные (т.н. 7813, 7543, 7375, 7378 и др.)	Опорный разрез второй надпойменной террасы. Огромное, хорошо вскрытое обнажение с уникальной погребенной почвой, маркирующей границу двух аллювиальных комплексов, сложным образом врезанных друг в друга. Выше по реке прекрасные обнажения всех террасовых уровней Акмуллы, и очень живописные мощные скальные выходы рымникской свиты на левом берегу реки
18	110-Б-в	В 3 км к северо-западу от пос. Гражданский на северном берегу	Гражданский (52.51 06.3, 60.48 55.4)	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород	Обрывы у реки и карьеры обнажают габбро среднезернистое, слабогнейсированное. Встречаются долериты как черные равномернозернистые, так и резкопорфиоровидные с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза размером до 1-1,5 см. Переход от равномернозернистых к резкопорфиоровидным с большим количеством вкрапленников постепенный, через область с отдельными редкими кристаллами плагиоклаза. Обнажается контакт между долеритами и среднезернистыми габбро - резкий, ровный. Встречены габбро серо-зеленого цвета с отдельными вкрапленниками пироксена, иногда полосчатые (чередование полос с большим и меньшим количеством темноцветных минералов). Ближе к речке обнажается дайка черных равномернозернистых долеритов со среднезернистыми габбро. Контакт резкий, ровный, мощность дайки около 0,7 м. Через 7 м к северу - аналогичная дайка мощностью 1,5 м. Контакт не очень ровный, но резкий. В долеритах наблюдаются ксенолиты габбро

№ на карте	Лист	Район	Название, координаты	Вид памятника	Краткая характеристика
19	109-Б-в	Левый берег Карагайлы-Аята восточнее пос. Варшавки	Большой Варшавский овраг (52.50 01.7, 60.18 50.5)	Речные террасы, старичные врезы (т.н. 7367, 7481 и др.)	Уступ террасы 2,5 м. В уступе этой уникальной террасы вскрыты 10 вложений (врезов) черного руслового и старичного аллювия, подвешенного по отношению к современному руслу и современной пойме. Морфология вложений различна, горизонтальные размеры - первые метры. Здесь же устье самого живописного оврага района - резко меандрирующего, террасированного, хорошо обнаженного Большого Варшавского оврага
20	109-В-г	Овраг, левый приток Камышлы-Аята севернее Могутовки	Могутовка (52.43 12.6, 60.13 03.5)	Обнажения разнообразных по составу и текстурам пород. Овраг, системы склоновых и овражных врезов (т.н. 7380)	Глубоковрезанный (до 3-4м), преимущественно V-образный, прекрасно обнаженный, в стенках которого вскрыты несколько покровных комплексов. Разная окраска пород, их сложные врезные соотношения друг с другом делают это большое обнажение исключительно живописным и поучительным
21	110-В-в	Река Камышлы-Аят вблизи южной рамки листа	(52.40 51.6, 60.33 48.3)	Речные террасы, террасовый комплекс (т.н. 7837)	На левом берегу длинный уступ высокой (третьей) террасы, хорошо обнаженной, очень живописной, с бастионными формами в верхней части. В уступе несколько комплексов аллювиальных и связанных с ними образований, мощностью до 5,5 и более метров. Площадка террасы широкая ровная, гладко вложена в склон

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород по листу N-41-XXV

№ на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский № образца
1	Биотитовые граниты первой фазы джабыкско-санарского комплекса	рубидий-стронциевый	288,9	4156
2	Граниты третьей фазы неплюевского комплекса	рубидий-стронциевый	242,3	4106
3	Лейкограниты второй фазы ольховского комплекса	рубидий-стронциевый	265,0	4130
4	Граносиениты третьей фазы степнинского комплекса	рубидий-стронциевый	281,4	808
5	Граниты второй фазы джабыкско-санарского комплекса	рубидий-стронциевый	269,9	4149
6	Граниты первой фазы джабыкско-санарского комплекса	рубидий-стронциевый	276,0	4148
7	Лейкограниты первой фазы ольховского комплекса	рубидий-стронциевый	265,5	4145
8	Граниты второй фазы джабыкско-санарского комплекса	рубидий-стронциевый	276,6	4107a
9	Граносиениты третьей фазы степнинского комплекса	рубидий-стронциевый	275,8	4089
10	Граносиениты третьей фазы степнинского комплекса	рубидий-стронциевый	274,4	4008
11	Граниты второй фазы джабыкско-санарского комплекса	рубидий-стронциевый	258,3	4013
12	Граниты четвертой фазы неплюевского комплекса	рубидий-стронциевый	340,3	4063
13	Граниты третьей фазы неплюевского комплекса	рубидий-стронциевый	341,3	4065a
14	Граниты первой фазы варшавского комплекса	рубидий-стронциевый	261,8	4042
15	Граниты второй фазы неплюевского комплекса	рубидий-стронциевый	345,7	4068
16	Лейкограниты третьей фазы неплюевского комплекса	рубидий-стронциевый	342,3	4080
17	Адамеллиты первой фазы варшавского комплекса	рубидий-стронциевый	278,0	4083

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород по листу N-41-XXV (дополнение)

Комплекс, фаза внедрения	Плутон	Порода	Образец	t , млн. лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	t , млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$
Неплюевский, III?	ВП	Гранит	4106	(242.3 + 2.7)	147	185	2.307	0.71625	340	0.70511
Неплюевский, IV	Н	Лейкогранит	4063	340,3 ± 2.6	198	10.9	52.91	0.97272	340	0.71729
Неплюевский, III	Н	Адамеллит	4065а	341,0 ± 1,7	98.1	326	0.870	0.70910	341	0.70489
Неплюевский, II	Н	Адамеллит	4080	342,3 ± 1,7	64.6	478	0.391	0.70695	342	0.70505
Неплюевский, II	Н	Гранодиорит	4068	345,7 ± 1.7	77.6	413	0.543	0.70769	346	0.70502

Изотопный состав Nd в валовых пробах гранитов и гранитоидов

Комплекс, фаза внедрения	Плутон	Порода	Образец	t_m , млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$
Неплюевский, III ?	ВП	Гранит	4106	(242.3 + 2.7)	2.74	13.5	0.123	0.512485
Неплюевский, IV	Н	Лейкогранит	4063	340,3 ± 2.6	2.94	12.6	0.141	0.512539
Неплюевский, III	Н	Адамеллит	4065а	341,0 ± 1,7	4.43	23.8	0.113	0.512384
Неплюевский, II	Н	Адамеллит	4080	342,3 ± 1,7	4.25	24.5	0.105	0.512419
Неплюевский, II	Н	Гранодиорит	4068	345,7 ± 1.7	4.91	28.1	0.105	0.512467

Комплекс, фаза внедрения	Плутон	Порода	Образец	t , млн. лет	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$(\epsilon\text{Nd})_t$	$(\epsilon\text{Nd})_m$	$t(\text{PM})\text{Nd}$
Неплюевский, III ?	ВП	Гранит	4106	340	0.512212	0.22	-3.0	999
Неплюевский, IV	Н	Лейкогранит	4063	340	0.512226	0.50	-1.9	961
Неплюевский, III	Н	Адамеллит	4065а	341	0.512133	-1.29	-5.0	1112
Неплюевский, II	Н	Трондьемит	4080	342	0.512185	-0.26	-4.3	1027
Неплюевский, II	Н	Гранодиорит	4068	346	0.512228	0.69	-3.3	950

Параметры Rb-Sr изохрон гранитоидных пород неплюевского комплекса

Комплекс, фаза	Плутон	Порода	Образец	Точки на изохроне	Возраст, млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	СКВО
Непл, IV	Н	Лейкогранит	4063	4 (WR, Ep, Fsp, Bi)	340,3 ± 2.6	0,71650 ± 14	0.045
Непл, III	Н	Адамеллит	4065а	3 (WR, Fsp, Bi)	341,0 ± 1,7	0,70491 ± 6	1.07
		высококалиевый					
Непл, III	Н	Адамеллит	4080	4 (WR, Ti, Fsp, Bi)	342,3 ± 1,7	0,70504 ± 4	1.16
		умереннокалиевый					
Непл, II	Н	Гранодиорит	4068	4 (WR, Ti, Fsp, Bi)	345,7 ± 1.7	0,70503 ± 4	0.95
Непл, III (?)	ВП	Гранит	4106	4 (WR, 2Fsp, Bi)	(242.3 ± 2.7)	0,70838 ± 20	1.9
Непл, II (?)	Астафьевский	Кварцевый диорит	4129	4 (WR, Ti, Fsp, Bi)	(265 ± 3)	0,70535 ± 14	2.4

Параметры Rb-Sr изохрон пород варшавского комплекса

Комплекс, фаза	Плутон	Порода	Образец	Точки на изохроне	Возраст, млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	СКВО
Варш	Неплюевский	Адамеллит	4083/1	5 (WR, Ap, Fsp, 2Bi)	278 ± 1	0,70673 ± 4,5	1.4
Варш, I	Варшавский	Адамеллит	4042	4 (WR, Ap, Fsp, Bi)	(261,8 ± 1,3)	0,70690 ± 4	0.1

Примечание. WR – валовая проба, Ti – титанит, Ap – апатит, Ep – эпидот, Fsp – полевошпат, Bi – биотит.

