

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ПО ЧЕЛЯБИНСКОЙ ОБЛАСТИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ЧЕЛЯБИНСКГЕОСЪЕМКА»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист N-40-XXIV

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 550,8:528,94 (084.3M200) (470.55)

Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 127 с.

Охарактеризованы геологическое строение, металлогения, гидрогеология и эколого-геологическая обстановка района. В строении территории резко преобладают ранне- и среднепалеозойские надсубдукционные вулканоплутонические ассоциации, образующие закономерные временные и латеральные ряды. С ними связано золотосеребряное, медно-цинково-колчеданное, магнетитовое, хромитовое, платинопалладиевое оруденение. Осадочные формации вмещают флюсовые известняки, доломиты. Коллизия проявлена неполно. Связанное с I-гранитоидами вольфрамовое оруденение развито слабо, более высоки перспективы обнаружения золотого оруденения. Образования формации коры выветривания несут остаточные залежи платиноидов, никеля, золота, каолинов, минеральных красок, осадочные – бокситов, лимонитов, каолинов. В неоген–четвертичных отложениях долин локализованы россыпи золота.

Табл. 27, список лит. 155 назв., прил. 8.

Составители

Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В., Сурин Т. Н., Плохих Н. А., Цин Д. Ф.

Редактор *Кузнецов Г. П.*

Рецензент *Автонеев С. В.*

Эксперты НРС *Соболев А. Е., Заморуев В. В.*

© Роснедра, 2017
© ФГУГП «ЧЕЛЯБИНСКГЕОСЪЕМКА», 2000
© Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г. и др., 2000
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа расположена на юго-западе Челябинской области, охватывая большую часть Верхнеуральского и Нагайбакского, северную – Агаповского, незначительную – Чесменского районов, восточную – территории г. Магнитогорск, а на северо-западе – небольшой участок Учалинского района Республики Башкортостан. Географические координаты: 53°20' – 54°00' с. ш. и 59°00' – 60°00' в. д. Она находится преимущественно в пределах цокольной равнины с древним сильно сношенным рельефом восточного подножья Уральской низкорной страны и лишь на крайнем северо-западе охватывает восточные ее отроги. Абсолютные отметки горной части территории достигают 795,2 м (г. Ялай). Уровень цокольной равнины колеблется в основном от 500 м в области Урало-Тобольского (главного) водораздела, пересекающего северо-восточную четверть площади с северо-запада на юго-восток, до 400 м на удалении от него, достигая на отдельных останцах (г. Магнитная) 614 м. Она прорезана хорошо разработанными долинами р. Урал и ее крупного притока – р. Гумбейка. Ширина их водного зеркала достигает 50 м, глубина водного потока – 1–2 м, скорость течения – до 0,4 м/с. Их мелкие притоки – многочисленны, но маловодны. На главном и второстепенных водоразделах есть неглубокие озера.

Господствует степной ландшафт. Сосновые и березовые леса распространены лишь в области главного и Урало-Гумбейского водоразделов. В поймах рек нередки заросли кустарника. Климат района – резко континентальный с большими контрастами температуры и дефицитом влаги. Зима (ноябрь–март) – холодная, чаще малоснежная. Средняя температура воздуха в январе – –18 °С, минимальная – –49 °С. Лето (июнь–август) – обычно короткое (полтора–два месяца) и жаркое (дневные температуры достигают +30 °С и более). Средняя температура июля – +18 °С. Осадков выпадает немного, они часто имеют характер ливневых дождей. Осенью характерны затяжные дожди.

Территория населена русскими, башкирами, казахами, татарами, нагайбаками. Большинство поселений основаны казахами. Доминирующую роль в районе играет крупный промышленный центр – г. Магнитогорск, где живет около полумиллиона человек, занятых преимущественно в черной металлургии и связанных с нею отраслях. В г. Верхнеуральск (около 10 тыс. жителей) развита пищевая промышленность. Остальное население проживает в многочисленных сельских населенных пунктах и работает, в большинстве, в крупных зерноводческих, животноводческих и овощеводческих хозяйствах. Центральные усадьбы хозяйств соединены с центрами районов и Магнитогорском автодорогами с твердым покрытием. Последний связан также автодорогами и железной дорогой с г. Челябинск, Республикой Башкортостан и Казахстаном. Ко всем поселкам подведены электроэнергия, телефонная и телеграфная связь, ко многим – природный газ. Условия проживания на территории – удовлетворительные. Наибольшее напряжение вызывает ограниченность водных ресурсов. Недостаток воды усугублен засорением ее сбросами отходов как предприятий г. Магнитогорска, так и поселками. На распаханной территории отмечается эрозия почв. Проходимость естественных ландшафтов в основном хорошая в сухой период года (летом). Труднопроходимы поймы рек. В дождливую погоду и весной проезд по грунтовым дорогам затруднен.

Территория локализована в пределах внутренней части Уральского коллизионного складчатого пояса (Зоненшайн, Кузьмин, 1990 г.) и характеризуется сплошным развитием дислоцированных неравномерно метаморфизованных уралид, которые перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских континентальных рыхлых образований переменной, чаще небольшой (до первых метров), мощности. Хорошо обнажены эрозионно-денудационные склоны плиоцен-четвертичных долин, несколько хуже – останцы устойчивых пород в пределах древних поверхностей водораздельных пространств с древним сношенным рельефом, которые в целом обнажены весьма слабо. Плохо обнажены также аккумулятивные формы рельефа долин.

Комплект Государственной геологической карты листа N-40-XXIV подготовлен Александринской геологосъемочной партией Федерального государственного унитарного геологического предприятия «Челябинскгеосъемка» на основе геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200) Магнитогорской площади, включающей, кроме представляемого, лист N-40-XXX [14]. Полевые наблюдения проведены В. М. Мосейчуком, А. В. Ярконой, В. Э. Шалагиновым, Л. В. Кашиной, Т. Н. Суриным, Л. В. Шалагиновой, И. Г. Михайловым, Т. Ф. Коллеговой, А. Н. Коллеговым, В. И. Кириленковым, А. Г. Рыжовым, А. М. Защитой, М. Ю. Рябухиной, Н. И. Богдановой, геофизическое обеспечение – Н. А. Плохих. Участие в ГДП приняли также Л. И. Шох, Н. М. Мосейчук, В. М. Новокрещенова. Используются новые возможности биостратиграфического обоснования возраста толщ, петролого-геохимического анализа магматитов, современные высокоинформативные карты аномалий магнитного и гравитационного полей, результаты электроразведки, аэрофотоснимки и космические снимки разных масштабов, результаты сейсмических исследований на ряде профилей, материалы по тысячам скважин, тысячи определений фауны, данных химических анализов горных пород и руд, многие сотни современных данных о микроэлементном составе пород и руд, десятки определений изотопного состава элементов.

Определения фауны по новым сборам выполнены сотрудниками ИГ БФ УрО РАН О. В. Артюшковой, В. Н. Пазухиным и В. Н. Барышевым (конодонты), Уральской геологосъемочной экспедиции – В. А. Наседкиной, Г. Н. Бороздиной (конодонты), В. С. Милициной (криноидеи), Н. М. Брейвель, В. М. Богоявленской, Н. А. Кучевой (брахиоподы), Т. И. Степановой (фораминиферы), А. Р. Глебовым (строматопороидеи), М. В. Шурыгиной, Е. И. Лобановым, Ф. Я. Янет (кораллы), В. И. Ширшовой (водоросли), Уральской государственной горно-геологической академии – О. В. Богоявленской (строматопороидеи), Г. В. Лактионовой (кораллы), ВСЕГЕИ – Г. Н. Васильевой (флора), Казанского университета – В. Г. Халымбаджой (конодонты), Б. М. Садрисламовым (радиолярии) (г. Уфа). Углетрографические исследования проведены во ВСЕГЕИ И. Б. Волковой и А. Е. Могилевым. Химические анализы и полуколичественные спектральные анализы произведены Челябинским государственным предприятием «Комплексная геологическая лаборатория», количественное определение микроэлементов – в Институте геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН Г. Н. Журавлевой, определения абсолютного возраста К-Аг методом – там же А. А. Краснобаевым, исследование изотопии рубидия и стронция – в ИГ БФАН В. М. Горожаниным и в Институте геологии докембрия РАН Б. В. Беляцким.

Используются материалы огромного числа исследователей, имена подавляющего большинства из которых лишь упомянуты в главе «Геологическая изученность» в силу крайней ограниченности объема работы. В помощь ГДП-200 были поставлены тематические работы. В результате исследований по обоснованию стратиграфии Магнитогорской мегазоны по ряду докаменноугольных толщ получена надежная палеонтологическая характеристика по конодонтам [3]. При составлении первой для данного района геодинамической карты-схемы масштаба 1 : 200 000 [78] получено много новых петрогеохимических данных. Характеристика содержания микроэлементов по ряду толщ основана преимущественно на этих данных. Изучением металлоносных осадков девона выделены палеогидротермальные поля, с которыми могут быть связаны колчеданное и золотое оруденение [71, 118]. Г. Г. Кораблев и Л. И. Лукьянова ведут тематические работы по изучению ультраосновного магматизма и алмазности, некоторые их данные микрозондовых анализов по породообразующим и акцессорным минералам лампрофиров и ультраосновных пород использованы в ходе работ. В. И. Ленных изучает метаморфизм региона (его данными мы не располагаем). Специально составлена аэрокосмогеологическая основа комплекта Госгеолкарты-200 характеризуемой площади [142].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологическое изучение района начато в девятнадцатом столетии. В это же время старатели начали эксплуатировать многочисленные россыпи и мелкие коренные месторождения золота.

С 1917 по 1953 гг. выполнены региональные исследования, заложившие основы современной характеристики геологических формаций и оценки металлогении района. Разработанная [28] стратиграфическая схема отложений силура, девона и карбона Магнитогорского мегасинклинория поныне сохраняет важное значение для их расчленения. Получили развернутую характеристику магматические образования, металлогенический потенциал региона [17, 18, 60]. Описаны мезозойские и кайнозойские отложения [38]. В этот же период проведены первые геологические съемки района, развернуты поисковые работы на железо, медь, золото, вольфрам, марганец. Проведена разведка Магнитогорского месторождения. Открыты и разведаны месторождения Балканского рудного поля и Новобурановское месторождение вольфрама.

С середины 1950-х годов начался период планомерного изучения Южного Урала. С 1955 по 1971 год территория листа была покрыта (за исключением листа N-40-96-Б) кондиционными геологическими съемками масштаба 1 : 50 000 (см. картограмму). Одновременно (точнее с существенным опережением ряда съемок) характеризуемый лист был подготовлен (в 1960 г.) к изданию в масштабе 1 : 200 000 [46]. Для большей части листа, принадлежащей Магнитогорской мегазоне, использована схема стратиграфии Л. С. Либровича [28], уточненная в 1959 г. О. А. Нестояновой. Выделены поляковская свита (венлок – низы лудлоу), ирендыкская свита (верхи лудлоу – нижний девон), карамалыташская свита (кобленц – низы эйфеля), улутауская свита (верхи эйфеля – живет), мукасовская свита (живет), колтубанская свита (фран), зилаирская свита (фамен – нижнее турне), несогласно залегающая стратиграфически выше берёзовская свита (верхнее турне – нижнее визе), а на ней – кизильская свита (среднее визе – нижний намюр) и отложения башкирского яруса среднего карбона. На востоке выделены отложения нижнего палеозоя (?), утяганская толща верхнего турне (?) – нижнего визе и средневизейские отложения. Интрузивные образования разделены на среднепалеозойский и позднепалеозойский комплексы. К первому отнесены различные по составу породы: от ультраосновных до кислых, ко второму – только гранитоиды. Была замечена связь многих среднепалеозойских интрузий с вулканическими комплексами. Структура района понималась как складчато-глыбовая. Выделены Магнитогорская, Гумбейская, Кацбахская, Суундукская структурно-фациальные зоны (по сути, блоки), отличающиеся развитыми в них геологическими формациями, особенностями тектоники, металлогении. Магнитогорский прогиб рассматривался как широкое тектоническое погружение с суммарной мощностью палеозойских осадков в осевой части 10–11 км при сокращенной мощности их на крыльях и границах со смежными структурами. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листа была также издана в 1967 г. (составление завершено в 1962 г.) под редакцией И. Д. Соболева в составе подготовленного полистно комплекта на всю территорию Северного, Среднего и Южного Урала. На Восточноуральском поднятии нижнепалеозойских отложений на ней не показано. Структура площади объяснена преимущественно пликативными дислокациями. Позднее были проведены работы по разработке региональной легенды и подготовке геологической основы для металлогенических карт масштаба 1 : 50 000 Магнитогорской железорудной зоны [144]. Вместе с палеонтологическими исследованиями Д. Д. Дегтярева, Л. М. Донаковой, Р. М. Ивановой, Е. И. Качанова, Г. Н. Васильевой, З. Г. Поповой (Симоновой), проводившимися большинством из них в тесном контакте со съемщиками, эти работы заложили базу для перехода к детальному погоризонтному расчленению берёзовской и кизильской свит. Изучены стратиграфия отложений мезозоя и кайнозоя, геоморфология площади [135, 79, 151, 29, 61, 40, 94].

Качественно более высокий уровень понимания геологического строения и оценки на полезные ископаемые отдельных участков площади достигнут позднее, в 1980-е годы, при геологическом доизучении некоторых площадей (ГДП). В результате ГДП-25 Магнитогорской площа-

ди [120] на основании новых определений фауны проведено детальное (до региональных горизонтов) расчленение отложений карбона и верхнего девона. Впервые в Учалино-Александринской зоне палеонтологически охарактеризованы аналоги карамалыташской, улутауской и мукасовской свит. Выделены куйбасовский, мосовский, узьянский интрузивные комплексы, а также дайковый комплекс позднепалеозойских (?) субщелочных пород, калымбаевский комплекс лампроитов триаса. Установлена приуроченность Магнитогорского железорудного поля к ранневизейскому палеовулканическому поднятию, локализация руд в «доберёзовских» отложениях. При ГДП-25 Орловской площади [150] найдены конодонты в улутауской и мукасовской свитах. Создана ее объемная геологическая модель. Обоснована принадлежность продуктивного на колчеданные руды вулканизма к зонам внутридугового спрединга. Приведены данные в пользу гидротермально-осадочного генезиса колчеданных руд, показаны сопровождающие их ореолы метасоматитов. В это же время подготовлена к изданию с тщательной проработкой старых данных геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XIX [88]. На данные этой работы мы опирались при создании карты восточной части характеризуемого листа. Проведены специализированные аэрофотогеологические работы [116] и геологическая интерпретация материалов радиолокационной съемки [111].

Район всесторонне изучен еще целым рядом специалистов разных направлений [3, 6, 8, 11, 12, 15, 24, 31, 32, 39, 41, 42, 47, 50, 51, 52, 53, 54, 59, 73, 75, 77, 84, 85, 92, 100, 106, 113, 125, 129, 130, 131, 133, 139, 147, 148, 149]. В процессе работ по ГДП-200 авторами объяснительной записки была опубликована значительная часть полученных новых данных и модель строения региона [11, 13, 22, 30, 33, 34, 35, 36, 44, 55, 56, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70].