Измеренные параметры Rb-Sr изотопной системы (варшавский комплекс)

Фаза	Порода	Образец	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Неплюевский плутон							
?	Адамеллит	4083/1	Вал	143	271	1.525	0.71283
			Апатит	34.17	276	0.358	0.70814
			Полевой шпат	89.8	421	0.618	0.70913
			Биотит, >0.25	799	25	94.6	1.08109
			Биотит, 0.1-0.25	779	23	101.6	1.10784
Варшавский плутон							
II	Адамеллит	4046	Вал	82	504	0.469	0.70670
I	Адамеллит	4042	Вал	167	732	0.661	0.70936
			Апатит	4	3229	0.004	0.70690
			Полевой шпат	113	691	0.474	0.70868
			Биотит	1018	23	136.8	1.21646

Примечание. Аналитическая неопределенность измерения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах – 1 %, в минералах – 0,5%; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0,01 %, в обр. 4063 – 0,02 % (2 σ).

Параметры Rb-Sr изохрон гранитоидных пород джабыкско-санарского комплекса

Плутон	Порода	Образец	Точки на изохроне	Возраст, млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	СКВО
Джабыкский	Биотитовый гранит	4107	4 (WR, 3Fsp)	276,6±2,6	0,70539±8	1,02
Акмуллинский	Двуслюдной гранит	4013	3 (WR, Fsp, Bi)	258,3±1,3	0,70571±10	1,03
Ольховское эрозионное окно	Биотитовый гранит	4149	5 (WR, 4Fsp)	269,9±2,1	0,70494±5	1,4
Аятское эрозионное окно	Биотитовый гранит	4148	4 (WR, 3Fsp)	276,0±5,8	0,70490±22	2,1
Джабыкский	Биотитовый гранит	4156	6 (6Fsp)	288,9±4,4	0,70532±19	2,4

Примечание. WR – валовая проба, Ti – титанит, Ap – апатит, Ep – эпидот, Fsp – полевой шпат, Bi – биотит. Возраст обр. 4013 соответствует времени метаморфизма гидратации.

Параметры Rb-Sr изохрон гранитоидных пород степнинского комплекса

Плутон	Порода	Образец	Точки на изохроне	Возраст, млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	СКВО
Акмуллинский	Субщелочной гранит	4008	4 (WR, Ti, Fsp, Bi)	274,4±3,1	0,70493±42	22
Мочагинский	Субщелочной гранит	4089	4 (WR, 3Fsp)	275,8±2,2	0,70502±2	1,7
Восточно-Ольховский	Граносиенит	dz+D39-808	5 (WR, 3Fsp, Bi)	281,4±2,8	0,70503±4	1,17

Примечание. WR – валовая проба, Ti – титанит, Ap – апатит, Ep – эпидот, Fsp – полевой шпат, Bi – биотит. Возраст обр. 4013 соответствует времени метаморфизма гидратации.

Изотопный состав Sr и Nd в валовых пробах плутонических пород джабыкского комплекса

Плутон, интрузивное тело	Порода	Образец	t_i , млн лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	t_i , млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Акмуллинский плутон	Гранит	4013	(258,3±1,3)	201	211	2,748	0,71576	281	0,70480
Джабыкский плутон	Гранит	4107	276,6±2,6	165	204,6	2,333	0,71455	281	0,70524
Джабыкский плутон	Гранит	4108	-	198	189	3,032	0,71710	281	0,70500
Ольховское эрозионное окно	Гранит	4149	269,9±2,1	202	208	2,802	0,71579	281	0,70461
Аятское эрозионное окно	Гранит	4148	276,0±5,8	230	147	4,516	0,72252	281	0,70450
Джабыкский плутон	Гранит	4156	288,9±4,4	217	192	3,279	0,71798	281	0,70490

Примечание: t_i – возраст, определенный по минеральным изохронам; значения t_i , взятые в скобки, соответствуют возрасту метаморфизма гидратации. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ – измеренное изотопное отношение; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ – начальное отношение для времени t_i . Для пермских пород время t_i соответствует возрасту, определенному по изохронам для валовых проб.

Изотопный состав Sr и Nd в валовых пробах плутонических пород степнинского комплекса

Плутон, интрузивное тело	Порода	Образец	t_i , млн лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	t , млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$
Восточно-Ольховский плутон	Граносиенит	808	281,4±2,8	90	762,7	0,3	0,70637	281	0,70501
Мочагинский плутон	Гранит	4089	275,8±2,2	120	455	0,767	0,708006	281	0,70495
Акмуллинский плутон	Гранит	4008	274,4±3,1	105	477	0,637	0,70741	281	0,70487

Примечание: t_i – возраст, определенный по минеральным изохронам; значения t_i , взятые в скобки, соответствуют возрасту метаморфизма гидратации. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ – измеренное изотопное отношение; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – начальное отношение для времени t . Для пермских пород время t соответствует возрасту, определенному по изохронам для валовых проб.

Изотопный состав Nd в валовых пробах гранитов и гранитоидов джабыкского комплекса

Плутон, интрузивное тело	Порода	Образец	t_m , млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$
Акмуллинский плутон	Гранит	4013	(258,3±1,3)	1,58	10,6	0,091	0,512529
Джабыкский плутон	Гранит	4108	276,6±2,6	3,81	23,5	0,098	0,512514
Ольховское эрозионное окно	Гранит	4149	269,9±2,1	4,83	18,07	0,162	0,512544
Аятское эрозионное окно	Гранит	4148	277±8	4,229	19,36	0,132	0,512515
Джабыкский плутон	Гранит	4156	288,9±4,4	5,765	29,72	0,118	0,512476
Акмуллинский плутон	Гранит	4013	281	0,512362	1,68	-2,1	825
Джабыкский плутон	Гранит	4108	281	0,512334	1,13	-2,4	872
Ольховское эрозионное окно	Гранит	4149	281	0,512247	-0,57	-1,8	1017
Аятское эрозионное окно	Гранит	4148	281	0,512272	-0,08	-2,4	975
Джабыкский плутон	Гранит	4156	281	0,512260	-0,33	-3,2	996

Примечание. $t(\text{PM})\text{Nd}$ – двухстадийный модельный возраст, рассчитанный относительно примитивной верхней мантии [75]. Аналитическая неопределенность измерения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0,5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,005 %.

Изотопный состав Nd в валовых пробах гранитов и гранитоидов третьей фазы степнинского комплекса

Плутон, интрузивное тело	Порода	Образец	t_m , млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$
Восточно-Ольховский плутон	Граносиенит	808	281,4±2,8	10,81	44,51	0,147	0,512524
Мочагинский плутон	Гранит	4089	275,8±2,2	5,027	25,21	0,121	0,512445
Акмуллинский плутон	Гранит	4008	274,4±3,1	4,49	29,5	0,092	0,512704
Восточно-Ольховский плутон	Граносиенит	808	281	0,512254	-0,44	-2,2	1006
Мочагинский плутон	Гранит	4089	281	0,512223	-1,03	-3,8	1056
Акмуллинский плутон	Гранит	4008	281	0,512535	5,05	1,3	538

Примечание. $t(\text{PM})\text{Nd}$ – двухстадийный модельный возраст, рассчитанный относительно примитивной верхней мантии [75]. Аналитическая неопределенность измерения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0,5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,005 %.

Измеренные параметры Rb-Sr изотопной системы в гранитных породах ольховского интрузивного комплекса

Комплекс	Плутон	Порода	Образец	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Ольховский, II фаза	Аятская интрузивная залежь	Лейкогранит	4130	Вал	243	131	5.384	0.72587
				Полевой шпат, 2.60-2.64	26	288	0.262	0.70655
				2.56-2.59	510	195	7.576	0.73408
				< 2.56	624	175	10.32	0.74449
				Бнотит	1181	18	190.7	1.41587
Ольховский, I фаза	Ольховский плутон	Лейкогранит	4145	Вал	293	79	10.80	0.74679
				Полевой шпат, 2.60-2.64	27.4	134	0.590	0.70812
				2.56-2.63	714	108	19.19	0.77841
				< 2.56	810	74	31.83	0.82614
				Бнотит	1307	8	460.9	2.43383

Примечание. Аналитическая неопределенность измерения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – 1 %, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0,01 %. Плотность фракций в столбце «Материал» указана в г/см³.

Изотопный состав Sr и Nd в валовых пробах плутонических пород ольховского комплекса

Комплекс, фаза внедрения	Плутон, интрузивное тело	Порода	Образец	t_i , млн. лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	t , млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$
Ольховский, II фаза	Аятская	Лейкогранит	4130	264.0 ± 1.5	243	130.8	5.384	0.72587	265	0.70561
	интрузивная залежь									
Ольховский, I фаза	Ольховский плутон	"	4145	265.2 ± 1.4	293	78.5	10.80	0.746787	265	0.70614

Примечание: t_i – возраст, определенный по минеральным изохронам; значения t_i , взятые в скобки, соответствуют возрасту метаморфизма гидратации. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ – измеренное изотопное отношение; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – начальное отношение для времени t . Для пермских пород время t соответствует возрасту, определенному по эрохронам для валовых проб.

Изотопный состав Nd в валовых пробах гранитов и гранитоидов

Комплекс, фаза внедрения	Плутон, интрузивное тело	Порода	Образец	t_m , млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$
Ольховский, II фаза	Аятская	Лейкогранит	4130	264.0 ± 1.5	5.535	27.64	0.121	0.512487
	интрузивная залежь							
Ольховский, I фаза	Ольховский плутон	"	4145	265.2 ± 1.4	3.568	15.11	0.143	0.512521
Ольховский, II фаза	Аятская	Лейкогранит	4130	265	0.512277	-0.39	-2.9	988
	интрузивная залежь							
Ольховский, I фаза	Ольховский плутон	"	4145	265	0.512273	-0.47	-2.3	995

Примечание: $t(\text{PM})\text{Nd}$ – двухстадийный модельный возраст, рассчитанный относительно примитивной верхней мантии [75]. Аналитическая неопределенность измерения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0,5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,005 %.

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах листа листа N-41-XXV

Средний состав пород рымникской свиты (в мас. %)

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	n.n.n.
1	44	61.42	0.87	15.47	2.91	3.73	0.11	3.53	3.98	3.30	2.02	0.18	0.73		2.20
2	25	59.58	0.87	14.13	1.27	5.38	0.13	4.32	4.45	3.08	1.74	0.19	1.71		4.10
3	2	46.97	1.34	14.45	4.07	7.97	0.20	9.35	9.34	2.68	0.64	0.18	0.22	0.17	2.38
4	6	58.50	0.83	17.59	3.68	4.11	0.14	3.52	2.14	3.20	1.96	0.34	0.59	0.29	3.91
5	12	64.69	0.79	14.93	2.54	3.49	0.12	2.57	3.06	3.98	1.09	0.17	1.31	0.18	2.57

Примечания: 1, 2 – по [64]: 1 – песчаники, алевролиты, 2 – углеродистые песчаники; 3 – амфиболиты, 4 – сланцы, 5 – песчаники, алевролиты, гравелиты. Здесь и далее в таблицах n – количество анализов.

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах саргазинской толщи

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базальты	15	50.48	1.50	15.82	4.00	7.15	0.20	7.36	9.51	3.80	0.18
Андезибазальты	2	53.39	1.18	15.37	2.69	7.75	0.19	8.05	6.11	4.96	0.31

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Базальты	10	4.57	12.12	1.87	10.03	3.14	1.27	4.43	0.81	5.32	1.21	3.32	0.51	2.94
Андезибазальты	2	2.56	7.37	1.34	7.37	2.73	1.08	3.98	0.78	5.14	1.16	3.35	0.53	3.03

Породы	n	Lu	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Базальты	10	0.47	1.15	157.33	28.32	1.55	1.39	76.04	5.99	27.77	2.28	0.31	0.007	1.55
Андезибазальты	2	0.50	1.00	125.20	34.50	2.00	2.00	63.10	2.04	23.65	1.96	0.10	0.008	0.84

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах увельской свиты

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базальты	16	48.99	1.18	14.49	3.84	7.86	0.23	10.38	9.86	2.76	0.42
Андезибазальты	10	53.33	1.15	14.67	4.69	5.29	0.17	8.97	6.45	4.95	0.32
Андезиты	8	61.67	1.04	15.51	4.75	4.44	0.18	3.78	2.21	6.08	0.35
Плагиориолиты	3	76.98	0.34	11.88	1.51	1.85	0.03	1.05	0.78	5.13	0.44

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Базальты	6	5.7	15.4	1.9	12	3.5	1.3	4.2	0.9	5.0	1.1	3.0	0.4	2.9	0.5
Андезибазальты	4	10.2	23.3	0.7	13	3.3	1.1	2.0	0.7	2.5	0.6	1.7	0.3	1.9	0.4
Андезиты, андезидациты	6	15.1	36.5	9.4	25	6.9	1.9	13.4	1.6	15.0	3.3	9.5	1.5	6.2	0.9
Плагиориолиты	5	10.6	27.9	3.9	18	5.1	1.3	6.3	1.2	7.7	1.8	5.4	0.9	5.6	0.9

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Базальты	7	9.54	150.90	92.08	1.33	1.35	86.32	4.95	29.31	2.12	0.25	0.07	1.85
Андезибазальты	4	32.03	242.00	249.00	2.40	2.00	111.33	4.66	21.68	1.19	0.07	0.11	5.07
Андезиты, андезидациты	6	14.39	92.53	288.07	3.54	2.00	245.33	7.56	51.52	11.34	0.75	0.13	3.21
Плагиориолиты	5	5.66	56.90	39.74	2.29	1.25	218.21	2.52	56.07	5.69	0.15	0.08	1.70

Средние содержания оксидов (%), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах березняковской толщи

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Трахибазальты, абсарокиты	7	51.82	0.94	18.07	4.18	6.76	0.15	6.64	5.62	3.14	2.69
Андезибазальты	5	54.09	0.74	17.20	3.35	5.60	0.14	5.98	7.89	2.95	2.08
Шошониты	17	54.63	0.81	17.48	3.46	5.29	0.14	5.16	5.13	3.87	4.02
Латиты, кварцевые латиты	23	59.30	0.70	18.08	2.88	3.61	0.08	4.63	3.05	4.69	2.97
Дацинты	9	65.39	0.54	16.53	2.82	3.04	0.05	3.52	1.39	3.99	2.74
Трахидацинты, дациты	6	65.47	0.59	18.10	2.13	1.63	0.05	1.71	1.52	6.78	2.01
Риодациты	8	71.69	0.33	15.29	1.84	1.08	0.02	1.14	0.62	4.89	3.10

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Абсарокиты, шошониты, трахиандезибазальты	9	15.2	30.2	4.2	16	3.4	1.4	3.2	0.6	2.9	0.7	2.0	0.3	1.7	0.4
Латиты, кварцевые латиты	4	19.9	39.4	5.0	18	3.6	1.1	4.0	0.6	3.6	0.7	2.1	0.3	1.9	0.3
Трахидацинты, дациты	3	26.7	51.1	5.7	20	3.5	1.0	3.2	0.4	2.4	0.5	1.3	0.2	1.4	0.2

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Абсарокиты, шошониты, трахиандезибазальты	9	65	420	850	4.8	2.0	96	5.9	16.6	3.7	0.3	0.2	9.3
Латиты, кварцевые латиты	4	79	411	875	6.3	3.3	132	9.7	17.2	4.1	0.6	0.2	11.7
Трахидацинты, дациты	3	32	465	257	12.1	3.5	161	11.0	13.1	3.6	0.8	0.1	18.1

Средние содержания оксидов (%), микроэлементов и РЗЭ (ppm) в породах ащисуйской толщи

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базальты	7	48.86	1.10	15.00	4.74	7.02	0.14	9.17	10.14	2.52	0.74
Грахибазальты	3	49.57	1.01	18.81	4.34	6.50	0.13	8.39	6.45	2.88	2.19
Андезибазальты	8	55.00	0.61	17.68	3.27	5.00	0.10	5.82	7.10	3.69	1.73
Грахиандезибазальты	4	54.93	0.49	15.87	5.49	4.08	0.15	5.97	4.14	6.57	1.28
Андезиты	21	59.89	0.59	16.82	4.02	4.08	0.08	4.97	4.39	3.39	1.10
Грахиандезиты, латиты	4	58.97	0.40	17.02	3.53	4.61	0.20	4.68	4.54	5.83	0.84
Плагиодациты, дациты	5	66.53	0.50	16.75	1.53	3.52	0.04	2.72	2.60	3.43	1.94
Плагиориолиты, риолиты	5	73.21	0.26	14.43	1.53	1.78	0.04	1.13	2.56	5.08	1.24