С середины 1950-х годов интенсифицировались поисковые работы на железо, никель, медь, золото, мусковит, пьезокварц и другие виды сырья [90, 91, 95, 96, 98, 108, 105, 110, 114, 115, 121, 122, 128, 132, 134, 137, 138, 141, 151, 152, 155]. В это время доразведаны месторождение железа Малый Куйбас и ряд более мелких – на Магнитогорском рудном поле, открыто Александринское колчеданно-полиметаллическое месторождение и пегматитовые жилы с мусковитом у пос. Слюда.

Геохимическая изученность – слабая. На некоторых участках проведены поисковые работы по вторичным ореолам (см. картограмму). Все геологосъемочные и поисковые работы, начиная с 1966 г., сопровождалась поисками по первичным ореолам. На небольших участках выполнены глубинные литогеохимические поиски [137, 153, 154].

С 1992 г. в г. Магнитогорске и его окрестностях ведется экологическая оценка почв [136]. Сведены все геохимические данные, важные для оценки экологии [124]. Проведено геохимическое изучение донных отложений [89]. Выполнены разнообразные радиохимические исследования [103]. Проведена гидрогеологическая съемка листа масштаба 1 : 200 000 [140].

Геофизические работы в районе ведутся с 1918 г. На сегодня получены данные о напряженном состоянии земной коры региона [1], геоэлектрической расслоенности тектоносферы [23], величине теплового потока [9], сейсмической анизотропии и сейсмичности земной коры [107]. Представления о строении земной коры и верхней мантии получены в результате проходки ряда профилей сейсмометрии (МОВ, МВП – Гордиенко и др., 1969 ф, 1972 ф, Маркитантов и др., 1970 ф, [119], Меньшиков и др., 1970 ф, 1974 ф, 1979 ф; ГСЗ – Кашубин и др., 1975 ф). Проведены аэромагнитные съемки средних масштабов (Игнатъев, Майборода, 1947 ф, Уфимцев, 1963 ф и др.). На площади Магнитогорского рудного поля выполнена повысотно аэромагнитная съемка в масштабе 1 : 10 000 (Чурсин и др., 1968 ф). Вся территория листа обеспечена картами магнитного поля масштаба 1 : 50 000 (см. картограмму), которые в значительной степени составлены на основе наземных съемок более крупного масштаба [123]. Выполнена гравиметрия масштаба 1 : 200 000, а на Магнитогорском рудном поле – 1 : 50 000 (Гулевич, Наумов, 1960 ф), в последующем – 1 : 25 000, а на перспективных на медь и железо участках – 1 : 10 000 (Васильев и др., 1969 ф; Ильин, Казачихина, 1974 ф). Составлена сводная карта аномалий силы тяжести в редукции Буге в масштабе 1 : 200 000 (Ананьева и др., 1981 ф), разнообразные и разномасштабные карты трансформаций гравитационного поля. С 1948 г. на перспективных на медь участках проводятся разнообразные по видам и масштабам электроразведочные работы. Проведена радиометрическая аэросъемка масштаба 1 : 25 000 (Латыпов, 1956 ф). Все геологические работы с 1958 г. сопровождаются радиометрическими исследованиями. На Магнитогорском рудном поле проведена аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 10 000 (Евстигнеев, 1991 ф). На площади зарегистрированы 17 аномалий МЭД гамма-активности и содержаний радона в почвенном воздухе, 60 радиогидрохимических аномалий [103], выделены зоны с повышенным содержанием ЕРН в донных отложениях [89]. Сведены данные о магнитной восприимчивости, плотности, модуле вектора остаточной намагниченности ([100, 123], Гулевич, Наумов, 1960 ф; Меньшиков и др., 1979 ф; Плохих и др., 1986 ф).

Территория в целом изучена крайне неравномерно, лучше – западная ее часть, значительно слабее – восточная, особенно юго-восток. Наиболее хорошо изучены отложения верхнего девона и карбона и ассоциирующие с ними интрузивные породы, слабее всего – метаморфизованные и метаморфические породы Уйско-Новооренбургской и Челябинско-Адамовской зон. Практически нет точных данных по составу метаморфогенных минералов.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади под маломощным прерывистым покровом континентальных мезозойско-кайнозойских образований развиты неравномерно преобразованные и деформированные палеозойские породы, среди которых резко преобладают магматиты. Особенно широко развиты разнообразнейшие вулканиты, сопровождающиеся комагматичными им интрузиями. Осадочные породы развиты подчиненно и обычно переслаиваются с вулканитами удаленных от центров извержений зон. Вследствие сильных деформаций геологические формации часто представлены своими фрагментами в пределах блоков, в наиболее крупных из которых иногда устанавливаются их латеральные вариации и взаимопереходы одних в другие.

По особенностям строения палеозойских образований на территории выделены Магнитогорская и Восточноуральская мегазоны (на крайнем юго-востоке). Первая из них представлена на крайнем северо-западе площади Западномагнитогорской зоной (ее Узынкыр-Сибайской подзоной), в центре – Восточномагнитогорской (с Магнитогорской, Учалино-Александринской и Гумбейской подзонами), на востоке – Уйско-Новооренбургской и Сухтелинской зонами. Восточноуральская мегазона представлена северо-западным краем Джабык-Суундукского блока Кочкарско-Адамовской зоны.

В Магнитогорской мегазоне развиты преимущественно магматические породы девона и карбона, входящие в закономерные вулканоплутонические ассоциации. Породы в ней относительно слабо метаморфизованы – лишь на востоке ее проявлены образования фации зеленых сланцев. В Кочкарско-Адамовской зоне доминирует ордовикская астафьевская вулканоплутоническая ассоциация, породы которой резко несогласно перекрыты верхневизейско-среднекаменноугольными осадочными отложениями. Метаморфизм пород зоны, независимо от возраста их, меняется от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Слюдинская толща (O_1sl) широко развита в Кочкарско-Адамовской зоне. В южной части своего ареала, примыкающей южнее рамки листа к позднепалеозойской Джабыкской интрузии, она сложена преимущественно аповулканогенными кварц-эпидот-плагиоклаз-роговообманковыми кристаллосланцами с переменным соотношением компонентов. Среди них встречаются прослои графит-мусковитсодержащих микрокварцитов (метасилицитов). В северной части ареала в ее составе – метатUFFы андезибазальтов, кремнистые метатUFFиты, метатUFFосилициты и метасилициты часто углеродсодержащие. Мощность толщи – более 900 м. Породы ее слагают блоки (преимущественно пластины), которые обычно разделены серпентинитами. Обнаженность пород – плохая. В связи с весьма низкой магнитной восприимчивостью, они картируются пониженными значениями аномального магнитного поля. Разрез изучен по профилю скважин в районе п. Слюда. Метасилициты слагают около 15 % объема толщи. В разрезе западных блоков их – заметно больше, восточных – меньше. Породы крайнего западного блока с относительно повышенным количеством метакремнистых пород в разрезе непрерывно прослеживаются на местности и аэрофотоснимках с юга на север, связывая воедино северную и южную части ареала распространения толщи. Доминирующие в толще кристаллосланцы состоят из гранонематобластового агрегата в основном роговой обманки и плагиоклаза. Кварц и эпидот развиты подчиненно, иногда присутствует биотит. Плагиоклаз (от 20–30 до 60 %) обычно несдвойникован, зерна его, как правило, изометричны. Амфибол (от 5–8 до 70–90 %) – синезеленая роговая обманка, обычно образующая агрегаты субпараллельно ориентированных шестоватых зерен. Эта минеральная ассоциация типична для эпидот-амфиболитовой фации. Очень

редко в кристаллосланцах встречаются реликты зерен бесцветного амфибола. Часто развиты диафториты по кристаллосланцам, представленные тонкозернистыми хлорит-амфибол-эпидот-кварц-полевошпатовыми сланцами. Амфибол в них окрашен слабее, иногда полностью отсутствует, изредка встречается карбонат (до 3–4 %) и мусковит. Акцессорные минералы в кристаллосланцах и диафторитах – рутил, сфен, лейкоксен, пирит. Иногда отмечаются кварц-мусковит-карбонат-хлоритовые метасоматиты с пиритом. Развитые на севере ареала толщи метавулканиды, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, сохраняют текстуры пирокластических пород [97 – первичные материалы].

Основная масса составов сланцев на диаграмме Предовского отвечает базитам, что согласуется с данными по содержаниям микроэлементов. Предполагается аповулканогенная природа пород. По химизму среди них выделяются апобазальтовые, апоандезибазальтовые и апоандезитовые сланцы (табл. 1). В целом для них характерны относительно высокие содержания Al, умеренные – Na, очень низкие – K, низкие – Ti, P, Fe. Эти особенности устойчиво выдержаны во всех породах независимо от характера метаморфизма. Повышенные содержания эпидота, связанные с некоторой аллохимической проработкой пород, выражаются лишь в несколько пониженном содержании Si при повышенном – Ca и Mg. Характерны низкие значения отношения FeO^1/MgO . Резко выражен боуэновский тренд дифференциации первичной магмы – повышение значений коэффициента фракционирования по мере роста содержания кремнезема почти не проявлено. Это же подтверждается положением составов сланцев на диаграмме AFM. На диаграмме $FeO^1-MgO-Al_2O_3$ составы сланцев находятся в поле островодужных пород. По соотношениям TiO_2 и коэффициента фракционирования и повышенным значениям Al_2O_3/TiO_2 породы отвечают островодужным образованиям.

Таблица 1

Характерные составы аповулканогенных сланцев слюдинской толщи

№ п/п	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	53,41	0,51	15,91	4,00	5,66	0,15	6,50	5,83	4,25	0,52	0,08	3,10	0,40	0,10	99,93
2	54,00	0,62	16,64	2,64	4,00	0,11	8,05	7,72	4,88	0,37	0,02	1,80	0,40	0,10	100,85
3	55,10	0,82	14,90	4,09	5,83	0,16	5,73	5,15	4,83	0,38	0,09	2,04	0,40	0,07	99,11
4	57,14	0,48	15,42	1,35	5,62	0,13	6,31	6,21	5,90	0,41	0,02	0,56	0,44	0,10	99,55
5	58,56	0,67	17,18	2,24	4,48	0,07	3,50	7,60	4,92	0,21	0,14	0,70	0,40	0,05	100,27
6	48,82	0,17	17,91	2,59	5,55	0,15	7,29	11,60	3,05	0,35	0,33	2,32	0,40	0,10	100,13
7	49,50	0,13	17,91	1,00	2,63	0,08	9,92	13,62	2,22	0,10	0,01	2,30	0,40	0,10	99,5
8	52,15	0,60	15,09	3,01	5,65	0,15	8,02	8,60	3,82	0,15	0,15	2,18	0,40	0,10	99,57
9	53,26	0,46	15,07	3,29	4,17	0,11	7,16	8,25	4,69	0,28	0,06	2,20	0,40	0,05	99,00
10	57,54	0,59	15,34	5,52	0,87	0,10	3,07	14,28	0,42	0,15	0,10	1,60	0,40	0,05	99,57
№ п/п	Q	Or	Ab	An	Di	Wo	Hy	Ol	Hm	Il	Tn	Ap			
1	6,19	3,19	37,06	23,58	3,51		15,08		10,62	0,32	0,89	0,19			
2		2,19	41,71	22,63	11,25		11,82	2,25	7,15	0,23	1,24	0,04			
3	6,92	2,31	42,14	23,27	0,15		14,63		10,88	0,34	1,62	0,21			
4	2,11	2,42	49,92	14,39	11,79		10,25		7,60	0,28	0,82	0,04			
5	10,75	1,24	41,63	24,18	8,24		4,90		7,22	0,15	1,45	0,32			
6		2,13	26,40	34,90	18,48		6,90	2,16	8,95	0,32		0,07			
7		0,59	19,29	39,76	23,05		9,62	3,59	4,04	0,17	0,10				
8	3,24	0,89	33,17	24,23	13,91		14,05		9,54	0,32	1,11	0,05			
9	1,27	1,71	41,04	19,86	16,43		10,81		8,19	0,23	0,87	0,02			
10	26,66	0,89	3,64	40,36	16,81	3,60			6,62	0,21	1,20	0,02			

Примечание: 1–5 – породы, метаморфизованные существенно изохимически: 1 – 4173/23,4 (здесь и в последующих таблицах приведены авторские номера), 2 – 576/11,5, 3 – 571/22, 4 – 4132/21, 5 – 6110; 6–10 – породы, метаморфизованные с привнесом кальция и магния: 6 – 6052-4, 7 – 6050-8, 8 – 6115-3, 9 – 4172/16, 10 – 6087. Нормативные составы здесь и в последующем пересчитаны на сухой остаток.

В составе толщи, вероятно, преобладают образования подводных взрывчатых фаций околожерловых и промежуточных зон вулканических сооружений центрального типа.

В метасиликатах толщи известны находки радиолярий (списки фауны здесь и ниже см. в стратиграфической колонке) и обрывков граптолитов, свидетельствующие о возрасте ее не древнее палеозоя. Верхнее ограничение возраста толщи определяется тем, что ее отложения прорваны магматитами силурийского (?) астафьевского комплекса. Толща входит в закономерный ряд ордовикско–силурийских формаций [33, 44, 36, 34, 35]. Наиболее тесно она ассоцииру-

ет в пространстве и парагенетически с близкими по возрасту отложениями рымникской свиты нижнего ордовика.

По мнению редактора кремнистые метатупфиты, метатупфосилициты, метасилициты следует отнести к новооренбургской толще, а кристаллические сланцы выделить в кожубаевский метаморфический комплекс раннего протерозоя. Однако существование последнего не доказано и основывается лишь на факте обнаружения А. А. Краснобаевым (Краснобаев и др., 1998 г.) восточнее характеризуемой площади в одной из проб метаморфических пород цирконов с возрастом $1\ 800 \pm 76$ млн лет. Судя по устной информации А. А. Краснобаева (в публикации нет не только какого-либо описания разреза, но и сведений о вещественном составе пробы, о точном местонахождении точки ее отбора), наиболее вероятно, что древние цирконы обнаружены в метаобломочных палеозойских породах рымникской свиты, в которых наличие микропримеси алевритовых по размеру зерен циркона может свидетельствовать лишь о нижнем ограничении возраста. На наш взгляд, возраст толщи корректнее показывать более широким (ордовикско-силурийским), что не противоречит ни заключению Б. М. Садрисламова, ни данным о принципиальном единстве обстановки формирования ордовикских и силурийских толщ [34], вместе с тем, принятая датировка ее (ранним ордовиком) является все же наиболее вероятной, по крайней мере для большей части разреза.

Рымникская свита (O_1m) на характеризуемой площади развита лишь на крайнем юго-востоке в виде небольших останцов в кровле Астафьевского массива. Представлена мусковитизированными и окварцованными кварц-биотит-плаггиоклазовыми сланцами (по метатепротурбидитам?), серыми до темно-серых, гнейсовидными с гетеролепидогранобластовой и мелколепидогранобластовой структурами. Мощность – более 100 м. Состав сланцев: плаггиоклаз – 10–40 %, биотит (часто хлоритизированный) – 10–40 %, кварц – 5–20 %; содержание мусковита достигает 50 %, иногда присутствует примесь эпидота. В составе акцессориев – апатит, гранат (редок). Минеральная ассоциация характерна для эпидот-амфиболитовой фации. По составу породы близки метаморфизованным образованиям рымникской свиты более южной части Джабык-Суундукского блока [33, 34, 36, 44, 14], где свита наиболее широко распространена, но, вследствие окварцевания и мусковитизации, отличаются от них несколько более высокими содержаниями Si и K и пониженными – Ca и Na (табл. 2). В составе свиты на соседних площадях резко преобладают андезитовидные дистальные тефротурбидиты и подчиненно развиты образования пирокластических потоков. В целом она принадлежит к метаморфизованной вулканогенно-осадочной флишоидной формации [33, 34, 36, 44, 14].