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Базальты	5	10.7	23.4	1.9	13.3	3.6	1.3	4.6	0.8	5.2	1.3	3.4	0.5	3.0	0.5
Грахибазальты	1	6.2	14.4	2.1	9.7	2.1	0.9	2.8	0.9	3.2	0.8	2.1	0.3	2.1	0.4
Андезибазальты	8	10.4	21.9	3.0	12.8	3.1	1.1	3.6	0.6	3.7	0.8	2.4	0.4	2.3	0.4
Андезиты	10	14.2	29.0	3.8	15.5	3.5	1.1	3.9	0.6	3.9	0.9	2.4	0.4	2.4	0.4
Латиты	2	6.4	13.0	1.6	6.1	1.5	0.5	1.8	0.3	1.9	0.5	1.3	0.2	1.0	0.2
Дациты, риодациты	2	14.6	25.8	3.0	10.2	2.0	0.6	2.0	0.3	1.7	0.3	1.1	0.2	1.2	0.2

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Базальты	3	20.9	127	107	2.3	2.0	65	5.3	21.7	2.5	0.1	0.2	3.5
Грахибазальты	1	96.0	5126	478	2.0	2.0	45	2.3	13.6	1.2	0.1	0.8	3.0
Андезибазальты	8	31.3	244	318	2.3	2.0	60	4.6	15.6	2.6	0.3	0.1	4.5
Грахиандезибазальты	2	15.8	257	305	2.0	2.0	33	1.7	9.1	1.0	0.1	0.1	
Андезиты	10	25.6	250	217	2.7	2.2	89	4.7	16.7	3.2	0.3	0.1	6.0
Латиты	2	11.5	268	257	2.1	1.4	56	2.2	12.0	1.5	0.1	0.1	
Дациты, плагиориолиты	3	83.9	107	657	5.9	3.2	90	4.9	70	3.8	0.4	0.8	12.3

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах аккаргинской толщи

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базальты	47	49.91	1.85	15.12	4.74	7.55	0.18	7.10	9.88	3.27	0.41
Грахибазальты	37	50.59	2.17	14.98	5.56	7.52	0.19	5.91	7.86	4.50	0.73
Андезибазальты	19	53.22	2.36	14.12	6.37	7.04	0.19	4.72	7.00	4.32	0.66
Андезиты	6	61.72	1.30	14.61	3.90	4.86	0.12	2.53	4.38	6.14	0.45

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Базальты	24	9.13	23.19	3.81	18.88	5.84	2.05	8.06	1.42	9.10	2.01	5.58	0.83	5.39	0.79
Грахибазальты	24	9.73	25.58	3.35	19.91	6.08	2.00	6.82	1.46	7.76	1.71	4.83	0.73	5.41	0.81
Андезибазальты	10	24.11	57.88	7.96	40.87	11.47	3.25	13.16	2.51	13.99	3.05	8.59	1.27	8.96	1.30
Андезиты	5	33.84	78.17	11.22	49.54	13.25	3.23	17.05	3.04	19.00	4.25	12.44	1.93	12.77	1.84

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Базальты	24	11.25	199.48	256.13	1.80	1.61	147.63	6.08	43.59	4.81	0.45	0.06	1.69
Грахибазальты	24	13.56	172.21	138.99	2.28	2.35	174.31	6.77	53.59	5.66	0.56	0.07	1.80
Андезибазальты	10	10.70	152.67	205.35	2.68	2.06	322.44	14.13	70.20	9.63	1.06	0.08	2.69
Андезиты	5	8.37	135.64	97.56	6.78	2.90	514.20	13.52	82.94	16.25	1.17	0.07	2.65

Составы оливинов из серпентинитов Верблюжегорского массива

Шлиф	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	Сумма	Fo
Б-1526	42.07	5.42	-	51.62	99.11	94.5
Б-1526	42.07	5.32	0.44	51.63	99.46	94.1

Средние составы серпентинитов Татищевского (1), Верблюжегорского (2), Южно-Варшавского (3) массивов и габбро (4) Южно-Варшавского массива (в мас. %)

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	mm	P ₂ O ₅	CO ₂
1	4	41.60	0.07	1.55	5.44	2.19	0.10	35.55	2.10	0.14	0.03	0.16	10.59	0.04	0.54
2	9	40.52	0.03	0.93	5.49	1.87	0.09	37.38	0.58	0.14	0.02	0.37	12.05	0.03	0.59
3	9	40.52	0.03	0.93	5.49	1.87	0.09	37.38	0.58	0.10	0.02	-	-	0.03	0.59
4	1	44.93	0.10	23.29	1.71	1.91	0.06	9.44	15.52	2.93	0.11	-	-	-	0.54

Составы габбро и серпентинитов Гогинско-Ольховского пояса (в мас. %)

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	8	40.97	0.07	2.32	6.19	2.14	0.14	38.65	0.93	0.11	0.02	0.07	100.15
2	6	50.08	0.85	16.22	2.44	5.84	0.15	9.28	12.30	2.59	0.17	0.08	100.0
3	3	47.67	0.57	18.24	2.60	5.37	0.14	11.84	11.45	1.96	0.09	0.06	100.0
4	1	48.88	0.41	14.67	1.18	3.01	0.08	11.80	18.82	1.02	0.05	0.08	100.0

Примечание: 1 – средний состав серпентинитов пояса; 2–4 – габбро массивов: 2 – Елизаветпольского, 3 – Карагайского, 4 – Гогинского.

Составы пироксенов Гогинско-Ольховского пояса (Елизаветпольский массив)

Шлиф	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	En	Wo	Fs
Б-1562-5	53.86	0.38	1.7	7.04	-	15.75	20.34	99.07	46.3	42.5	11.2
Б-1562-5	52.38	0.57	2.09	7.4	0.27	17.39	19.3	99.4	49.1	39.2	11.7
Б-1562-6	53.56	0.24	2	6.26	-	17.78	19.63	99.47	50.3	39.8	9.9
Б-1562-6	52.98	0.27	1.98	6.66	-	17.7	19.7	99.29	49.7	39.8	10.5

Составы габбро и серпентинитов дружининского комплекса (в мас. %)

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	3	44.98	0.04	1.31	4.79	3.25	0.12	44.04	1.30	0.12	0.02	0.04	100.14
2	5	48.33	0.45	17.56	3.98	4.35	2.04	10.38	10.51	2.07	0.27	0.07	100.0

Примечание: 1 – серпентиниты, 2 – габбро.

Средние содержания оксидов (мас. %) микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах астафьевского комплекса (г. Черная)

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb	Ba	Sr
1	1	48.68	1.34	15.25	1.34	7.54	0.16	9.59	11.35	2.75	0.15	1	40	230
2	1	58.66	0.97	18.66	1.98	3.26	0.10	2.35	3.97	5.70	2.20	62	960	1000
3	1	61.55	0.92	17.41	2.05	2.15	0.13	1.94	3.71	5.05	2.64	110	860	720
4	1	73.47	0.26	14.26	0.48	0.75	0.03	0.31	1.19	3.70	5.00	190	760	190

№	n	Nb	Zr	Y	Rb/Sr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb
1	1	1.7	82	26	0.00	3.2	10	8.6	3.1	1.0	0.79	2.7	0.36	1.19
2	1	12	360	24	0.06	84	170	65	11	2.4	1.0	1.5	0.21	56.00
3	1	19	280	40	0.15	42	85	30	4.2	0.58	0.38	0.74	0.10	56.76
4	1	9.5	145	12	1.00	63	140	60	10	1.7	1.2	3.2	0.44	19.69

Примечание: 1 – габбро; 2, 3 – кварцевые диориты; 4 – граниты.

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах джабыгасайского комплекса

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	13	51.91	0.94	16.86	2.93	7.22	0.15	6.86	9.76	2.69	0.67
2	5	67.95	0.46	15.05	1.42	4.05	0.10	2.34	4.30	3.64	0.71
3	23	76.28	0.21	13.04	1.12	1.48	0.04	0.69	1.34	4.99	0.81

№	n	SiO ₂	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cr	Ni	Rb/Sr
1	1	50.46	22	265	203	4	88	20	268	62	0.11
2	2	67.88	39	575	125	12	121	12	64	69	0.31
3	8	73.46	30	340	71	10	95	16	50	50	0.42

№	n	SiO ₂	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb
1	1	50.46	7.3	17	13	3.9	1.20	0.84	3.1	0.48	2.35
2	1	68.08	40	82	34	6.8	1.40	0.86	3.1	0.43	12.90
3	1	71.44	6.6	15	9.8	2.4	0.65	0.55	2.4	0.40	2.75
4	1	74.83	13	26	13	2.8	0.44	0.66	3.6	0.63	3.61

Примечание: 1 – габбро, 2 – тоналиты, 3 – плагиограниты, 4 – граниты.