Таблица 2

Средние составы пород рымникской свиты

№ п/п	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	64,80	1,04	15,23	2,49	3,95	0,08	3,34	1,35	2,14	2,27	0,08	2,67	0,29	0,09	99,44
2	60,90	0,86	15,13	2,27	4,32	0,12	3,76	4,03	3,29	1,94	0,18	2,80	1,02	0,3	99,74

Примечание: 1 – окварцованные мусковитизированные породы на характеризуемом листе (3 анализа); 2 – породы рымникской свиты в пределах основного ареала их развития южнее характеризуемой площади (69 анализов по [14]).

Раннеордовикский возраст свиты определяется следующим. В ее породах южнее характеризуемой площади установлена палеозойская фауна [14]. Свита составляет единую вулканогенно-осадочную серию с маячной свитой (по данным бурения на стратотипе последней) [2, 33, 44, 36, 14], возраст которой надежно определен как ранне-среднеордовикский. Редактор листа считает, что эти образования следует выделить в качестве кожубаевского метаморфического комплекса рифея поскольку в ее (?) породах восточнее характеризуемого листа А. А. Краснобаевым установлено присутствие округлых, очевидно, окатанных (Сурин, 1999 г.) зерен цирконов с возрастом $1\ 800 \pm 76$ млн лет (помимо других разновидностей цирконов палеозойского возраста). На наш взгляд, возраст толщи корректнее показывать более широким (ордовикско-силурийским), хотя наиболее вероятно, что она – ранне-среднеордовикская.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Киембаевская свита (D_1km) слагает узкие блоки в Гумбейской подзоне и Уйско-

Новооренбургской зоне. Контакты ее – всюду тектонические. Она сложена преимущественно базальтами, редко андезибазальтами; их лавокластитами, относящимися в основном к образованиям лавовых потоков трещинных излияний. Среди них развиты прослои мраморизованных известняков и силицитов. Мощность толщи – более 1 400 м. Фрагменты ее разреза обнажены на левобережье р. Гумбейка ниже п. Третьяковский (обн. 4603) и на г. Острая (обн. 4225). Вулканиды – афировые, микропорфировые и мелкопорфировые плагиоклазовые со спилитовой, апогиалопилитовой, апопилотакситовой, апоинтерсертальной до долеритовой или гиалоофитовой (в центральных частях лавовых потоков) структурой основной массы. Плотность их – $(2,7-2,8) \cdot 10^3$ кг/м³, магнитная восприимчивость – $(0-5) 10^{-3}$ СИ. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации – развита хлорит-карбонат-кварц-сосюрит-альбитовая, иногда с актинолитом и биотитом, ассоциация вторичных минералов. В Уйско-Новооренбургской зоне в зонах разломов вулканиды иногда переходят в зеленые сланцы. Мраморизованные известняки – мелкодетритовые криноидные и тонкослоистые плитчатые афанитовые.

Составы вулканидов толщи на диаграммах находятся в полях толеитовой серии. По соотношению Mn, Ti и P средние составы пород близки к океаническим, но существенно отличаются от них пониженной магниальностью и повышенными концентрациями щелочей, фосфора, а от типично островодужных – пониженными значениями Al₂O₃/TiO₂ (табл. 3). По соотношению титанистости и железистости они занимают промежуточное положение между островодужными и океаническими и соответствуют базальтам глубоководных желобов. По сравнению с нормальными океаническими толеитовыми базальтами вулканиды обогащены K, Rb, Nb, P, Fe, Y, заметно обеднены сидерофильными элементами, что характерно для образований задуговых спрединговых бассейнов. Содержание РЗЭ – весьма низкое при заметном обогащении тяжелыми по сравнению с легкими – La/Yb – 0,68.

Таблица 3

Средние составы пород киембаевской свиты

№ п/п	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	N	Fs (Hy)	Fo (Ol)	Fa (Ol)	N
1	50,92	1,73	17,32	4,88	7,49	0,15	5,59	6,12	5,06	0,51	0,24	11	2,43	5,39	3,04	11
2	54,52	1,80	16,12	4,84	6,48	0,16	4,69	5,42	5,43	0,31	0,23	21	4,41	0,00	0,00	21
№ п/п	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Mt	Ilm	Ap	N pl	Wo (Di)	En (Di)	Fs (Di)	En (Hy)	N
1	0,00	2,99	47,79	23,06	4,64	7,17	8,43	7,08	3,29	0,56	35,02	2,39	1,49	0,76	4,74	11
2	2,88	1,83	45,94	18,70	5,38	14,29	0,00	7,02	3,43	0,53	28,93	2,78	1,80	0,80	9,88	21
№ п/п	Rb	Sr	Zr	Y	V	Cr	Co	Ni	Nb	N						
1	7,8	119	69	55	258	70	36	16	15,6	4						
2	5,3	190	69	34	387	141	46	34	13,7	3						

Примечание: 1 – базальты; 2 – андезибазальты.

Возраст свиты определяется тем, что в прослое известняков на г. Острая на юге Гумбейской подзоны встречены кораллы [101], характерные для пражского и нижней половины эмского ярусов нижнего девона. Находки остатков пражской и эмской фауны в прослоях мраморизованных известняков установлены также южнее площади. В отличие от авторов [22], В. А. Маслов и О. В. Артюшкова [3] считают взаимоотношения карбонатных пород с базальтоидами тектоническими, а возраст базальтов иным. С ними солидарен редактор листа. Между тем целенаправленными горными работами при геологической съемке в ряде случаев доказаны нормальные взаимоотношения этих пород [64]. Подтверждение точки зрения о раннедевонском возрасте базальтоидной толщи получено обнаружением в одном из прослоев силицитов в обн. 4603 конодонта *Ozarkodina probata* Mawson (определение Г. Н. Бороздиной), описанного в Австралии в эмском ярусе. Таким образом, возраст свиты раннедевонский пражско-эмский, отвечающий возрасту тошемского – низов карпинского горизонтов.

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Желкубаевская, айджерганская и соленодольская толщи объединенные (D₁₋₂žl÷sn) развиты в отдельных блоках Уйско-Новооренбургской зоны на северо-востоке листа. Контакты – всюду тектонические. Разрез обнажен по р. Курасан ниже п. Копаловский и по логу Желкубай. Отложения эти представлены базальтами, metabазальтами, изредка трахибазальтами, андезибазальтами и трахиандезибазальтами с прослоями их туфов, туффи-

тов, яшм, радиоляритов, иногда мраморизованных известняков. Мощность – 900–1 000 м. В нижней части разреза преобладают афировые и плагиоклазовые порфиоровые базальты, в основном, в виде потоков подушечных лав. Структура основной массы апогиалоофитовая, аподолеритовая, апоспилитовая, реже апоинтерсертальная, изредка аповариолитовая. В верхах разреза преобладают пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые порфиоровые базальты с аналогичной структурой основной массы, отличающей их от внешне сходных пироксеновых базальтов других толщ. Прослои мраморизованных известняков представлены криноидными, а также тонкослоистыми тонкоплитчатыми афанитовыми разновидностями. Последние очень характерны в этом районе для всех раннедевонских толщ. Четкие прослои их мощностью от первых см до первых десятков см наблюдаются в обнажениях на левом берегу р. Куросан ниже п. Копаловский. Вулканиды часто спилитизированы, иногда переходят в зеленые сланцы. Метаморфизм – на уровне фации зеленых сланцев.

Низкие содержания Ti и P (табл. 4) при невысоком коэффициенте фракционирования являются главным отличием характеризуемых вулканидов от аналогичных пород киембаевской толщи. Эти параметры, а также соотношения Ti-Mn-P и Fe-Mg-Al, в совокупности с повышенными содержаниями Mn, Fe, Mg и Al при повышенных значениях Al₂O₃/TiO₂, значительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, довольно высокое содержание Rb (15–69 г/т) и Sr (150–350 г/т) типичны для островодужных образований.

Таблица 4

Характерные составы вулканидов желкубаевской толщи и содержания микроэлементов

№ п/п	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	S	ппп	Σ
1	54,76	0,35	16,37	1,74	7,14	0,16	4,12	6,69	5,31	0,31	0,03	н.о.	н.об.	1,94	98,88
2	53,59	0,46	17,27	5,99	4,30	0,14	3,32	7,01	5,38	0,65	0,03	н.о.	н.о.	2,71	100,85
3	50,02	0,64	15,76	12,61	-	0,19	4,42	7,41	4,50	0,37	0,16	н.о.	н.о.	3,13	99,23
4	47,22	0,60	18,90	6,44	6,29	-	4,30	9,06	3,50	0,62	0,24	н.о.	н.о.	3,30	100,46
5	56,40	0,54	14,74	4,37	7,15	н.о.	3,58	8,26	2,90	0,38	0,13	2,06	н.о.	н.о.	100,51
6	54,12	0,58	16,76	2,88	6,46	н.о.	4,13	6,42	5,00	1,42	0,24	-	н.об.	2,24	100,24
7	52,66	0,39	12,44	3,30	6,05	0,14	8,61	8,75	4,33	0,28	0,03	2,34	<0,4	<0,1	99,32
8	49,65	0,53	12,91	5,30	5,74	0,15	8,73	7,67	4,19	1,26	0,18	4,11	н.о.	н.о.	100,42
№ п/п	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Hm	Ilm	Tn	Ap				
1	5,23	1,89	46,37	20,55	10,19	5,86	-	9,98	0,36	0,41	-				
2	2,88	3,90	46,37	21,48	10,01	3,78	-	10,97	0,30	0,77	-				
3	3,37	2,31	39,60	22,60	10,88	6,41	-	13,12	0,43	1,09	-				
4	1,08	3,78	30,46	35,03	6,95	7,81	-	13,82	-	1,52	0,05				
5	18,52	2,31	24,96	26,46	10,26	4,31	-	12,51	-	1,35	0,02				
6	2,53	8,57	43,15	19,49	8,42	6,58	-	10,26		1,45	0,05				
7	1,3	1,71	37,74	14,14	23,17	11,37	-	10,33	0,30	0,59	-				
8	-	7,74	36,8	13,17	19,38	1,49	8,47	12,12	0,34	0,91	0,05				
№ п/п	Rb	Sr	Zr	Y	V	Cr	Co	Ni	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Gd
8	69	197	23	10	446	676	52	96	6	6,75	9,28	1,08	4,29	0,52	0,95
№ п/п	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y									
8	0,88	0,17	0,35	0,05	0,44	4,72									

Примечание: 1–4 – низы толщи: 1, 2 – андезибазальты: 1 – 560, 2 – к-244; 3, 4 – базальты: 3 – к-241, 4 – 536. 5–8 – верхи толщи: 5, 6 – андезибазальты: 5 – 43, 6 – 531; базальты: 7 – 9463, 8 – к-171. Rb и Sr – рентгено-флюоресцентный анализ; Zr, Y, V, Cr, Co, Ni, Nb – количественный спектральный анализ; РЗЭ – химико-спектральный анализ. Данные: 1, 4 – [86]; 5, 6 – [87]; 2, 3, 8 – [78].

Эмско–эйфельский, отвечающий возрасту верхов карпинского–гальтийскому горизонтов, возраст толщи определяется находками фауны в ряде пунктов. На правом берегу руч. Желкубай на подушечных лавах базальтов, в которых межподушечное пространство заполнено силицитами с остатками радиолярий, лежат криноидно-детритовые известняки, в которых нередко наблюдаются обломки подстилающих базальтов и силицитов. В них определены кораллы раннего девона [145] и криноидеи, характерные для интервала нижний девон (эмс) – средний девон. Вулканиды толщи по составу и петрохимическим особенностям весьма близки вулканидам айджерганской толщи южных районов Уйско-Новооренбургской зоны, отнесенной к верхам карпинского – низам гальтийского горизонтов (фауна в ней не известна) и вулканидам кукбуктинской толщи Домбаровского района, содержащей конодонты характерные для гальтийского го-

ризонта, а также вулканитам толщи в районе п. Нов. Кондуровский на юге Гумбейской подзоны (южнее площади работ), где в ней также содержатся криноидеи и кораллы характерные для тальтийского горизонта. Авторы считают, что данную толщу следует выделять под названием «желкубаевская» и не согласны с выделением желкубаевской толщи известняков [3], рассматривая известняки в разрезе по логу Желкубай как прослои среди вулканитов.

Карагайская толща (D_{1-2k}) развита на севере Гумбейской подзоны в обрамлении Нижегородского массива. В ее составе преобладают туфы базальтов, изредка андезибазальтов порфировых пироксен-плаггиоклазовых агломератовые и лапиллиевые с прослоями пепловых туфов и туффигов. Реже встречаются базальты, их лавобрекчии, кластолавы и лавокластиты. Верхние части разреза представлены пепловыми туфами и аповулканогенными зелеными сланцами по туффитам того же состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами, переслаивающимися с метатуфосилицитами часто углеродсодержащими. Общая мощность толщи превышает 1 500 м. Подстилающие породы не известны, от более молодых отложений она отделена разрывными нарушениями. Фрагменты разреза обнажены на Урлядинских и Черепановских горах. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и сохраняют в основном первичные текстурные и структурные особенности. Общее количество новообразованных минералов – от 20–30 до 80–90 %. Развита ассоциация с актинолитом (наиболее характерен), эпидотом, хлоритом, соссюритом, альбитом, кварцем, карбонатом, серицитом. Нередко вулканиты превращены в зеленые сланцы. Около Нижегородского массива отмечается их интенсивная актинолитизация и эпидотизация. Отмечаются кварц-хлорит-серицит-карбонатные, кварц-серицитовые, кварц-альбитовые метасоматиты. Вулканитам толщи присущи низкое содержание Ti, Na, весьма низкое – K, крайне низкое – P, умеренно высокое – Fe и Ca (табл. 5). При переходе от базальтов к андезибазальтам устанавливается некоторое повышение суммарного содержания щелочей (за счет Na) и понижение Ti при практически равных коэффициентах фракционирования и величинах FeO¹/MgO. Для нормативного состава пород характерно наличие кварца, высокие содержания плаггиоклаза, диопсида и гиперстена. Это определяет близость пород толщи вулканитам известково-щелочной серии энсиматических островных дуг.

Таблица 5

Средние составы базальтов (1) и андезибазальтов (2) карагайской толщи

№ п/п	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	N			
1	51,03	0,64	15,76	3,25	7,59	0,16	7,64	11,01	2,44	0,47	0,01	19			
2	54,37	0,52	15,32	2,89	6,99	0,16	6,83	9,39	2,96	0,53	0,02	7			
№ п/п	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Mt	Ilm	Npl	Wo (Di)	En (Di)	Fs (Di)	En (Hy)	Fs (Hy)	N
1	0,47	2,78	20,65	30,66	19,40	20,10	4,71	1,22	59,76	9,98	6,07	3,35	3,35	7,14	19
2	4,59	3,13	25,05	26,95	15,86	19,18	4,19	0,99	51,83	8,14	4,88	4,88	12,13	7,05	7

Примечание: N (здесь и в других таблицах) – количество анализов.