Средние содержания оксидов (%), микроэлементов и РЗЭ (ppm) в породах урускикенского комплекса

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Монцодиорит	5	56.97	0.67	18.15	3.62	3.86	0.12	3.50	5.54	4.90	2.68
Кварцевый монцонит	3	59.48	0.34	18.76	2.39	3.07	0.11	1.91	4.86	5.60	3.48
Гранодиорит-плагиограниты	6	67.29	0.44	15.90	2.06	2.41	0.08	1.64	3.40	4.13	2.66
Граносиениты	4	68.18	0.22	15.65	1.63	1.68	0.08	1.02	2.62	3.71	5.21
Монцограниты	10	71.36	0.21	15.36	1.11	1.18	0.04	0.68	1.55	4.49	4.02
Умереннощелочные лейкограниты	9	76.42	0.11	12.82	0.49	0.57	0.03	0.20	1.01	3.20	5.14

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Rb/Sr	La/Yb
Гранодиорит-плагиограниты	3	60	374	918	8.7	2	126.3	10.1	12.97	3.88	0.16	13.01
Граносиениты	1	107	328	1196			88.0	7.0	24.00		0.33	14.29
Монцограниты	2	96	559	809	11.1	2	115.3	8.9	6.45	3.45	0.17	48.96
Умереннощелочные лейкограниты	5	133	243	1268	12.1	2	462.9	3.5	3.62	9.79	0.55	19.58

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Гранодиорит-плагиограниты	3	22	45	5	20	4	0.8	3.2	0.5	2.8	0.5	1.6	0.2	1.5	0.3
Граносиениты	1	30	60		28	6	1.0		1.0					2.1	0.3
Монцограниты	2	29	51	6	21	3	0.9	2.5	0.3	1.4	0.3	0.7	0.1	0.4	0.1
Умереннощелочные лейкограниты	3	10	23	2	7	1	0.3	0.7	0.1	0.5	0.1	0.3	0.1	0.3	0.1

Содержания оксидов (мас. %), элементов-примесей, РЗЭ (ppm) в породах неплюевского комплекса

Образец	I	II	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
B4085/1	I	1	52.47	1.59	17.83	7.32	0.11	6.65	8.35	3.50	1.93	0.25
B-4085/3	I	2	56.06	1.07	19.74	6.45	0.10	3.83	6.14	3.90	2.40	0.33
B4079	II	3	59.76	1.00	17.13	6.03	0.11	3.62	4.93	4.52	2.61	0.30
B4067	II	3	63.35	0.91	15.66	5.35	0.10	3.07	4.06	4.29	2.93	0.27
B4068	II	4	66.33	0.64	14.50	5.29	0.08	2.58	3.38	3.84	3.16	0.19
B4080	III	5	69.07	0.48	15.56	3.27	0.06	1.96	3.59	3.66	2.21	0.13
B4065	III	6	69.57	0.38	15.07	3.26	0.07	1.44	2.27	3.43	4.40	0.12
B4106	III	7	71.67	0.14	14.74	2.88	0.08	0.79	1.87	3.72	4.03	0.07
B4063	IV	8	74.91	0.02	13.86	1.31	0.05	0.12	0.56	3.97	5.15	0.05

Образец	SiO ₂	Rb	Ba	Sr	Y	Zr	Ta	Nb	Th	U	Ni	Cr	V
B4085/2	60.14	101	696	545	22	310	0.9	12	12	3.1	47	94	129
B4068	66.33	70	993	365	16	207	0.7	8	9	1.5	38	87	74
B4080	69.07	61	670	479	15	175	0.8	9	9	1.7	25	48	67
B4065	69.57	80	1038	281	12	155	0.9	8	6	1.1	41	65	51
B4106	71.67	150	601	209	22	114	2.5	14	12	6.0	12	46	33
B4063	74.91	175	146	9	17	62	1.6	10	20	3.0	8	12	7

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
B4085/2	33	81	9	32	6.5	1.7	5.9	0.76	3.8	0.80	2.2	0.29	1.9	0.31
B4068	34	71	8	31	5.3	1.3	4.0	0.60	3.2	0.63	1.6	0.20	1.4	0.20
B4080	35	70	8	27	4.5	1.3	3.9	0.53	2.8	0.54	1.5	0.23	1.3	0.20
B4065	26	54	7	26	4.2	1.3	3.4	0.43	2.5	0.41	1.1	0.21	1.1	0.17
B4106	20	50	5	16	3.2	0.7	3.5	0.54	3.2	0.72	2.2	0.37	2.2	0.38
B4063	14	30	3	14	3.0	0.5	2.3	0.43	2.8	0.59	1.5	0.26	1.8	0.22

Примечания. Столбец I – фазы внедрения; обр. B4106 – Великопетровский pluton; остальные анализы – Неплюевский pluton; столбец II – породы: 1 – габбро, 2 – диорит, 3 – кварцевый диорит, 4 – гранодиорит, 5 – умереннокалиевый адамеллит, 6 – высококалиевый адамеллит, 7 – биотитовый метагранит, 8 – лейкогранит. Здесь и в таблицах варшавского, степнинского, джабыкско-санарского и ольховского комплексов все составы пересчитаны на 100 % сухого вещества при суммарном содержании железа в форме FeO.

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах михеевского комплекса

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро	1	51.52	0.74	21.08	1.45	6.46	0.09	6.35	6.53	4.54	1.23
Диориты, кварцевые диориты	27	61.13	0.43	17.21	2.76	3.75	0.10	4.23	5.22	3.86	1.31
Гранодиориты, тоналиты	23	65.59	0.41	17.45	2.10	3.22	0.06	3.13	3.43	3.22	1.38
Граниты, плагиограниты	24	71.31	0.28	15.71	1.05	1.54	0.04	1.51	2.19	4.14	2.22

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Габбро	1	14.0	28.6	4.1	17	4.1	1.0	4.5	0.7	4.2	0.9	2.7	0.4	2.6	0.4
Диориты, кварцевые диориты	3	6.6	13.6	1.8	7.2	1.6	0.6	2.0	0.3	2.1	0.4	1.3	0.3	1.6	0.3
Гранодиориты, тоналиты	2	7.6	13.8	1.7	6.1	1.5	0.50	1.6	0.3	1.5	0.4	1.0	0.2	1.2	0.2
Граниты, плагиограниты	3	23.0	39.9	4.4	14	2.5	0.7	2.0	0.3	1.2	0.2	0.5	0.1	0.5	0.1

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Габбро	1	29.8	386.0	238	2.0	2	61	5.2	15.0	2.5	0.3	0.1	5.3
Диориты, кварцевые диориты	3	34.9	192.7	236	2.2	2	69	3.6	9.5	3.0	0.2	0.2	4.1
Гранодиориты, тоналиты	2	61.9	76.2	554	2.0	2	69	3.6	4.4	2.9	0.2	0.8	6.3
Граниты, плагиограниты	3	96.5	179.7	567	15	8	121	7.7	3.4	5.7	1.0	0.5	49.4

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах кисинетского комплекса

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Бенморейты	2	61.71	0.56	17.86	4.40	1.69	0.08	4.03	1.43	7.51	0.73
Дациты, плагиодациты	2	68.95	0.12	15.25	2.70	1.40	0.06	1.12	3.12	6.72	0.56
Трахирюлиты	5	75.74	0.10	12.42	1.41	0.84	0.05	0.11	0.61	4.50	4.22

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb
Бенморейты	1	32.1	64.9	8.0	31.8	5.7	1.6	5.3	0.7	3.8	0.7	1.9	0.3	1.6	0.3	25.6
Дациты, плагиодациты	2	19.1	36.8	4.1	14.6	2.8	0.9	2.5	0.4	2.1	0.4	1.3	0.2	1.3	0.2	15.7
Трахирюлиты	5	6.1	18.6	2.3	8.9	2.9	0.4	3.0	0.7	4.4	1.0	3.1	0.6	4.4	0.7	80.2

Породы	n	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Бенморейты	1	240.0	178.0	10.3	2.0	157.0	12.1	17.7	4.6	0.7	0.11	20.45
Дациты, плагиодациты	2	566.0	152.5	8.2	2.3	145.0	9.9	12.0	3.1	0.7	0.03	14.42
Трахирюлиты	5	6.0	27.8	34.7	21.8	125.5	118	33.7	6.1	12.5	133.86	1.37

Породы	n	n	Cs	Tl	Bi	Li	Be
Трахирюлиты	5	2	28.66	3.89	1.92	170.73	36.65

Средние содержания оксидов (%), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах кокпектысайского комплекса