Ранне-среднедевонский эмско-эйфельский возраст толщи (отвечающий возрасту верхов карпинского-тальтийского горизонтов) принят согласно Стратиграфической схеме Урала и легенде Южноуральской серии. В кремнистых породах ее непосредственно севернее площади обнаружены радиолярии родов *Entactinia* и *Cubentactinia* широкого (O–C) возрастного диапазона распространения (заключение Б. М. Садрисламова). Это показывает, что толща – не древнее палеозоя. На взгляд авторов, больше данных о том, что толща является ордовикской или силурийской. Верхнее ограничение возраста определяется раннесилурийским возрастом прорывающего ее Нижегородского массива (см. ниже). Близость состава вулканитов толщи с породами слюдинской и развита южнее новооренбургской (лесной, по мнению авторов) толщи, в которой обнаружены конодонты среднего ордовика [3], косвенно свидетельствует о раннепалеозойском возрасте ее. С последней их сближает также обилие в разрезе силицитов, что является свидетельством формирования толщи преимущественно в удаленной от центров вулканизма зоне относительно глубоководного бассейна.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Образования среднего девона образуют сложный латеральный ряд в Западномагнитогорской и Восточномагнитогорской зонах.

Карамалыташская свита (D_{2kr}) развита на северо-западе площади в пределах Запад-

номагнитогорской зоны. Она слагает хребет Таштузак. В ее нижней части преобладают лейкобазальты и их лавокластиты, реже встречаются базальты, андезибазальты, отмечаются прослои дацитов, риолитов и их туфов, в верхней (400–500 м) – развиты дациты, риодациты, риолиты и их туфы, отмечаются андезиты. Общая мощность – более 900 м. Нижний контакт не известен, верхний – тектонический. Свита хорошо обнажена на горе Ялай. Базальты и андезибазальты обычно залегают в виде потоков подушечных лав и лавокластитов. Они – афировые, реже порфировые плагиоклазовые, их основная масса – интерсертальная или гиалопилитовая. Андезиты и кислые вулканиты обычно содержат небольшое количество мелких вкрапленников плагиоклаза, основная масса – призматическизернистая с обильными мелкими выделениями магнетита. Они – высокожелезисты вследствие феннеровского тренда дифференциации исходных магм. Вулканиты свиты принадлежат толеитовой петрогеохимической серии [75]. Им присущи относительно высокие содержания Al, низкие – Ti и ряд других особенностей, отличающие их от океанических и «субокеанических» пород и близкие породам островодужных обстановок. Породы свиты претерпели зеленокаменное перерождение, под которым мы здесь и далее понимаем изменения, связанные с гидротермальной деятельностью, главным агентом которой, видимо, выступает морская вода, вовлекающаяся в циркуляцию в верхней части земной коры. Региональный метаморфизм – не выше пренит-пумпеллиитовой фации.

Возраст свиты принимается на основании определений конодонтов в прослоях кремнистых пород за пределами листа, где он отвечает зонам *australis* и *kockelianus*, что соответствует возрасту лангурского горизонта верхов эйфеля [3].

Александринская толща (D_{2al}) – возрастной аналог карамалыташской свиты – слагает основание разреза в Учалино-Александринской подзоне. В толще преобладают базальтоиды, до 15–30 % ее слагают кислые вулканиты, которых в целом больше в верхах, подчиненно развиты андезиты. Мощность – более 2 200 м [8, 64, 65, 66, 69, 71]. Подстилающие отложения не известны. Верхний контакт с породами урлядинской толщи – стратиграфически согласный. Толща слабо обнажена. На аэрофотоснимках иногда видны границы основных и кислых вулканитов, кольцевые структуры, слои и пачки кремнистых пород, мелкие субвулканические тела и дайки. Разрез изучен по керну поисковых скважин Магнитогорской ГРП глубиной 700–1 000 и более м – скв. 873 южнее п. Сабановский, скв. 850, 851 юго-восточнее п. Бабарыкинский, скв. 5901 Поляковской ГРП – южнее Александринского месторождения и др. Характерно частое чередование в разрезе и быстрая смена по простиранию преимущественно основных и кислых лав, их лавокластитов и кластолав, а также редких туфов, ксенотуфов, туффитов, туфогравелитов, туфопесчаников, яшм, радиоляритов. В составе толщи совмещены вулканиты нескольких петрогеохимических серий [64, 65, 66, 8, 69, 71]. В северной части подзоны значительным преобладанием пользуются вулканиты, сопоставимые с образованиями толеитовой островодужной серии, аналогичные в целом описанным в составе карамалыташской свиты. Большой объем кислых пород толщи на севере подзоны представлен мелко- и крупнопорфировыми плагиоклазовыми, кварц-плагиоклазовыми (преобладают), амфибол-кварц-плагиоклазовыми дацитами, риодацитами и риолитами с фельзитовыми, микролитовыми, сферолитовыми, витрофиловыми, микролитозернистыми структурами основной массы в различных сочетаниях. В них отмечаются микропегматоидные сростки кварца и плагиоклаза, а также ксенолиты плагиогранитов (трондъемитов) и мелких оплавленных шлиров микрозернистых нацело хлоритизированных мафических пород. Эти особенности, вкупе с относительно высоким общим уровнем содержаний РЗЭ (при преобладании легких), наличием ярко выраженной положительной европейской аномалии, свидетельствуют в пользу вывода о кристаллизации этих вулканитов из палингенных коровых магм. На юге подзоны, в районе Александринского месторождения, в низах разреза широко развиты афировые и мелкопорфировые пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты, которые по своим характеристикам принадлежат «промежуточному» типу между островодужными толеитами и известково-щелочными базальтами. К признакам их «толеитовости» относятся подушечное строение лав, поздняя кристаллизация магнетита, отчетливо выраженный рост железистости и титанистости в ходе эволюции клинопироксенов и их высокая кальциевость, рост титанистости от базальтов к андезибазальтам, низкое содержание литофилов и РЗЭ. С базальтами известково-щелочных серий их сближает наличие туфов и порфировых пород, отсутствие «закалочных» трендов в клинопироксенах, относительно повышенная щелочность, магниевость и фосфористость пород, их пониженная железистость, отсутствие феннеровского тренда дифференциации, низкое отношение FeO¹/MgO, обогащенность тугоплавкими элементами, повышенные значения отношений Ni/Co, Zr/Y, La/Yb, несколько повышенные содержания Rb и т. д. Особенно показателен «промежуточный» характер распределения в них РЗЭ. В верхней части разреза района Александринского месторождения развита серия вулканитов, включающая порфировые базальты, андезибазальты, дациты, риодациты, рио-

литы, которые по своим петрогеохимическим особенностям относятся к дифференциатам магм известково-щелочной петрогеохимической серии. Среди них преобладают плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые кислые породы с фельзит-микролитовой, микролитозернистой, метасферолитовой структурами. Базальты и андезибазальты заметно отличаются от охарактеризованных выше меньшими содержаниями Fe, Ca, повышенными – Mg, K. Кислые породы содержат, по сравнению с породами толеитовой серии, значительно меньше Fe, больше Mg; от вулканитов палингенной известково-щелочной серии они отличаются несколько пониженными содержаниями Ca, Mg и повышенными – щелочей. Они характеризуются высокими содержаниями РЗЭ при отчетливо выраженном преобладании легких над тяжелыми и наличием глубоких отрицательных аномалий европия.

Породы толщи претерпели интенсивную синвулканическую гидротермальную переработку, выразившуюся в развитии закономерного зонального ряда метасоматитов от слабо измененных сосюритизированных пород, через зону «спилитизированных» пород, зону пропилитов, к хлорит-серицит-кварцевым и серицит-кварцевым метасоматитам, к центрам ореолов которых приурочены медно-колчеданно-полиметаллические руды.

Возраст толщи определен находками в четырех пунктах в прослоях яшм среди вулканитов в низах и в верхах ее конодонтов, характерных, в трех из них, для лангурского горизонта эйфельского яруса и для карамалыташской свиты, а в одном – для D₂ [3].

Гумбейская свита (D_{2gm}) доминирует в Гумбейской подзоне, где хорошо обнажена и образует фрагменты естественных разрезов по рекам Курасан, Хлебinka, Таш-Елга, Сухая. На аэрофотоснимках выделяются пачки слоистых туфов и туффитов с прослоями яшм. Свита сложена базальтами и андезибазальтами порфировыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми, их лавокластитам, лавобрекчиями, кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, зелеными сланцами по ним, яшмами, изредка радиоляритами. Слагая главный объем подзоны, при довольно высокой плотности пород (около 2,85·10³ кг/м³), свита вносит основной вклад в создание общего повышенного уровня гравитационного поля. Магнитная восприимчивость пород – низка – до 40·10⁻⁵ СИ и лишь в экзоконтакте Краснинского массива, где проявлено обогащение магнетитом, в несколько сот раз больше. Мощность свиты – 2 000–2 700 м. Нижний контакт – тектонический. Стратиграфически согласно она перекрыта вулканогенно-осадочными отложениями новобуранной толщи. Граница с ними иногда резкая с местным размывом, в других случаях, переход от базальтовых разрезов гумбейской свиты к существенно кислым новобуранной – постепенный с появлением в верхах гумбейской свиты риодацитов и дацитов.

Вулканиты гумбейской вулканической ассоциации, в состав которой входят породы гумбейской свиты и новобуранной толщи, относятся к известково-щелочной островодужной серии.

Породы ее – промежуточные между образованиями нормальной и умеренной К-Na типа щелочности (табл. 6). Выражен боуэновский тренд дифференциации. Обогащенность базальтов нормативными полевыми шпатами по сравнению с нормативными цветными минералами говорит в пользу повышенного водного давления при генерации магм. По соотношению указанных компонентов они весьма близки к среднему островодужному базальту [76]. Базальты свиты заметно обогащены по отношению к примитивным океаническим крупноионными литофилами и, в меньшей степени, элементами с высокозарядными ионами. На спайдер-диаграмме отчетливо выражены Nb и Ti минимумы. По распределению РЗЭ вулканиты свиты являются аналогами образований островодужной известково-щелочной серии. Для них характерно явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, величина La/Yb при этом от 5–6 в базальтах до 10–11 в лейкобазальтах и андезибазальтах. Характерно зеленокаменное изменение пород. Породы часто пропилитизированы, развиты серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с пиритом, аргиллизиты с адуляром, несущие золотосеребряную минерализацию. В измененных вулканитах повышено содержание К вследствие адуляризации. Породы в большей восточной части ареала распространения свиты метаморфизованы в фации зеленых сланцев. В них очень неравномерно развиты агрегаты мелкоигльчатого актинолита, эпидота, биотита. В полосе распространения таких изменений сосредоточено значительное количество мелких жильных залежей золота.

В нескольких пунктах в яшмах, главным образом, в средней части разреза, определены конодонты среднего девона, комплекс их в породах на г. Ташлытау характерен для эйфельского яруса [3]. В перекрывающих отложениях новобуранной толщи есть фауна, характерная для бродовского горизонта. Южнее площади листа, в средней части свиты, содержатся конодонты характерные для лангурского горизонта, а в самых верхах ее – фауна, характерная для высотинского горизонта [14]. Таким образом, гумбейская свита соответствует эйфельскому и живетскому ярусам в объеме лангурского и низов высотинского горизонтов.

Средние составы вулканитов гумбейской вулканической ассоциации (гумбейской свиты и новобуранной толщи)

№ пп	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	N		1	2	3	4	5
1	50,40	0,85	16,39	4,01	6,57	0,16	7,27	10,08	2,85	1,20	0,23	156	Rb	34	29	34	40	35
2	54,43	0,82	16,75	3,68	5,81	0,15	5,46	7,73	3,70	1,23	0,23	55	Sr	473	434	495	311	240
3	58,98	0,78	16,47	3,16	4,43	0,12	4,04	6,78	3,89	1,16	0,20	17	Ba	140	160	250	205	н.о.
4	65,22	0,66	15,06	2,86	3,43	0,14	1,92	3,54	4,62	2,31	0,24	11	Cr	209	163	69	71	н.о.
5	68,12	0,58	14,72	1,96	2,83	0,10	1,51	3,03	4,48	2,49	0,18	11	Ni	91	71	12	5	н.о.
6	74,37	0,28	12,65	1,38	1,60	0,05	0,85	1,24	4,21	3,31	0,08	10	Co	52	34	20	8	н.о.
№ пп	Q	C	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Mt	Ilm	Ap		V	526	393	325	83	н.о.
1	0,00	0,00	7,07	24,15	28,36	16,23	11,78	4,45	5,81	1,62	0,53	156	Zr	118	71	134	280	н.о.
2	3,60	0,00	7,29	31,33	25,44	9,22	15,68	0,00	5,34	1,56	0,54	55	Y	35	20	37	50	н.о.
3	11,67	0,00	6,83	32,95	24,04	6,72	11,28	0,00	4,59	1,48	0,45	71	Nb	10	10	10	5	н.о.
4	18,87	0,00	13,62	39,11	13,54	1,98	6,92	0,00	4,15	1,25	0,56	11	N	35	10	4	3	3
5	23,30	0,00	14,70	37,88	12,71	0,93	6,10	0,00	2,84	1,11	0,42	11						
6	32,88	0,08	19,56	35,62	5,62	0,00	3,53	0,00	2,00	0,54	0,18	10						
№ пп	N pl	Wo (Di)	En (Di)	Fs (Di)	En (Hy)	Fs (Hy)	Fo (Ol)	Fa (Ol)										
1	54,01	8,41	5,50	2,32	8,29	3,50	3,04	1,41										
2	44,81	4,76	3,01	1,45	10,60	5,09	0,00	0,00										
3	42,18	3,48	2,25	1,00	7,81	3,47	0,00	0,00										
4	25,72	1,02	0,59	0,38	4,20	2,72	0,00	0,00										
5	25,12	0,47	0,26	0,19	3,50	2,60	0,00	0,00										
6	13,63	0,00	0,00	0,00	2,11	1,42	0,00	0,00										
№ пп	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	La/ Yb	Eu/ Eu			
1	14,25	7,65	1,14	5,48	2,07	0,95	2,17	-	1,92	0,35	1,05	0,13	0,97	9,9	1,4			
2	14,25	7,00	1,44	7,71	1,55	0,78	2,60	-	1,75	0,26	0,70	0,09	0,61	5,2	1,2			
3	12,20	25,07	3,72	20,74	3,62	1,90	4,77	-	3,50	0,61	2,01	0,26	1,40	5,9	1,4			
4	6,00	13,70	1,70	8,50	2,40	0,35	3,10	0,50	2,70	0,60	1,80	0,25	1,50	2,7	0,4			
5	8,53	10,66	1,32	5,83	1,47	0,95	1,91	-	1,79	0,35	0,88	0,11	0,79	7,3	1,7			
6	18,42	26,37	3,84	21,60	3,88	1,73	4,16	-	3,54	0,61	1,93	0,22	1,14	10,91	1,3			
7	11,76	31,34	2,60	7,88	1,47	0,43	2,17	0,32	2,70	0,41	1,31	0,16	1,16	6,8	0,7			
8	12,97	16,69	1,91	7,28	1,55	1,04	2,25	-	2,10	0,44	0,88	0,10	0,53	16,5	1,7			
9	16,04	21,57	3,12	16,11	3,97	1,90	4,86	-	4,55	0,87	2,54	0,28	1,67	6,5	1,3			
10	7,90	18,20	2,70	13,80	3,50	0,90	4,50	0,75	4,50	0,90	2,40	0,40	2,20	2,4	0,7			

Примечание: а) для всех данных кроме РЗЭ: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – риодациты, 6 – риолиты. б) РЗЭ: 1–5 – базальты: 1 – к-33, 2 – к-95, 3 – к-83, 4 – 22/5/48,5, 5 – к-221; 6–7 – андезибазальты: 6 – к-85, 7 – к-302; 8 – андезит – к-214; 9 – дацит – к-210; 10 – риодацит – 8082-1-1. 1–3, 5–9 – данные Р. Г. Язевой, В. В. Бочкарева [78]. Определения микроэлементов выполнены в ИГГ УрО РАН (Rb и Sr – рентгеноспектральный метод, остальные – количественный спектральный).