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро	16	50.12	1.75	15.55	3.90	7.29	0.18	6.93	10.74	2.96	0.57
Диориты	4	55.12	1.80	15.36	5.32	5.85	0.17	3.95	8.64	3.64	0.14
Кварцевые диориты	3	61.21	0.65	15.31	3.70	4.95	0.15	4.89	5.65	3.38	0.12
Гранодиориты, тоналиты	3	68.18	0.33	14.07	2.35	3.91	0.11	1.94	4.98	4.01	0.13
Плагиограниты	10	72.73	0.35	12.99	1.99	2.30	0.07	0.99	3.86	4.44	0.27
Граниты	3	80.94	0.11	11.07	0.68	0.82	0.11	0.36	0.38	5.45	0.09

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Габбро	5	7.4	18.6	4.0	13.8	4.10	1.58	7.21	1.04	8.15	1.82	4.92	0.76	3.55	0.57
Диориты	3	4.1	9.2	1.7	5.9	1.64	0.51	2.86	0.45	3.68	0.89	2.42	0.38	1.82	0.33
Тоналиты, гранодиориты	1	5.1	12.9	1.9	8.5	2.65	0.58	3.25	0.66	4.06	0.99	2.92	0.48	3.06	0.48
Плагиограниты	5	5.9	14.1	2.0	9.2	2.56	0.71	3.77	0.65	4.85	1.14	3.25	0.55	2.99	0.51
Граниты	2	10.2	20.2	3.2	13.9	3.71	0.79	5.19	1.02	6.64	1.57	4.69	0.84	5.52	0.89

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Габбро	5	10.1	191.4	197.1	1.74	2.0	82.38	4.83	23.18	4.22	0.48	0.05	2.08
Диориты	3	3.6	124.0	59.77	1.93	2.0	47.40	1.85	17.57	2.35	0.11	0.03	2.25
Тоналиты, гранодиориты	1	1.0	133.0	39.80	2.00	2.0	77.70	3.11	24.90	2.84	0.16	0.01	1.68
Плагиограниты	5	3.4	123.4	40.20	2.00	2.0	72.84	3.23	18.95	2.65	0.16	0.03	1.96
Граниты	2	5.1	49.0	40.35	3.41	2.0	97.98	4.70	25.58	4.50	0.27	0.10	1.83

Содержания оксидов (%), элементов-примесей (ppm), PЗЭ (ppm) в породах варшавского комплекса

Образец	I	II	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
B4045	B (1)	2	68.96	0.27	16.18	2.38	0.04	1.42	2.26	4.64	3.67	0.19
B4042	B (1)	2	70.16	0.22	15.97	2.02	0.03	0.96	1.96	4.28	4.24	0.15
B4046	B (2)	3	69.34	0.22	15.94	3.07	0.06	1.17	2.84	4.31	2.93	0.10
B4046/1	B (2)	4	72.24	0.05	15.54	1.62	0.02	0.36	1.41	4.42	4.30	0.05
B4084/2	H	1	55.90	1.27	16.62	7.15	0.12	5.65	7.14	3.64	2.17	0.33
B4083/1	H	3	69.49	0.26	15.84	2.98	0.04	1.23	2.40	3.76	3.84	0.15
B4084/3	H	5	74.11	0.03	14.38	1.55	0.02	0.18	1.21	4.05	4.42	0.05

Образец	SiO ₂	Rb	Ba	Sr	Y	Zr	Ta	Nb	Th	U	Ni	Cr	V
B4045	68.96	115	1446	1003	7	186	0.6	6.5	25.7	3.3	18	52	54
B4042	70.16	143	1228	646	7	162	1.1	7.9	19.7	3.3	15	38	43
B4046	69.34	75	959	440	14	170	0.9	7.4	13.5	2.2	13	17	35
B4046/1	72.24	114	1454	416	4	92	1.4	7.5	8.6	5.2	156	50	11
B4084/2	55.90	62	548	575	26	177	1.0	11.0	6.7	2.9	64	207	185
B4083/1	69.49	127	866	245	15	157	1.1	9.0	14.2	2.5	36	70	43
B4084/3	74.11	115	502	144	13	87	1.9	7.1	10.8	5.2	7	9	12

Образец	SiO ₂	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
B4045	68.96	41	110	11	32	4.9	1.7	3.9	0.41	1.6	0.22	0.6	0.08	0.4	0.07
B4042	70.16	42	82	11	36	5.0	1.4	3.6	0.38	1.8	0.24	0.6	0.09	0.4	0.06
B4046	69.34	26	62	5	20	3.2	1.0	2.5	0.40	2.4	0.48	1.3	0.21	1.4	0.20
B4046/1	72.24	12	20	2	8	1.2	0.6	1.1	0.13	0.7	0.11	0.3	0.04	0.2	0.03
B4084/2	55.90	24	57	8	25	5.1	1.8	5.4	0.73	4.2	0.86	2.4	0.37	2.0	0.32
B4083/1	69.49	31	59	8	30	4.7	1.1	3.7	0.50	3.2	0.51	1.2	0.20	1.1	0.15
B4084/3	74.11	17	35	4	15	3.2	0.6	2.9	0.44	2.3	0.47	1.2	0.17	1.2	0.17

Примечание. Столбец I – плутоны: В – Варшавский (1 и 2 фазы), Н – Неплюевский. Столбец II – породы: 1 – мелкозернистый диорит (включения), 2 – средне- и крупнозернистый адамеллит, 3 – мелкозернистый адамеллит, 4 – мелкозернистый гранит, 5 – мелкозернистый лейкогранит.

Средние содержания оксидов (%), микроэлементов, PЗЭ (ppm) в породах каменецкого комплекса

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Плагийлейкограниты	5	75.12	0.25	14.04	1.15	1.10	0.04	0.33	0.85	4.17	2.95
Субщел. лейкограниты	4	72.89	0.20	15.59	0.73	0.55	0.03	0.38	0.74	5.16	3.72

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Плагийлейкограниты	2	27.2	55.5	7.6	28.8	6.6	1.1	7.5	1.3	8.5	2.0	5.7	0.9	6.1	0.9
Субщел. лейкограниты	3	15.3	29.2	3.1	10.6	1.8	0.6	1.3	0.2	0.9	0.2	0.4	0.1	0.3	0.1

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Плагийлейкограниты	2	40	85	203	12	3	367	10	56	10	0.63	0.47	4.48
Субщел. лейкограниты	3	91	454	1337	9	3	121	6	5	3	0.49	0.20	56.22

Содержания оксидов (%), элементов-примесей (ppm), PЗЭ (ppm) в породах степнинского комплекса

Образец	I	II	III	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
dz-761/25	K	1	1	50.80	1.80	17.76	11.49	0.12	5.41	6.94	3.45	1.45	0.78
dz-767/35	K	1	2	55.52	1.93	17.54	8.68	0.11	3.88	6.39	3.38	1.76	0.80
dz-802	B	2	3	58.74	1.27	16.31	6.24	0.10	4.16	5.04	4.32	3.81	-
dz-1018/219	M	2	3	58.78	1.35	16.60	7.09	0.12	3.76	4.48	4.34	2.98	0.51
dz-787	K	3	4	67.15	0.75	16.17	4.02	0.05	0.62	2.65	3.72	4.71	0.14
dz-808	B	3	4	67.10	0.56	14.94	3.68	0.04	1.48	2.83	4.26	4.89	0.23
dz-1018/186	M	3	4	66.38	0.66	15.83	3.78	0.06	1.60	2.52	4.04	4.95	0.18
A-2082/6	B	3	5	69.53	0.61	15.31	2.84	0.04	1.22	2.42	3.92	3.87	0.24
B4089	M	3	5	68.75	0.31	15.93	2.74	0.04	1.17	2.09	3.97	4.85	0.15
B4008	A	3	5	69.34	0.35	15.44	2.94	0.06	1.41	2.35	4.10	3.80	0.20

Образец	I	II	III	Li	Rb	Ba	Sr	Y	Zr	Ta	Nb	Th	U	Ni	Cr	V
dz-761/25	К	I	1	15	21	764	636	40		2.9	22	6	2.0		58	243
dz-767/35	К	I	2	11	49	494	382	17		0.9	22	5	1.9		19	162
dz-802	В	II	3	40	122	1999	790	26	152	2.9	25	12	2.8		136	182
dz-787	К	III	4	35	173	2264	349	40		8.9	42	28	5.3		16	53
dz-808	К	III	4	18	91	1711	766	18	140	2.9	20	30	6.1	51	33	63
dz-1018/186	М	III	4	136	172	1518	621	20	129	2.9	22	29	4.5		100	104
A-2082/6	В	III	5		110	1200	640		170		12	11				
B4008	А	III	5		94	776	441	12	243	2.3	19	26	4.8	16	45	47

Образец	SiO ₂	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
dz-761/25	50.80	67	144	17	72	13.8	3.4	12	1.6	9	1.61	4.2	0.59	3.5	0.64
dz-767/35	55.52	39	86	8	31	5.5	1.3	4.6	0.6	3	0.61	1.6	0.21	1.4	0.23
dz-802	58.74	115	231	25	87	13	3.2	10	1.2	6	0.98	2.7	0.33	2.0	0.37
dz-787	67.15	90	195	21	74	13.4	3.2	10	1.4	7	1.44	4.5	0.75	4.9	0.88
dz-808	67.10	95	193	21	69	10.6	2.8	7.8	0.8	4	0.61	1.8	0.21	1.5	0.24
dz-1018/186	66.38	87	166	18	64	10.2	2.4	7.5	0.8	4	0.73	1.9	0.24	1.6	0.26
A-2082/6	69.53	55	110		33	4.0	1.1		0.3					0.8	0.12
B4008	69.34	46	87	10	33	4.4	1.1	3.5	0.4	2	0.38	0.9	0.15	0.8	0.11

Примечания. Столбец I – плутоны: В – Восточно-Ольховский, М – Мочагинский, А – Акмуллинский, К – Кожубаевский. Столбец II – фазы внедрения. Столбец III – породы: 1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит, 3 – кварцевый монцодиорит, 4 – граносиенит, 5 – субщелочной гранит.