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Образования этого стратиграфического уровня развиты во всех подзонах Магнитогорской мегазоны. Характерно обилие вулканокластических образований и резкие колебания соотношения вулканитов и осадочных пород в разрезе.

Копаловская толща (D₂₋₃кр) широко распространена в Уйско-Новооренбургской зоне. Сложена андезитами, трахиандезитами, андезибазальтами и трахиандезибазальтами порфировыми плагиоклазовыми, амфибол-плагиоклазовыми и амфибол-пироксеновыми, реже базальтами и трахибазальтами, риодацитами и риолитами; их туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, аповулканогенными зелеными сланцами по ним с прослоями радиоляритов и серицит-кварцевых сланцев (метасилицитов). Мощность – 400–600 м. Нижний контакт – тектонический, верхний – стратиграфически согласный с арсинской толщей. Обнаженность и дешифрируемость – хорошие в долинах рек и ручьев. Есть разрез по р. Сухой Курасан у п. Новокопаловский. Толща близка образованиям гумбейской вулканической ассоциации Восточномагнитогорской зоны. Ее отличительной особенностью является широкое развитие вулканитов среднего состава. Наиболее характерны

андезиты и андезибазальты с роговой обманкой во вкрапленниках, которая часто присутствует и в базальтах вместе с пироксеном. Метаморфизм неравномерно преобразованных пород не выше зеленосланцевой фации.

Определимых остатков фауны в толще не найдено. Она считается средне-верхнедевонской (высотинский–бродовский горизонты) на основании ее залегания под фаунистически датированной арсинской толщей, с которой она имеет постепенные переходы.

У л у т а у с к а я с в и т а ($D_{2-3}U$) развита в Западномагнитогорской зоне на северо-западе листа в понижении между хребтом Таштузак и горами Леоновскими. Хорошо обнажена лишь на юго-восточных отрогах г. Ялай. Ее нижняя часть (200–350 м) сложена туфами и туффитами дацитов и риодацитов, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями яшм и радиоляритов, верхняя (300–550 м) – туфами и ксенотуфами андезибазальтов и базальтов порфирированных плагиоклазовых. Общая мощность – 500–900 м. В пределах листа свита отделена от более древних образований карамалыташской свиты разрывным нарушением, но за его пределами залегает согласно на бугулыгырской толще [3], перекрыта, видимо согласно, мукасовской свитой. Сложена более легкими (плотность – $(2,7-2,75) \cdot 10^3$ кг/м³) породами, чем существенно базальтоидные выше- и нижележащие толщи и выделяется, вместе с мукасовской свитой, пониженным уровнем гравитационного поля. Магнитная восприимчивость – до $500 \cdot 10^{-5}$ СИ, чаще меньше. Вулканиты свиты неоднократно охарактеризованы ранее [75 и др.]. По петрографическим и петрогеохимическим особенностям они типичны для известково-щелочной серии островных дуг. Породы претерпели зеленокаменные изменения.

На данном листе фауна не установлена. Возраст свиты определяется по залеганию под фаунистически охарактеризованными породами мукасовской свиты и на основании находок фауны в ней за пределами листа [3] как живетско–раннефранский (высотинское–бродовское время). В отдельных разрезах в низах свиты встречены конодонты, характерные для лангурского горизонта [3], так что нижняя граница свиты в Западномагнитогорской зоне – скользящая.

У р л я д и н с к а я т о л щ а ($D_{2-3}U$) выделяется в Учалино-Александринской подзоне. Характерен пестрый состав, изменчивость разрезов и значительные колебания мощности. Сложена базальтами, андезибазальтами порфирированными плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми, реже афировыми, андезитами, дациандезитами, дацитами, риодацитами, риолитами, их кластолавами, лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоизвестняками, известняками, известняковыми брекчиями и конгломератами, вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Мощность толщи – 80–1 300 м, наибольшая – на севере подзоны, где в ее разрезе сосредоточен основной объем вулканитов. Нижний контакт с александринской толщей и верхний – с бабарькинской – стратиграфически согласные. Полные разрезы толщи изучены по керну скважин 99, 141 [120] северо-западнее п. Бабарькинский и скв. Магнитогорской ГРП 848 юго-восточнее того же поселка, 845 юго-восточнее г. Вышка и др.

В разрезе существенно преобладают эксплозивные образования андезитов (около 40 %). Но в целом в ней по содержанию SiO_2 – три локальных максимума: 48–50 % (базальты), 60–62 % (андезиты) и 71–73 % (риодациты, риолиты). Породы обычно резко порфирированные, вкрапленников до 20–25 %. В них часто присутствуют крупные включения раннего магнетита, преобладает плагиоклаз, обычно сильно сосюритизированный. Пироксены (от диопсида $Ca_{47}Mg_{45}Fe_8$ в ядрах вкрапленников до авгита $Ca_{38}Mg_{43}Fe_{19}$ в микролитах основной массы) являются по составу типичными для островодужных известково-щелочных серий. Осадочная составляющая широко развитых в толще вулканогенно-осадочных пород обычно представляет собой перемытую тефру с примесью обломков известняков и пород александринской толщи, слагающих также чуждые обломки в ксенотуфах. Туффиты и пирокласто-осадочные породы через туфоизвестняки переходят в известняки с примесью пирокластиков. Известняки толщи обычно – органогенно-детритовые, встречаются также небольшие биогермы, сложенные водорослями или строматопороидеями. Рифогенных известняков в ней, вопреки распространенному мнению [98, 97, 150], нет. Вулканиты претерпели зеленокаменные изменения. Широко развиты пропицитизированные породы, переходящие в хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты с переменным соотношением компонентов. Среди них отмечаются проявления колчеданно-полиметаллических руд, часто с повышенной золотоносностью.

Фауна в толще была известна в ряде пунктов [97, 120, 150]. По новым сборам она определена из известняков в скв. Магнитогорской ГРП 848, 850, 851 и Поляковской ГРП 6056 ю.-в. п. Бабарькинский и в скв. 845 ю.-в. г. Вышка. Комплекс фауны типичен для лоны *Stringocephalus burtini*, которая отвечает высотинскому горизонту живетского яруса. В верхней части разреза в туфопесчаниках установлены остракоды, характерные для саргаевского горизонта франского яруса [120]. На этих слоях залегают силициты бабарькинской толщи, содер-

жащие конодонты, характерные для основания губинского горизонта. Таким образом, урлядинская толща соответствует живетскому и низам франского яруса, высотинскому и бродовскому горизонтам. Верхняя граница, видимо, скользкая и местами заходит в губинский горизонт [150].

Новобуранная толща (D_{2-3nb}) ограниченно развита в Гумбейской подзоне и продолжает разрез гумбейской свиты, с которой она связана генетической общностью вулканитов (см. выше и [14]). На самом севере листа она слагает Самаринские горы и представлена дацитами, риодацитами, андезитами, риолитами и их туфами, в резко подчиненном объеме трахидацитами, трахириолитами, туффитами и туфопесчаниками. На остальной площади преобладают туффиты, ритмично переслаивающиеся с туфами, а также туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, с прослоями силицитов. Мощность – 100–800 м. Толща согласно перекрыта аблязовскими отложениями. Естественный разрез и контакты ее наблюдаются на левобережье р. Ниж. Солодянка на г. Шикуртау.

В средней части разреза найдены конодонты, характерные для зон *disparalis*, *falsiovalis*, *transistans*, т. е. бродовского горизонта [3]. Южнее листа из самых верхов толщи определены конодонты, характерные для низов губинского горизонта [14]. Нижняя часть разреза, где фауны не встречено, может опускаться в высотинский горизонт. В разрезе на г. Шикуртау в низах толщи установлены конодонты, характерные для низов губинского горизонта франа. Это связано либо со скольжением нижней границы толщи, либо с местным размывом. Более вероятно второе, т. к. в основании разреза здесь развиты грубообломочные туфоконгломераты с хорошо окатанными обломками пород гумбейской свиты.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские отложения развиты во всех подзонах Магнитогорской мегазоны.

Мукасовская свита (D_3mk) прослежена только в Западномагнитогорской зоне узкой полоской вдоль вершины хребта Леоновских гор. Ее разрез обнажен здесь западнее п. Москва. Она сложена серыми и черными силицитами (в т. ч. радиоляритами), кремнистыми аргиллитами с прослоями кремнистых туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность – 100–200 м. Залегает согласно на породах улутауской свиты и согласно перекрывается вулканитами бугодакской толщи. Служит маркирующим горизонтом среди вулканогенных толщ девона.

На Леоновских горах в 2 км северо-западнее п. Москва в двух пунктах определены конодонты, характерные для губинского горизонта франского яруса (исключая его верхи) [3]. Такой же возраст свита имеет во всей Западномагнитогорской зоне. Ее формирование очевидно имело место в обширном бассейне с весьма ограниченным поступлением терригенного материала.

Бабарыкинская толща (D_3bk) в виде узких полос развита на западе Учалино-Александринской подзоны. Сложена черными и темно-серыми силицитами, включая радиоляриты и спонголиты, кремнистыми аргиллитами, кремнистыми туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, изредка с прослоями туфоизвестняков и известняков. Мощность – 70–200 м. Нижний контакт с породами урлядинской толщи и верхний контакт с аблязовской толщей – согласные, часто с переслаиванием. На поверхности наблюдаются почти исключительно развалы и высыпки силицитов. В разрезах, изученных по керну глубоких поисковых скважин Магнитогорской ГРП (845, 851, 867) и Поляковской ГРП (5902, 5917 и других), последние обычно составляют менее половины разреза и лишь иногда преобладают. Тем не менее, именно характерные силициты создают облик толщи и она является, по сути, маркирующим горизонтом среди вулканитов.

Пирокластика в вулканогенно-осадочных отложениях – та же, что и в подстилающих породах урлядинской толщи. Осадочный материал – обломки вулканитов (в основном, перемытая тефра), силицитов, иногда известняков.

Находки конодонтов в силицитах известны как на юге [120], так и на севере листа [150]. По новым сборам определены конодонты из низов разреза в 1 км ю.-в. п. Бабарыкинский, в 5,5 км ю.-в. него и в керне скв. 845. Конодонты найдены также в верхах разреза [3]. В целом возраст толщи определяется как франский, нижняя часть губинского горизонта. Обе границы толщи, вероятно, скользкие, с некоторым омоложением их возраста с юга на север. На юге подстилающие отложения урлядинской толщи содержат фауну характерную для аналогов саргаевского горизонта, а нижние слои бабарыкинской толщи – фауну, характерную для нижнего доманика. Конодонты характерные для аскынского горизонта (зона *late rhenana*) встречены в отложениях вышележащей аблязовской толщи. Таким образом, бабарыкинская толща соответствует здесь всему доманиковому и мандымскому горизонтам. На севере в верхах подстилающей тол-

щи есть конодонты доманика, а разрез бабарькинской толщи начинается с верхов доманика и заканчивается низами аскына [150].

Арсинская толща (D_3an) развита в Уйско-Новооренбургской зоне. Сложена серицит-кварцевыми сланцами и кварцитами (метасилицитами) часто углеродсодержащими, радиоляритами, метатуфами и метатуффитами андезитов, дацитов и риодацитов, метатуфопесчаниками, метатуфоалевролитами, зелеными сланцами по ним. Мощность – 400–500 м. Нижний контакт с породами копаловской толщи – согласный с переслаиванием, с более молодыми отложениями – тектонический. Фрагменты разрезов толщи наблюдались в карьерах на г. М. Берёзовая ю.-з. п. Рассвет и в 3,5 км ю.-з. п. Арсинский.

Пирокластика в вулканогенно-осадочных породах толщи – такая же, как и в подстилающих вулканитах копаловской толщи. Перемытый материал – обломки тех же вулканитов (вероятно, перемытая тефра) и кремнистых пород. Метасилициты создают характерный облик толщи, местами преобладают, нередко встречаются в виде прослоев, составляющих суммарно менее трети разреза. Среди вулканогенно-осадочных пород преобладают тонкообломочные разности, обычно превращенные в зеленые сланцы.

В метасилицитах в упомянутых выше карьерах найдены конодонты [3]. В обоих пунктах их комплекс характерен для нижней части губинского горизонта и аналогичен комплексам в мукасовской свите и бабарькинской толще. С последней арсинская толща наиболее близка по облику, отличаясь лишь большим метаморфизмом (фашия зеленых сланцев). Возраст арсинской толщи датируется нами как франкий ярус в объеме нижней части губинского горизонта. Ее отложения относятся, вероятно, к вулканокласто-кремнистой формации тыловых склонов и подножий вулканических островных дуг.

Бугодакская толща (D_3bd) развита в Западномагнитогорской зоне на северо-западе листа на восточных склонах хребта Леоновских гор, вкост которого на западной границе листа наблюдается хороший разрез. Нижняя часть (600–700 м) толщи сложена, в основном, туфами, ксенотуфами и туффитами базальтов порфирированных пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, верхняя (400–450 м) – туфами, реже лавами порфирированных плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых трахибазальтов и трахиандезибазальтов. Общая мощность свиты – 1 000–1 200 м. Контакты с подстилающей мукасовской и перекрывающей зилаирской свитами, предположительно стратиграфически согласные. Толща хорошо обнажена. Дешифрируются ее границы и фрагменты слоистости. По петрографическим особенностям, химизму, характеру метаморфизма вулканиты нижней половины толщи близки вулканитам аблязовской, а верхней – новоивановской толщам Восточномагнитогорской зоны.

Остатки фауны в породах толщи не известны, за исключением переотложенной фауны позднего живета в обломках известняков в ксенотуфах и туффитах. Возраст толщи определен на основании ее залегания выше фаунистически охарактеризованных отложений мукасовской свиты и ниже фаменских отложений зилаирской свиты. Таким образом, бугодакская толща отвечает, видимо, верхам губинского горизонта. По легенде Южноуральской серии верхняя граница ее ограничена франом, хотя строго говоря, и учитывая сходство верхов толщи с новоивановскими вулканитами, фаменский возраст верхов толщи исключить нельзя.

Аблязовская толща (D_3ab) развита в Восточномагнитогорской зоне. Сложена базальтами, реже андезибазальтами, в резко подчиненном объеме трахибазальтами, трахиандезибазальтами порфирированными пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми, их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, изредка с прослоями туфов риодацитов, силицитов и известняков. Мощность – 500–1 200 м. В Магнитогорской подзоне слагает основание вскрытого разреза. В Учалино-Александринской подзоне лежит стратиграфически согласно на породах бабарькинской толщи, а в Гумбейской – на породах новобуранной толщи. В первых двух подзонах толща согласно перекрыта вулканитами новоивановской толщи, а в Гумбейской – несогласно отложениями греховской свиты верхнего визе. Ее разрезы наблюдались по р. Сухая севернее п. Новобуранное, на восточном побережье Верхнеуральского водохранилища (Паршивые горы, р. Воровская). Изучены разрезы по керну скважин Магнитогорской ГРП (845, 887, 2015) и Поляковской ГРП (5917) и др. в Учалино-Александринской, а также 3 [120] и 2009, 2023, 2011, 1750, 2038 Магнитогорской ГРП и др. в Магнитогорской подзоне. Характерна повышенная роль эксплозивных образований. Вулканиты толщи испытали зеленокаменные изменения. Региональный метаморфизм в Магнитогорской и Учалино-Александринской подзонах не выходит за пределы пренит-пумпеллиитовой фашии [63, 65], а на востоке Гумбейской подзоны достигает фашии зеленых сланцев с образованием эпидота и актинолита. Степень преобразований очень неравномерна. В зонах нарушений, близ восточной границы подзоны, породы рассланцованы.

Клинопироксены в характеризуемых породах – более железисты, чем в урлядинской толще

и варьируют в меньших пределах – от диопсида $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{39-41}\text{Fe}_{15-14}$ и авгита $\text{Ca}_{43-42}\text{Mg}_{43}\text{Fe}_{14-15}$ до железистого авгита $\text{Ca}_{43}\text{Mg}_{40}\text{Fe}_{17}$. В базальтоидах в сравнении с океаническими толеитами в 5–20 раз выше содержания Rb, Ba, K, Th, Sr, легких РЗЭ, близкие содержания Nb, P, Hf, Zr, Eu, Ti, тяжелых РЗЭ и в 2–5 раз ниже – сидерофильных (Cr, Ni, Co, V). Эти особенности пород позволяют сопоставлять их с магматитами известково-щелочной островодужной серии.

Получен ряд новых определений конодонтов. В Учалино-Александринской подзоне в разрезе толщи, в скв. 845, впервые обнаружены конодонты зоны *late triangularis* (низы шамейского горизонта фамена). Из основания этого разреза определены конодонты зоны *linguiformis* (франский ярус, губинский горизонт). В скв. 5917 в 4,3 км с.-в. п. Муравейник в верхах толщи установлены конодонты той же зоны фамена, а ниже – зоны *late rhenana* (фран, губинский горизонт). В Гумбейской подзоне в 6 км южнее п. Третьяковский на г. Острая встречены конодонты, характерные для зон *hassi-rhenana* губинского горизонта франа [3].

Южнее (лист N-40-XXX) есть фауна, характерная для верхней части губинского горизонта. Фауна фамена установлена там в вышележащей новоивановской толще [14]. В Магнитогорской подзоне, где остатков фауны в толще не найдено, верхнее ограничение ее возраста определяется фауной, характерной для низов шамейского горизонта в низах шумилинской свиты, между которой и аблязовской залегает еще новоивановская толща значительной мощности [120]. Таким образом, аблязовская толща соответствует в основном франскому ярусу в объеме верхов губинского горизонта (аналоги аскына). Верхняя граница, видимо, скользящая: в Учалино-Александринской подзоне она поднимается в фамен, в низы шамейского горизонта, нижняя – также скользящая (судя по наличию конодонтов разных зон), но в пределах одного горизонта.

Шелудивогорская толща (D_3sg) развита на крайнем северо-востоке площади, в Уйской подзоне, где слагает хребет Шелудивых гор, вкост которого наблюдается ее естественный разрез. Она хорошо обнажена и ясно выделяется на аэрофотоснимках. В составе толщи – трахибазальты, абсарокиты, шошониты, базальты, реже трахиандезибазальты, андезибазальты порфиоровые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые, их туфы, ксенотуфы, туффиты, тефроиды, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями кремнистых туффитов и туфосилицитов. Мощность – 400–1 000 м. Контакты – тектонические. В нижней части разреза преобладают лавы трахибазальтов, абсарокитов, шошонитов с редкими прослоями туфов и вулканогенно-осадочных пород, в верхней – туфы и вулканогенно-осадочные породы с пирокластикой трахибазальтов и базальтов. Породы толщи подверглись зеленокаменным изменениям, в зонах тектонических нарушений иногда превращены в зеленые сланцы (метаморфизм не выше зеленосланцевой фации). По облику вулканиты толщи близки аблязовским, но по химизму – ближе к образованиям новоивановской толщи Восточномагнитогорской зоны, слагающей основание разреза трахибазальт-трахиандезит-трахидацитово-формации, относящейся к шошонитовой петрогеохимической серии.

В прослое туфосилицитов из нижней лавовой пачки на левом берегу р. Сухой Курасан в 6 км ю.-в. п. Новокопаловский определены конодонты, характерные для франского яруса, а непосредственно за восточной рамкой листа в породах из низов верхней туфовой пачки – конодонты, характерные для верхней половины франа [3]. О верхней границе толщи данных нет. Толща может соответствовать только франу, как принято в легенде Южноуральской серии, хотя на взгляд авторов более вероятно, что она отвечает верхам франа – низам фамена (верхней половине губинского горизонта), как это принято в Стратиграфической схеме Урала.

Новоивановская толща (D_3ni) развита в Кизильской, Магнитогорской и Учалино-Александринской подзонах. Она сложена трахибазальтами, шошонитами и трахиандезибазальтами, реже базальтами и андезибазальтами порфиоровыми плагиоклазовыми, реже пироксен-плагиоклазовыми, их лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, изредка с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников и известняков, которые стратиграфически согласно залегают на породах аблязовской толщи. Мощность – 150–800 м. Ее разрез обнажен на берегу Верхнеуральского водохранилища у п. Ивановский (Новоивановский), в карьерах месторождений Магнитогорское и Малый Куйбас, изучен по керну скважин 3, 10, 21 [120], 2056, 1703, 2009, 1750, 4674, 4712 Магнитогорской ГРП и др. Вулканиты толщи образуют непрерывный ряд умереннощелочных пород с вулканитами шумилинской свиты, постепенно сменяющими их в разрезе. Самые основные члены ряда (трахибазальты) являются нефелиннормативными. В них – аномально высокие концентрации Rb, K, Sr, Ba, Th и легких РЗЭ, повышенные – Nb, Ta, P, Hf, Zr, Eu, Ti и тяжелых РЗЭ при нормальном для островодужных пород содержании сидерофильных элементов. Среди трахибазальтов широко развиты высокоглиноземистые их типы. Эти особенности позволяют сделать вывод о том, что вулканиты новоивановской толщи принадлежат шошонитовой петрогеохимической серии.

Метаморфизм пород толщи – слабый. На некоторых участках они подверглись зеленокамен-

ным изменениям. Более характерны краснокаменные изменения с появлением окраски сиреневых и красновато-вишневых цветов, обусловленной рудной пылью гематита в продуктах разложения стекла. Локально проявлена аргиллизация.

В прослое известняков среди туфов определены брахиоподы, характерные для франа – низов фамена [97]. Южнее площади в прослое известняка в толще есть фауна характерная для чепчуговского горизонта фамена [14]. Возраст толщи принят фаменским в соответствии со Стратиграфической схемой Урала, но нельзя исключить и самые верхи франа.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения этого возраста развиты на западе территории. Среди них преобладают вулканогенно-осадочные образования.

Зилаирская свита (D_3-C_1zl) развита на северо-западе листа на крайнем северо-востоке Западномагнитогорской зоны. Этот участок территории не обнажен и она выделена на нем по сведениям, полученным от исполнителей ГДП-200 соседнего с севера листа (А. В. Жданов и др.), по которым свита сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами и согласно залегает на бугодакской свите с общим падением на юго-запад. Мощность – 900–1 000 м. На востоке свита граничит по разрывному нарушению, оперяющему крупный Западнокизильский сдвиг-взброс с одновозрастными вулканогенно-осадочными отложениями шумилинской свиты.

На взгляд авторов, это решение является искусственным. Действительно, исторически сложилось так, что эта свита выделялась не только на западном склоне Урала, где находится ее стратотип, но и на восточном. Однако на заре такого двойного использования понятия «зилаирская свита» было хорошо известно, что на западе она сложена терригенными породами, а на востоке – преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными. Чтобы убедиться в этом, достаточно внимательно изучить работу Л. С. Либровича [28]. В настоящее же время, вслед за термином, на восточный склон «перешел» и состав свиты, хотя преобладающие здесь на этом стратиграфическом уровне вулканы никуда не исчезали. Можно предполагать, что и охарактеризованный блок сложен образованиями, более характерными для шумилинской, а не для зилаирской свиты в ее стратотипе. Такой же разрез свиты развит ю.-з. площади работ, по левому берегу р. Худолаз, у моста по дороге Кизильское–Сибай. Там в ритмичной пачке туфов и туффигов трахиандезитов из ее основания и средней части по новым сборам определены конodontы, характерные для шамейского горизонта низов фамена, а выше по разрезу известны находки спор и пыльцы раннего турне [143].

Шумилинская свита (D_3-C_1sm) развита в западных подзонах Восточномагнитогорской зоны. Сложена трахиандезитами, андезитами, трахитами, трахидацитами, трахириодацитами, трахириолитами, реже – дацитами, риодацитами, риолитами; их кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, известняковыми конгломератами и брекчиями, известняками, спонголитами, изредка радиоляритами. Мощность – 200–1 300 м. Свита согласно залегает на новоивановской толще. На юге Магнитогорской подзоны она перекрыта и частично фациально замещена породами свиты горы Магнитной, а на севере – породами берёзовской свиты. Ее разрез изучен по многим глубоким поисковым скважинам. Стратотипом служит перекрытый разрез по профилю скважин Магнитогорской ГРП на северном побережье Верхнеуральского водохранилища к западу от п. Ивановский – скв. 2019, 2014, 2018, 2016, 4674, 4712 [120, 106]. Естественный разрез изучен по р. Урал выше п. Верхнекизильское [106]. Вулканы шумилинской свиты являются продолжением единой серии, начатой трахибазальтами новоивановской толщи и имеют общие с ними особенности химического и микроэлементного состава (см. выше). С востока на запад в разрезах свиты уменьшается роль лав и туфов и возрастает роль вулканогенно-осадочных пород и тефроидов. Терригенная примесь окатанных обломков базальтов и трахибазальтов новоивановской толщи и известняков в тефроидах наблюдается редко и в очень незначительных количествах. В разрезе шумилинской свиты широко развиты аргиллизированные и гематитизированные породы – продукты поствулканической гидротермальной деятельности.

Фауна в прослоях осадочных пород богата и разнообразна [120, 144, 150, 126, 106, 56]. В разрезе свиты в Восточномагнитогорской зоне последовательно выделяются отложения шамейского, чепчуговского и хвощевского горизонтов фамена, нижнего турне, першинского и кизельского горизонтов верхнего турне и косвинского горизонта нижнего визе.

Свита горы Магнитной (D_3-C_1gm) развита в южной части Магнитогорской подзоны.

Представлена детритовыми известняками с прослоями обломочных известняков, известняковых конгломератов и брекчий с единичными прослоями туфоалевролитов и туффитов. Мощность на стратотипе, в Главном карьере Магнитогорского месторождения, – 120 м [120, 106], южнее она достигает 320 м. Свита залегает на разных горизонтах шумилинской свиты с фациальным замещением верхних горизонтов последней, а перекрыта, в основном, согласно, с переслаиванием, вулканитами берёзовской свиты. Наблюдается фациальное замещение вулканитами известняков верхов свиты. Иногда наблюдаются местные перерывы, фиксирующиеся присутствием в разрезе известняковых конгломератов. По западной периферии Магнитогорского палеовулканического поднятия зафиксирован довольно интенсивный размыв свиты. В одном из блоков в районе г. Железнодорожная, что на северо-восточной окраине г. Магнитогорск она полностью выпадает из разреза. Вблизи интрузий породы свиты неравномерно мраморизованы, скарнированы и вмещают основную массу железных руд Магнитогорского месторождения.

По многочисленным находкам фауны в разрезе последовательно выделяются [120, 56, 106] отложения шамейского (без самых низов его), чепчуговского, хвощевского горизонтов фамена, нижнего турне, першинского и кизеловского горизонтов верхнего турне и косьвинского горизонта нижнего визе.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения представлены в Магнитогорской мегазоне преимущественно вулканитами, большой объем слагают карбонатные породы, локально развиты терригенные отложения.

Берёзовская свита (C_1br) развита в Магнитогорской и Кизильской подзонах. Представлена трахибазальтами, трахиандезибазальтами, андезибазальтами, трахиандезитами, риодацитами, риолитами, реже базальтами, андезитами, трахириодацитами; их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, известняковыми конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями спонголитов и известняков. Мощность – 120–1 900 м. С вулканитами греховской свиты контакт согласный. Разрезы свиты изучены и описаны [30, 120] по керну глубоких скважин на Магнитогорском рудном поле – скв. 1, 3 [120] и 2066, 1703, 908^A, 913, 807, 910^A, 732, 832, 1753, 1751, A750, 870, 2023, 2038, 1703, 2019, 2014 Магнитогорской ГРП. На Магнитогорском палеовулканическом поднятии в юго-западной части листа для свиты характерна повышенная роль взрывчатых образований при резко пониженной мощности. В спектре вулканитов этой структуры относительно высока доля пород среднего состава (в основном, трахиандезибазальтов). Вулканиты основного и среднего состава свиты – преимущественно порфиоровые умереннощелочные с крайне низким содержанием магнетита и низким Fe в целом, относительно лейкократовые, высокоглиноземистые, с повышенным содержанием K, легких РЗЭ, пониженным – Ti, резким преобладанием закисного Fe над окисным (табл. 7). В целом по своим петрогеохимическим параметрам они соответствуют островодужной калиево-натриевой умереннощелочной серии. Кислые породы чаще имеют нормальные составы с резко выраженной натриевой щелочностью и относятся, очевидно, к палингенным коровым образованиям. В составе свиты, кроме того, обычно присутствует значительное количество вулканитов, аналогичных по первичным особенностям, включая химический состав, выделенным в греховскую свиту, но интенсивно измененных. Для свиты весьма характерна интенсивная синвулканическая аргиллизация вулканитов, спилитизация и другие преобразования, объединяющиеся в понятие «зеленокаменное перерождение». Многие исследователи считают берёзовскую свиту рудовмещающей для Магнитогорского месторождения. Подчеркиваем, что это не так. Руды вмещаются подстилающими ее породами фундамента «берёзовских» вулканических сооружений.

Возраст свиты установлен по многочисленным определениям фауны из прослоев известняков [56, 120], по комплексам которой в разрезе последовательно выделяются отложения косьвинского, обручевского, нерасчлененных бурлинского и усть-греховского горизонтов нижнего визе и жуковского – верхнего визе. В целом она моложе, чем на юге Магнитогорской подзоны, где установлен позднеурнейский возраст ее низов. Формирование трахибазальт-трахиандезибазальт-риолитовой берёзовской формации очевидно имело место на междепрессивных подводных поднятиях в области тыловодужного рифтогенеза.