Содержания оксидов (%), элементов-примесей (ppm), РЗЭ (ppm) в породах джабыкско-санарского комплекса

Образец	I	II	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
dz-515	1	Д	72.13	0.20	15.09	1.66	0.02	0.51	1.27	4.19	4.85	0.08
V4156	1	Д	74.13	0.22	14.05	1.79	0.04	0.22	0.96	3.58	4.95	0.06
V4148	1	А	73.07	0.24	14.76	1.78	0.04	0.58	0.85	3.42	5.20	0.07
dz-984	1	О	73.98	0.16	14.21	1.20	0.03	0.45	1.26	3.38	5.30	0.03
V4151	1	О	74.54	0.16	13.91	1.58	0.03	0.24	1.06	3.38	5.04	0.05
V4150	1	О	75.01	0.13	13.62	1.43	0.02	0.11	0.87	3.46	5.28	0.05
dz-972	2	Д	72.34	0.20	15.30	1.56	0.02	0.72	0.98	3.37	5.42	0.09
dz-959	2	Д	73.08	0.18	15.11	1.69	0.05	0.56	0.95	3.58	4.72	0.08
4108	2	Д	73.31	0.22	14.64	1.46	0.02	0.43	1.11	4.04	4.75	
B4013	2	Ак	72.46	0.09	14.97	1.66	0.03	0.44	0.96	4.26	5.05	0.06
V4149	2	В	71.05	0.46	14.71	2.77	0.06	0.47	1.33	3.73	5.29	0.13
dz-983	2	В	72.51	0.30	14.75	1.59	0.04	0.67	1.41	3.38	5.27	0.07
Dz-991	2	В	73.04	0.20	14.62	1.29	0.03	0.55	1.30	3.61	5.33	0.03

Образец	I	II	SiO ₂	Rb	Ba	Sr	Y	Sc	Zr	Hf	Ta	Nb	Th	Ni	Cr	V
dz-515	1	Д	72.13	213	964	313	7	2.7	141	4.6	0.7	5	25	4	5	22
V4156	1	Д	74.13	197	795	205	18	4.9	172	4.9	1.8	17	32	8	11	29
V4148	1	А	73.07	225	567	145	17	4.7	138	4.1	1.7	17	29	3	8	29
dz-984	1	О	73.98	236	306	96	14	3.4	117	4.4	1.5	14	31	11	297	11
V4151	1	О	74.54	201	606	155	20	4.0	149	4.5	1.9	16	47	11	13	28
V4150	1	О	75.01	226	456	126	24	4.4	141	4.6	2.2	19	46	7	19	24
dz-972	2	Д	72.34	226	836	276	10	10.0	138	5.1		12	28	2	9	17
dz-974	2	Д	72.92	193	1017	246	10	12.0	150	6.3	1.5	13	38		35	13
4108	2	Д	73.31	190	830	190	18	3.7	160	4.6	0.7	12	28		43	
B4013	2	Ак	72.46	175	513	194	7	2.8	92	3.3	2.1	13	20	8	10	15
V4149	2	О	71.05	158	680	196	22	7.9	187	4.7	2.1	25	14	14	19	42
dz-983	2	О	72.51	222	423	183	21	4.2	171	4.7	3.0	24	31	7	156	18
Dz-991	2	О	73.04	296	469	119	21	4.3	131	4.6	3.5	23	36	9	216	14

Образец	I	II	SiO ₂	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
dz-515	1	Д	72.13	45	89	9	30	4.7	0.9	3.5	0.4	1.6	0.26	0.75	0.11	0.7	0.11
V4156	1	Д	74.13	46	84	9	28	4.5	0.5	3.1	0.5	2.8	0.55	1.52	0.24	1.5	0.22
V4148	1	А	73.07	37	73	7	24	4.1	0.5	3.1	0.5	2.9	0.57	1.53	0.24	1.5	0.24
dz-984	1	О	73.98	23	48	5	18	2.8	0.5	2.1	0.3	2.3	0.48	1.21	0.21	1.4	0.20
V4151	1	О	74.54	42	74	8	24	4.1	0.4	3.1	0.5	3.0	0.63	1.86	0.30	1.9	0.31
V4150	1	О	75.01	44	83	8	28	4.9	0.5	3.8	0.6	3.7	0.74	2.17	0.34	2.2	0.35
dz-972	2	Д	72.34	45	82	8	28	4.31	0.8	3.3	0.4	1.9	0.30	0.74	0.08	0.6	0.09
dz-974	2	Д	72.92	49	94	10	32	5.7	1.1	4.1	0.4	2.1	0.31	0.90	0.13	0.8	0.14
4108	2	Д	73.31	44	84		33	4.3	0.6		0.6					0.9	0.12
B4013	2	Ак	72.46	21	34	4	12	1.6	0.5	1.3	0.2	1.0	0.19	0.51	0.08	0.5	0.07
V4149	2	О	71.05	22	50	5	17	3.4	0.8	3.2	0.5	3.3	0.65	1.83	0.28	1.9	0.29
dz-983	2	О	72.51	39	78	7	27	4.8	0.6	3.9	0.7	3.5	0.83	2.30	0.30	2.4	0.35
Dz-991	2	О	73.04	38	64	8	25	3.9	0.5	3.3	0.5	3.6	0.72	1.97	0.36	2.2	0.32

Примечания. Столбец I – фаза внедрения: 1 – мелкозернистый гранит; 2 – средне- и крупнозернистый гранит. Столбец II – плутоны: Д – Джабыкский, А – Аятское эрозивное окно; О – Ольховское эрозивное окно; Ак – Акмуллинский плутон.

Содержания оксидов (%), элементов-примесей (ppm), РЗЭ (ppm) в лейкогранитах ольховского (О) и аятского (А) типа ольховского комплекса

Образец	I	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
dz754	О	74.87	0.25	13.15	1.82	0.05	0.50	1.40	3.34	4.56	0.05
dz581	О	75.26	0.12	13.18	1.59	0.03	0.20	0.84	3.51	5.24	0.03
V4145	О	75.65	0.17	13.20	1.65	0.05	0.11	0.73	3.48	4.90	0.05
V4130	А	74.43	0.24	13.94	1.71	0.04	0.28	0.92	3.54	4.83	0.06
dz-896	А	74.53	0.20	13.98	1.91	0.05	0.30	1.02	4.01	3.93	0.06
с-142/8	А	74.98	0.21	13.53	1.50	0.03	0.28	0.95	3.91	4.54	0.05

Образец	I	SiO ₂	Li	Rb	Ba	Sr	Y	Sc	Zr	Hf	Ta	Nb	Th	U	Cr	V
dz754	О	74.87	70	277	361	94	30	14	126	6.2	8.8	38	72	7.0	18	11
dz581	О	75.26	23	349	231	90	19	4	94	3.6	2.7	35	31	13.8	6	7
4145	О	75.65	53	283	269	76	19	4	135	4.9	3.3	33	45	13.6	25	25
4130	А	74.43	51	230	533	125	26	6	167	5.7	4.1	28	39	9.7	11	30
dz-896	А	74.53	128	298	827	175	18	18	122	5.1	3.1	18	34	4.0	17	13
dz-925	А	74.86		324	497	127	24	18	106	5.4	7.6	32	52	10.1	15	11

Образец	I	SiO ₂	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
dz754	О	74.87	67	102	10	36	6.0	0.70	5.4	0.8	5.0	1.06	3.11	0.55	3.8	0.73
dz581	О	75.26	30	64	6	19	3.9	0.36	3.3	0.5	3.3	0.71	2.17	0.37	2.4	0.38
4145	О	75.65	35	75	7	22	3.4	0.38	2.4	0.4	2.5	0.54	1.79	0.35	2.5	0.42
V4130	А	74.43	39	87	8	27	4.8	0.54	4.0	0.7	4.3	0.92	2.72	0.46	3.0	0.5
dz-896	А	74.53	56	97	10	35	6.30	0.74	4.9	0.7	3.7	0.64	1.77	0.31	1.8	0.32
dz-925	А	74.86	40	71	6	20	3.7	0.59	3.5	0.5	3.5	0.75	2.42	0.43	3.2	0.6

Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах теекканского комплекса

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро	8	49.70	1.18	16.96	4.00	5.12	0.16	7.66	11.66	2.98	0.58
Монцогаббро	2	50.89	1.49	17.91	4.88	6.10	0.13	6.76	6.25	5.21	0.37
Габбродиориты, диориты	5	53.95	1.83	14.83	4.87	6.57	0.16	4.32	8.10	4.60	0.78
Кварцевые диориты	7	61.33	1.05	15.18	4.46	4.89	0.13	2.18	4.35	5.80	0.62
Гранодиориты, тоналиты	6	66.33	0.76	14.71	3.56	3.33	0.09	1.02	3.48	6.41	0.32
Плагииграниты	4	72.89	0.54	14.33	1.23	1.50	0.03	0.89	2.19	5.95	0.45
Субщелочные граниты	1	71.09	0.58	14.01	1.85	2.04	0.03	0.36	1.73	6.89	1.41

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Габбро	6	7	14	2	9	3	1	4	1	4	1	2	0.4	2	0.3
Монцогаббро	2	4	12	2	10	4	1	5	1	6	1	4	0.6	4	0.5
Габбродиориты, диориты	3	19	44	7	30	9	2	11	2	11	3	7	1.1	7	1.0
Кварцевые диориты	7	36	87	12	53	13	3	16	3	17	4	10	1.7	10	1.5
Гранодиориты, тоналиты	4	31	79	11	49	12	3	15	3	18	5	12	1.9	12	1.9
Плагииграниты	8	28	59	7	27	6	1	6	1	7	1	4	0.7	5	0.7
Субщелочные граниты	1	47	96	2	56	14	3	18	3	20	5	13	2.1	14	2.0

Породы	n	Rb	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Y	Hf	Ta	Rb/Sr	La/Yb
Габбро	6	9	183	102	2	2	64	3	21	2	0.2	0.1	2
Монцогаббро	2	3	163	71	2	2	125	4	27	4	0.3	0.0	1
Габбродиориты, диориты	3	23	180	196	3	2	299	11	65	7	0.7	0.1	3
Кварцевые диориты	7	12	202	203	9	2	604	18	99	14	1	0.1	3
Гранодиориты, тоналиты	4	8	166	94	7	3	857	19	110	19	0.9	0.1	3
Плагиограниты	8	8	144	90	13	2	268	10	36	9	0.7	0.1	9
Субщелочные граниты	1	19	110	550	6	2	581	9	92	20	0.7	0.7	3

Список петротипов и буровых скважин, показанных на геологической карте листа N-41-XXV

№ на карте	Характеристика объекта	Авторский номер	Источник
1	Под терригенными отложениями брединской свиты на глубине 121,5 м вскрываются риодацитовые туфы березняковской толщи	24	234
2	Под гранитоидами урускискенского комплекса с глубины 29 м - базальтоиды березняковской толщи	77	234
3	Под «козырьком» андезитовых туфов березняковской толщи с глубины 21 м - известняки брединской свиты	Г-248	234
4	Под базальтоидами аккаргинской толщи с глубины 74,0 м - туфоалевролиты ащисуйской толщи	2206	179
5	Петротип михеевского комплекса		
6	Под алевропесчаниками брединской свиты - вулканическая брекчия березняковской толщи	Г-18	234
7	Петротип ольховского комплекса		
8	Под базальтоидами аккаргинской толщи с глубины 56,6 м - туфоалевролиты ащисуйской толщи	2282	179
9	Под кварцевыми монцодиоритами степнинского комплекса с глубины 187,3 м - габбро того же комплекса	31a	234
10	Петротип джабыкско-санарского комплекса		
11	Под известняками ащисуйской толщи с глубины 52,0 м - туфы среднего состава той же толщи	280	298
12	Под терригенными отложениями брединской свиты с глубины 31,5 м - угольные пласты той же свиты	224	205
13	Под терригенными отложениями ухановской толщи с глубины 22,7 м - базальтоиды неясного возраста	185	205
14	Под сланцами и известняками ухановской толщи с глубины 40,0 м - серпентиниты татищевского комплекса	130	205
15	Под конгломератами боровой толщи с глубины 14,8 м - мраморы сагустинской толщи	82	205
16	Под конгломератами боровой толщи с глубины 23,5 м - габброиды джабыгасайского комплекса	77	205
17	Петротип варшавского комплекса		
18	Петротип неплюевского комплекса		
19	Под долеритами таяндинской толщи с глубины 37,5 м - амфиболиты по габброидам усеновского комплекса	177	205
20	Под серпентинитами татищевского комплекса с глубины 19,0 м - терригенные отложения брединской свиты	18766	137
21	Под песчаниками рымникской толщи с глубины 21,5 м - лейкограниты неплюевского комплекса	1853	137
22	Под тектонической брекчией рымникской толщи с глубины 28,6 м - лейкограниты неплюевского комплекса	1851	137
23	Под конгломератами брединской свиты с глубины 52,0 м - известняки биргильдинской толщи	159	137

Прогнозные ресурсы хромитов по массивам ультрамафитов листа N-41-XXV (выборка данных из сводной таблицы [186])

Массив (площадь, км ²)	Запасы A+B+C ₁ , тыс. т	P ₁ , млн т	P ₂ , млн т	P ₃ , млн т
Татищевский (100)**	2,7	-	1,8	9,0
Варшавский (60)	76	-	0,2	4,8
Верблюжьегорский (50)	628	0,57	2,6	10,2
Гогинский (30)	0,83	-	2,6	3,5
Ольховский (15)	н/св.	-	-	0,8

Примечание. В отчете [186] использованы данные разных лет [Касаткин, 1948ф; Мазур, 1961ф], чем, по-видимому, объясняется несогласованность значений общих запасов, их остатка и добычи.

Запасы и прогнозные ресурсы золоторудных объектов Тамбовского рудного поля

№ объекта	Название месторождения (проявления)	Прогнозные ресурсы [170]		Понижающий коэффициент	Принятое значение, категория, Au, т
		Категория	Ресурсы Au, т		
IV-2-46	Тамбовское	P ₁	3,57	-	1,4 (C ₂)
IV-2-35	Праздничное	P ₂	1,25	0,6	0,75 (P ₂)
IV-2-48 IV-2-51	Мулдабековское, Колчинское	P ₂	1,42	0,6	0,85 (P ₂)
IV-2-50	Новогеоргиевское	P ₂	2,64	0,6	1,6 (P ₂)
IV-2-52	Белогорское	P ₂	4,16	-	3,7 (P ₁)

Прогнозные ресурсы перспективных для освоения мелких россыпей северной части Брединской рудной зоны

Индекс на карте	Название	Добыто в прошлом, кг Au***	Ресурсы P ₂ , кг Au
Дочетвертичные россыпи			
IV-2-20	Успенская	255	510
IV-2-30	Никольская и Спасская	127	254
IV-2-43	Вячеславская	43	86
IV-2-44	Смоленская	81	162
Четвертичные россыпи			
IV-2-62	Воздвиженская	29	58
IV-2-64	Владимир-Богородицкая и Анненская	31	62
IV-2-65	Ильинская	53	106
IV-3-13	Абалакского и Боголюбского приисков	126	252
Итого		745	1490

* Без учета отработанных и погашенных запасов.

** Основная площадь массива и главная хромитоносность попадают на лист N-41-XIX.

*** По данным В. А. Трофимовой [270].

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	7
СТРАТИГРАФИЯ	10
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	35
ТЕКТОНИКА	57
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	66
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	74
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	79
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	96
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	108
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	115
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	116
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	127
Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	129
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ОШ), первичных геохимических аномалий (ПГХА), показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	130
Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXV (Карталы) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	148
<i>Приложение 3.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых к листу N-41-XXV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	151
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41- XXV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	153
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты N-41-XXV прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	154
<i>Приложение 6.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе N-41-XXV	155
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород по листу N-41-XXV	159
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород по листу N-41-XXV (дополнение)	160
<i>Приложение 9.</i> Средние содержания оксидов (мас. %), микроэлементов, РЗЭ (ppm) в породах листа N-41-XXV	164
<i>Приложение 10.</i> Список петротипов и буровых скважин, показанных на геологической карте листа N-41-XXV	173
<i>Приложение 11.</i> Прогнозные ресурсы хромитов по массивам ультрамафитов листа N-41- XXV (выборка данных из сводной таблицы [186])	174