Характерные составы вулканитов берёзовской свиты

№	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	S	ппп	Σ
1	78,74	0,16	11,46	0,54	0,58	0,03	0,70	0,23	4,14	3,00	0,032	0,40	0,31	0,68	100,29
2	76,92	0,16	13,01	0,75	0,50	0,03	1,07	0,31	2,72	3,00	0,018	0,40	0,21	1,72	100,21
3	75,81	0,47	13,37	1,65	0,73	0,04	0,59	0,79	3,91	1,83	0,104	0,40	0,19	1,50	100,79
4	74,92	0,14	13,33	0,75	0,55	0,05	0,55	2,01	2,63	2,74	0,016	0,88	0,10	2,70	100,39
5	72,95	0,51	14,64	1,64	0,73	0,03	0,96	0,79	2,00	3,56	0,112	0,40	0,89	2,68	100,60
6	71,28	0,38	14,23	1,60	1,26	0,04	0,31	0,74	4,41	4,43	0,370	0,40	0,11	1,02	99,73
7	68,93	0,78	16,11	1,01	2,20	0,05	1,03	1,06	6,25	1,05	0,174	0,40	0,46	1,70	100,24
8	67,16	0,70	16,11	1,40	1,94	0,07	1,15	1,44	6,00	2,20	0,112	0,40	0,10	0,76	99,04
9	64,78	0,84	16,31	2,02	1,94	0,10	1,83	1,91	4,86	3,26	0,149	1,32	0,10	2,26	100,26
10	63,44	0,66	16,39	1,29	3,20	0,14	4,40	1,16	2,85	2,85	0,097	0,40	0,10	3,20	99,68
11	61,60	1,07	16,34	2,55	3,60	0,05	1,62	2,04	5,42	3,47	0,265	0,40	0,10	1,74	99,77
12	60,92	0,88	17,32	1,59	3,33	0,18	3,06	1,55	6,29	2,37	0,201	0,40	0,10	2,46	100,15
13	58,54	0,60	18,24	1,44	4,71	0,10	4,53	2,27	3,35	2,71	0,201	0,40	0,10	3,22	99,91
14	58,06	0,60	17,72	1,89	4,38	0,10	4,10	6,30	3,33	1,21	0,211	0,40	0,10	2,24	100,14
15	56,80	1,22	19,19	3,10	4,06	0,13	2,64	4,03	5,12	1,79	0,201	0,40	0,10	1,9	100,16
16	55,60	0,85	18,29	0,81	7,91	0,16	4,69	2,47	3,88	0,74	0,163	0,40	0,10	3,34	98,9
17	55,17	1,40	18,00	2,39	4,48	0,17	3,10	6,81	5,15	1,61	0,360	0,40	0,10	1,40	100,04
18	54,94	0,81	19,17	1,57	5,09	0,11	4,89	3,05	6,89	0,15	0,326	0,40	0,52	2,78	99,78
19	54,34	1,27	16,46	3,01	5,05	0,21	4,13	7,75	4,92	1,75	0,440	н.о.	н.о.	1,92	101,25
20	53,33	1,15	16,48	3,03	5,26	0,18	7,41	5,66	4,74	1,24	н.о.	н.о.	0,04	1,26	99,78
21	51,90	1,56	18,35	3,22	5,24	0,17	5,31	8,52	3,49	0,57	0,227	0,40	0,10	1,56	100,12
22	51,48	1,28	18,06	2,72	5,25	0,26	5,45	6,41	4,45	1,12	0,287	0,40	0,10	2,56	99,33
23	51,08	0,80	19,16	2,58	5,32	0,15	5,71	3,40	5,07	2,43	0,285	0,40	0,37	3,36	99,34
24	50,35	0,70	21,01	2,25	3,60	0,28	5,23	7,64	3,78	2,34	н.о.	н.о.	0,01	3,06	100,34
25	50,31	1,20	18,53	3,76	4,11	0,18	5,43	6,98	4,00	2,62	0,412	0,40	0,10	2,68	100,19
26	49,03	1,20	18,00	4,75	4,96	0,19	5,77	8,33	3,69	2,00	0,442	0,40	0,10	1,98	100,34
27	48,33	1,16	15,77	1,55	6,10	0,15	8,27	8,89	3,28	2,14	0,183	0,40	0,10	3,54	99,36
28	47,50	1,02	19,00	1,43	3,15	0,14	5,56	14,56	2,82	1,64	0,160	н.о.	н.о.	3,60	100,38
29	47,04	1,26	20,00	3,82	6,31	0,31	6,52	3,90	3,63	1,26	0,228	0,40	0,10	4,60	98,88
30	44,65	1,00	18,37	2,25	4,82	0,09	6,00	8,33	5,10	0,40	н.о.	н.о.	0,04	8,52	99,57

Примечание: 1 – 2066/856,5, 2 – 2066/844, 3 – 2066/418, 4 – 2066/600, 5 – 2066/391, 6 – 22/665,4, 7 – 2066/603,5, 8 – 1/305,2, 9 – 1/758,5, 10 – 1/397,6, 11 – 1/1102, 12 – 1/431, 13 – 1/1573,1, 14 – 1/1701, 15 – 3/391,5, 16 – 1/370,5, 17 – 3/530,2, 18 – 1/1467,8, 19 – 3/698,5, 20 – 1703/447,3, 21 – 1/1150, 22 – 1/342, 23 – 1/1762,2, 24 – 1703/402, 25 – 1/571, 26 – 1/640, 27 – 822/13,3, 28 – 831/1, 29 – 195/41,6, 30 – 1751/475.

Греховская свита (*C_{1gr}*) довольно широко развита в Магнитогорской подзоне и ограничено в Гумбейской, в районе оз. Башкирское. Свита сложена трахибазальтами, трахиандезитами, трахириодацитами, трахириолитами, реже базальтами и трахиандезибазальтами, андезибазальтами, андезитами, риодацитами, риолитами, редко их лавобрекчиями, кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями конгломератов, песчаников и известняков. В Магнитогорской подзоне она согласно залегает на берёзовской свите, в Гумбейской – стратиграфически несогласно – на породах верхнего девона. На ней согласно залегают известняки кизильской свиты, иногда с фаціальным замещением. Мощность – 100–1 500 м. Обнаженность – хорошая, но полных разрезов по обнажениям нет. Они изучены [120] по керну глубоких скважин – 1, 3 [120], 2066, 1703, 908^A, 2056 Магнитогорской ГРП. В Магнитогорской подзоне кислые вулканиты слагают среднюю часть разреза, основные – нижнюю и верхнюю, в Гумбейской – развиты только кислые породы, а в основание разреза здесь установлены конгломераты. В разрезе свиты преобладают образования лавовых потоков базальтоидов трещинных излияний. Базальты чаще афировые или микропорфировые с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена, реже оливина с гиалоофитовой, долеритовой, гиалопилитовой, пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники, как и зерна в основной массе, практически не затронуты изменениями, только оливин иногда замещен идингситом (обычно частично). Основные плагиоклазы (№ 43–72) – чистые, прозрачные (микротиновые). Наиболее важными особенностями состава вулканитов греховской свиты являются повышенная калиево-натриевая щелочность, относительная бедность вулканитов основного состава Mg, высокие содержания Fe и Ti (табл. 8). По сравнению с вулканитами берёзовской свиты в них меньше Al, Ca, легких РЗЭ при относительно повышенном содержании тяжелых [120, 56, 78], окисное железо значительно преобладает над закисным.

Характерные составы базальтоидов греховской свиты

№	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	S	ппп	Σ
1	52,20	2,22	16,43	5,58	4,92	0,19	3,88	7,65	4,63	0,68	0,457	0,40	0,10	1,00	99,84
2	50,52	2,02	16,04	4,01	6,69	0,17	5,36	8,76	3,20	0,73	0,262	0,40	0,10	1,08	98,84
3	49,10	2,52	15,91	9,89	3,03	0,08	5,18	7,31	3,67	0,47	0,293	0,99	0,10	2,94	100,39
4	48,64	1,88	16,39	8,08	2,88	0,21	4,73	9,68	3,78	0,03	0,256	0,40	0,10	2,96	99,52
5	46,68	2,60	16,58	7,73	3,13	0,11	5,66	10,33	3,24	0,50	0,421	0,40	0,10	3,00	99,98
	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Hm	Ilm	Tn	Ap					
1	4,05	4,08	39,6	22,31	6,75	6,66	11,18	0,4	5	0,12					
2	6,04	4,43	27,67	27,89	7,65	10,1	11,7	0,36	4,61	0,07					
3	5,03	2,84	31,9	26,22	1,62	12,5	13,61	0,17	6,13	0,07					
4	3,32	0,18	33,08	28,67	11,61	6,82	11,68	0,47	4,18	0,07					
5	0,14	3,07	28,26	30,14	10,54	9,66	11,56	0,23	6,27	0,09					

Примечание. Номера проб: 1 – 3/260; 2 – 1/143; 3 – 125/50,5; 4 – 1/134; 5 – 4228-5.

Свита соответствует низам верхнего визе (жуковский и каменск-уральский горизонты), являясь более молодой, чем на юге зоны южнее площади листа. Это определено по многочисленным находкам фауны в прослоях известняков среди вулканитов, а также в подстилающих и покрывающих отложениях [120, 56, 144].

Берёзиновская толща (C_{1bn}) изолированно развита в виде небольшой пластины, подстилающейся серпентинитами, на юго-востоке листа в Кочкарско-Адамовской зоне. Сложена аповулканогенными серицит-хлорит-плаггиоклаз-кварцевыми, биотит-эпидот-плаггиоклаз-кварцевыми амфиболсодержащими, биотит-кварц-плаггиоклазовыми сланцами (метатифами и метатиффитами трахибазальтов?). Изучена по единичным скважинам и высыпкам. Мощность ее – около 500–600 м. Структуры сланцев – лепидогранобластовые, реже бластосаммитовые. Амфибол в них относится к ряду актинолит-роговая обманка. Уровень метаморфизма отвечает, видимо, верхам зеленосланцевой фации. По принадлежности к умереннощелочной натриевой серии, высокому содержанию Ti, P, высокой железистости (табл. 9), вулканиты толщи близки породам греховской свиты. Толща развита непосредственно на простирании вулканитов и аповулканогенных сланцев выделенной А. В. Тевелевым (рабочие материалы) на соседнем листе (N-41-XIX) берёзиновской толщи раннего визе, ранневизейский возраст которой определен там по находкам фораминифер, флоры, спор и пыльцы.

Таблица 9

Составы сланцев (метабазальтоидов) берёзиновской толщи

№	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	S	ппп	Σ
1	49,38	2,22	15,08	6,08	4,91	0,17	6,02	8,45	4,25	0,18	0,35	<0,40	<0,10	2,74	99,83
2	49,71	2,88	14,66	4,04	7,33	0,22	7,12	5,09	5,00	0,57	0,521	<0,40	<0,10	3,10	100,25
3	53,22	2,22	15,00	2,31	6,90	0,16	5,41	6,35	4,59	0,99	0,357	<0,40	<0,10	2,12	99,62
	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Hm	Ilm	Ru	Ap				
1	1,79	1,06	35,96	21,54	8,58	11,01		11,54	0,36		0,83				
2		3,37	42,3	15,88		16,73	0,7	12,19	0,47	0,94	1,26				
3	4,61	5,85	38,84	17,41	3,63	11,79		9,98	0,34		0,85				

Примечание. Номера проб: 1 – 6017-3, 2 – 6017-2, 3 – 6017-6.

Полоцкая толща (C_{1pl}) развита в Уйско-Новооренбургской зоне в изолированных блоках. Наблюдаются, главным образом, хорошо обнаженные метатрахириодациты, метатрахириолиты и их метатифы верхов толщи. Нижележащие метабазальты, метатиффиты и зеленые сланцы по ним картируются ограниченно, обнажены слабо. Мощность – 500–800 м. Разрез изучен на г. Сыпытау. Вулканиты толщи аналогичны вулканитам полоцкой толщи, развитым южнее листа в Полоцко-Аркаимской подзоне Уйско-Новооренбургской зоны и вулканитам греховской свиты Восточномагнитогорской зоны. Метаморфизм пород – не выше фации зеленых сланцев, неравномерный. Основные вулканиты вблизи тектонического контакта с девонскими породами превращены в зеленые сланцы, кислые – обычно массивны, почти не перекристаллизованы, сохраняют первичные структуры и текстуры, но в отдельных узких зонах и по ним развиты серицит-кварцевые и серицит-кварц-полевошпатовые сланцы.

На основании находок фауны в этой толще южнее площади [14] и в аналогичных вулканитах греховской свиты из района озера Башкирское в соседней Гумбейской подзоне она датируется

как раннее начало позднего визе.

Солнечная толща (C_{1sl}), резко несогласно залегающая на раннепалеозойских образованиях Кочкарско-Адамовской зоны, прослежена вдоль северо-западной границы Астафьевского массива раннепалеозойских гранитоидов и, вероятно, залегает здесь преимущественно на них. Обнаженность толщи – плохая. Она, вероятно, согласно (как это установлено южнее [14]) перекрыта карбонатными отложениями биргильдинской толщи. Мощность толщи – 100–500 м. В ее составе – субаркозовые и аркозовые метапесчаники и метаалевролиты с прослоями углеродсодержащих метаалевролитов и мраморизованных известняков. Метаморфизм – на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Поздневизейский возраст толщи (жуковское начало каменск-уральского времени) установлен на основании находок фауны южнее площади работ, где она хорошо изучена [14].

Биргильдинская толща (C_{1br}) развита ограничено на юго-востоке листа в Кочкарско-Адамовской зоне. Она сложена белыми и светло-серыми мраморами и серыми до темно-серых мраморизованными известняками. Мощность – 300–600 м. Обнаженность – плохая, хороших разрезов нет. Контакт с подстилающими отложениями солнечной толщи – стратиграфически согласный. Фауны в толще не встречено. Возраст определяется по находкам фауны южнее в районе п. Новинка [14]. На данной площади, видимо, развита только нижняя часть толщи.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Кизильская свита (C_{1-2kz}) распространена в Лисьегорском блоке на юге Магнитогорской подзоны и в районе оз. Башкирское в Гумбейской подзоне. Сложена известняками, реже доломитизированными известняками и доломитами с прослоями глинистых и обломочных известняков, изредка вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Мощность – 200–1 900 м. Нижний контакт с вулканитами греховской свиты – стратиграфически согласный. Перекрывается со стратиграфическим несогласием породами уртазымской свиты. Разрез кизильской свиты хорошо изучен в Магнитогорской подзоне по естественным выходам в Агаповском и Лисьегорском карьерах, по картировочным скважинам и скв. 2056 (около 2 км), пройденной восточнее Магнитогорского железорудного месторождения [120]. Возраст свиты определяется по многочисленным находкам фауны [56, 120]. По комплексам ее в разрезе Магнитогорской подзоны последовательно выделяются отложения жуковского, каменск-уральского, аверинского и богдановичского горизонтов верхнего визе, сунгурского горизонта нижнего серпухова, нерасчлененных худолазовского и чернышевского горизонтов верхнего серпухова и сюранского горизонта нижнебашкирского подъяруса. В Гумбейской подзоне по фауне выделяются нерасчлененные отложения каменск-уральского и аверинского горизонтов.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Уртазымская свита (C_{2ur}) развита очень ограничено в центре Лисьегорского блока в Магнитогорской подзоне. Сложена известняковыми конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов. Мощность – 400–500 м. Залегает с размывом на различных горизонтах кизильской свиты и согласно перекрывается породами агаповской свиты. Изучена по керну скважин [139]. Обломочные породы толщи в обломках и цементе содержат переотложенные остатки фораминифер разного возраста: от поздневизейских до позднебашкирских [120]. Перекрывающие отложения содержат спорово-пыльцевые комплексы, характерные для московского яруса. Это определяет принадлежность уртазымской свиты к московскому ярусу.

Агаповская свита (C_{2ag}) ограничено развита в Магнитогорской подзоне, там же где и уртазымская, на которой она лежит стратиграфически согласно с переслаиванием. Сложена известковистыми алевролитами, мергелями, изредка гипсами, ангидритами с прослоями в низах обломочных известняков, известняковых песчаников и конгломератобрекчий. Мощность – 200–350 м. Изучена только по керну скважин. В обломках известняков и цементе обломочных пород встречены переотложенные фораминиферы, самые молодые из которых указывают на нижнюю часть московского яруса. Спорово-пыльцевые комплексы из алевролитов, по заключению А. Н. Колчиной и Б. И. Чувашова, характерны для московского яруса [77]. На этом основании возраст свиты принимается московским.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Образования мезозойской коры выветривания (MZ) представлены элюви-

альными глинами разнообразного состава, щебнисто-глинистыми, кремнистыми, иногда существенно лимонитовыми породами. Залегая на палеозойских породах, они перекрыты лишь маломощным чехлом мезозойско–кайнозойских континентальных отложений. При почти сплошном площадном распространении мощность коры выветривания сильно варьирует. Наибольшая (до нескольких сотен метров) мощность наблюдается в контактах карбонатных и силикатных пород. Наилучшая сохранность кор выветривания наблюдается на плоских водораздельных пространствах юго-востока площади, где развит почти сплошной чехол глинистых образований со средней мощностью в несколько десятков метров, местами достигающей 70–80 м и более. На остальной части площади, подвергшейся денудации в послепалеогеновое время, глинистые породы чередуются с частично замещенными глинистыми минералами и дезинтегрированными палеозойскими породами, здесь сохранились преимущественно линейные по форме тела нижних частей разреза образований коры выветривания.

Наиболее молодыми породами, подвергшимися глубокому химическому выветриванию, являются лампрофиры триаса. В сильно выветрелых, несколько перемещенных породах уртазымской свиты найдены вымытые споры и пыльца средней–верхней юры. Южнее площади работ в глинисто (каолинит)-маршаллит-щебнистых породах коры выветривания по ритмитам визе также установлены вымытые споры и пыльца. Их комплексы характерны для верхнего триаса, мела и палеогена (Чайко и др., 1982 ф, [14]). В коррелятных корам выветривания осадках карстовых впадин на площади и южнее установлены спорово-пыльцевые комплексы юры, мела и палеогена [139, 120, 14]. Таким образом, объективно возраст кор выветривания – мезозойско–палеогеновый, однако решением Уральского РЭС принято считать возраст их мезозойским.

Верхние зоны коры выветривания силикатных пород представлены обычно глинистыми существенно каолинитовыми образованиями, в низах состав глинистых пород полиминерален и весьма разнообразен.

Коры по породам кислого состава в верхних частях разреза, помимо каолинита, содержат в своем составе гидрослюды, количество которых нарастает вниз по разрезу, и кварц (последний – остаточный). Такие коры выветривания относят к сиаллитному типу [94]. С ними связаны проявления первичных каолинов.

По широко распространенным в районе базальтоидам и габброидам развит большой объем глинистых пород существенно монтмориллонитового состава. В верхних горизонтах они содержат каолинит (иногда преобладающий), гидроокислы железа, изредка примесь гиббсита, в нижних частях разреза, помимо монтмориллонита, развиты гидрослюды, гидрохлориты, вермикулит, разнообразные смешаннослойные образования. Этот тип кор выветривания назван сиаллитно-железистым [94]. С ним связаны залежи первичных каолинов, минеральных красок, бентонитового сырья, вермикулита.

В разрезе коры выветривания гипербазитов преобладает зона нонtronитовых глин. Они часто являются полезным ископаемым – рудой никеля или сырьем для производства окатышей. В верхних частях разреза иногда развиты охристые образования, являющиеся залежами природнолегированных железных руд. Эти коры выветривания отнесены к ферритному и сиферритному типам [94].

По карбонатным породам развиты существенно кремнистые образования коры выветривания относящейся к силицитному типу [94]. С ними связаны залежи маршаллита.

Мезозойско–палеогеновые отложения (МЗ–Р) осадочной субформации формации коры выветривания развиты весьма ограниченно: только в пределах карстовых палеовпадин. Их размеры сильно варьируют от крайне мелких (первые метры) до достигающих глубины 200 и более метров от поверхности при ширине до нескольких сотен метров, реже – 1–1,5 км и длине до 10 км. Соответственно, резко варьируют мощности отложений: от первых метров до 200 м. Относительно крупные участки развития этих отложений известны лишь на юго-западе листа, восточнее г. Магнитогорск. Среди них преобладают элювиально-делювиально-карстовые [61] глинисто (каолинит)-маршаллит-щебнистые отложения. Они слагают нижние части разреза котловин, а иногда заполняют их полностью. В центре впадин в верхних частях разреза развиты каолинитовые (реже гидрослюдисто-каолинитовые) глины, которые иногда сменяются песчанистыми глинами и глинистыми песками, реже лигнитовыми глинами и лигнитами. Встречаются прослой аллитов и бокситов, лимонитовых и сидеритовых (сферосидериты) скоплений, образующих иногда значительные скопления. В тяжелой фракции пород резко преобладают устойчивые в зоне гипергенеза минералы. В отложениях карстовых впадин обнаружены спорово-пыльцевые комплексы средней–верхней юры и мела [139], а южнее, среди подобных же образований, – палеогена (Чайко и др., 1982 ф, [14]). В силу слабой надежности датировок и малого распространения отложения показаны нерасчлененными мезозойско–палеогеновыми. При большом объеме палинологических исследований удается выделить образования разных отде-

лов юры, мела, палеогена.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Наурзумская свита (N^{1-2}, nr) представлена гидрослюдисто-каолинистыми глинами светло-серыми с пятнами красных с крупными железистыми бобовинами. Они развиты на не больших участках восточнее г. Магнитогорск. Мощность – обычно первые метры и до 52 м в карстовых углублениях. В породах преобладает каолинит, значительно меньше гидрослюды, изредка отмечается монтмориллонит. В легкой фракции резко преобладает кварц. В тяжелой фракции много лимонита, устойчивых в зоне гипергенеза компонентов (в основном минералов титана и циркония) резко больше, чем неустойчивых. Очевидна близость минерального состава глин наурзумской свиты с охарактеризованными выше отложениями мезозоя и палеогена. Она обусловлена тем, что источником сноса были в обоих случаях зрелые коры выветривания. Однако глины наурзумской свиты сильно отличаются от последних повышенной плотностью, более вязким агрегатным состоянием. Отличия обусловлены большей транспортировкой пород и значительным понижением интенсивности выветривания, которое собственно отложения свиты практически не затронуло. Формирование осадков ее видимо происходило в коротких долинах, для которых базисом эрозии служили карстовые углубления, в результате действия временных водных потоков, а также склоновых процессов (аллювиально-делювиальные и делювиально-аллювиальные). Возраст их определяется по положению в разрезе выше охарактеризованных спорово-пыльцевыми комплексами образований формации коры выветривания и ниже отложений светлинской свиты миоцена.

Светлинская свита (N^3, sv) сложена каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистыми пестроцветными: от салатно-зеленых до красных очень плотными, вязкими глинами, обычно содержащими железистые бобовины, иногда с гальками и щебнем. Они развиты вместе с наурзумскими отложениями, перекрывая последние, чаще с постепенными переходами. Мощность – до 10 м, редко, до 35 м. Глины представлены смесью гидрослюды, монтмориллонита и каолинита, присутствующих примерно в равных количествах при слабом преобладании гидрослюды и несколько подчиненной доле каолинита. В легкой фракции преобладает кварц, но довольно заметно содержание обломков пород, нередко отмечаются зерна аутигенного гипса, в тяжелой – сильно преобладает аутигенный лимонит, среди содержащихся в небольшом количестве терригенных компонентов ее доли устойчивых и неустойчивых в зоне гипергенеза примерно равны. Возраст свиты определяется положением в разрезе и приуроченностью к определенному ярусу рельефа, а также на основе сопоставления с подобными образованиями в других районах Урала и Зауралья.

ПЛИОЦЕН

Образования плиоцена тесно связаны с четвертичными, вместе с которыми они локализируются преимущественно в эрозионных формах рельефа плиоцен–четвертичной долинной сети, врезанной как в мезозойско–палеогеновые, так и миоценовые поверхности. По распределению плиоцен–четвертичных отложений в рельефе отчетливо устанавливаются несколько ярусов, образования каждого из которых последовательно врезаны в относительно более древние породы. Распространение плиоценовых отложений ограничено наиболее высоким геоморфологическим уровнем, определяющимся положением двух верхних террас р. Урал, нижняя из которых развита на характеризуемой площади, а верхняя – в непосредственной близости юго-западнее нее.

Делювиально-аллювиальные отложения плиоцена (?) (daN₂?) слагают верхние части разреза плиоцен–четвертичных балок. Это – пестроокрашенные глины с железистыми бобовинами, содержащими в основании разреза примесь галек, валунов. Нередко вмещают россыпи золота, магнетитовых руд. В разрезе форма тел – линзовидна. Мощность – от первых до 15 м. Несогласно залегая на разновозрастных более ранних образованиях, они иногда прослеживаются непосредственно от аллювиальных отложений верхних (на территории листа развита лишь нижняя из них) террас р. Урал вверх по склону долины в виде лент шириною до нескольких сотен метров – первых километров. Поскольку в настоящее время возраст аллювия этих террас принят решением Уральского РЭС плиоценовым (кустанайским для верхней из них и аккумуляевским для нижней), эти, отчетливо коррелирующиеся с ним отложения, датируются плиоценом.

На взгляд авторов, аллювий верхней из этих террас – аккумуляевский, а нижней – раннеоплейстоценовый (см. ниже) и, соответственно, характеризующие делювиально-аллювиальные отложения следует датировать плиоценом – ранним неоплейстоценом.

Аллювиальные отложения звериноголовской (?) террасы ($\alpha^2N_2ZV?$) зафиксированы в пределах листа лишь в нескольких пунктах в долине р. Урал. Они сложены преимущественно галечниками, песками, реже – глинами. Мощность – 5–6 м. Уровень цоколя террасы – около 30–35 м. Возраст аллювия принят на основании положения его на более высоком ярусе рельефа, чем аллювия увельской террасы, в образованиях которой южнее площади на р. Суундук (приток р. Урал) обнаружены обломки зуба *Mastodon borsoni* Haus. и зуб *Archidiscodon meridionalis* Nesti. [37]. Такая корреляция и, соответственно, датировка этих отложений принята решением Уральского РЭС. На взгляд авторов, эти отложения сопоставляются непосредственно с отложениями суундукской (увельской) террасы, т. е. относятся к эоплейстоцену, а не плиоцену. Плиоцену (аккумуляевскому горизонту) отвечают, очевидно, отложения более высокой террасы р. Урал, развитые юго-западнее площади и хорошо сопоставляющиеся с зеленовато-серыми с бурыми пятнами бескарбонатными песчанистыми глинами с гальками и валунами, развитыми на террасовидной поверхности на Аккермановском месторождении в Орско-Халиловском районе. В основании их разреза обнаружены остатки пресноводных моллюсков *Unio moldaviensis* Ногв., *Unio slaniensis* Teiss., *Unio lenticularis sabba* и других скульптурированных унионид (Теодорович, 1939, Яншин, 1948). Эти слои необоснованно сопоставляются с образованиями кустанайского горизонта Южного Зауралья и западного борта Тургайского прогиба (Стратиграфические..., 1997). Однако приведенный выше комплекс унионид характерен для левантинских слоев Молдавии и Дакийского бассейна и надакчагыльских слоев Волковой балки (Яншин, 1948). Поэтому, на наш взгляд, вероятнее более молодой (послекустанайский) возраст отложений этой террасы р. Урал.

НЕОГЕН–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Коры выветривания ($e_{kv}N-Q$). На участках территории, где мезозойский (мезозойско-палеогеновый, на наш взгляд) элювий полностью эродирован, развиты дресвяно-щебнисто-глыбовые образования, связанные преимущественно с физической дезинтеграцией пород. Вместе с тем, незатронутых гипергенной глинизацией пород на поверхности почти нет. Это свидетельствует о некоторой проявленности химического выветривания и в плиоцен–четвертичное время.

Элювиально-делювиальные (edN_2-Q) глинисто-дресвяно-щебнисто-глыбовые образования покрывают маломощным (до 1–2 м, редко чуть более) покровом поверхности со слабым развитием глинистого элювия. Возраст их, видимо, преимущественно позднеплейстоценовый (в основном, послеханмейский), однако нельзя исключить, что часть их сохранилась с плиоцена.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Аллювиальные отложения увельской (?) (суундукской?) террасы ($\alpha^4Eluv?$), представленные песчано-галечными образованиями, сохранились в долине р. Урал, где цоколь ее залегает на уровне около 20 м над урезом воды. Терраса на р. Урал сложена полимиктовыми галечниками и песками, часто глинистыми, а также глинами. Мощность – первые метры, в тыловых частях террас, где в разрезе развиты также глинистые породы, – до 22 м. Возраст отложений принят по решению Уральского РЭС на основе корреляции их с аллювием верхней террасы р. Суундук. На взгляд авторов, эти отложения – аналог аллювия миасской террасы региона, а с образованиями верхней террасы р. Суундук коррелируются отложения описанные выше в качестве звериноголовских. Возраст этого аллювия определяется также находкой фауны в отчетливо коррелирующихся с ним делювиально-аллювиальных отложениях (см. ниже).

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН – НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Делювиально-аллювиальные отложения эоплейстоцена (?) - нижнего неоплейстоцена лозьвинского горизонта ($daE?-llz$) залегают с признаками размыва на разновозрастных породах. Они развиты довольно равномерно по площади в виде лент в балках, перекрывая часто нижние

части тел описанных выше плиоценовых пород. Подошва их не понижается ниже уровня увельской (миасской?) террасы. Мощность – обычно не более 10 м, иногда до 20 м. Представлена ярко-коричневыми и буровато-рыжими каолинит-гидрослюдистыми глинами, содержащими мелкие железистые бобовинки, а в основании разреза – валуны, щебень, гальки. Именно эту толщу в районе обычно относят к байрамгуловским слоям, сопоставляя ее с отложениями, в которых несколько восточнее площади на правом берегу р. Кызыл-Чилик, найден зуб *Archidiskodon wusti* M. Pavl., относящийся к виду переходному к *Archidiscodon meridionalis* Nesti [38]. Возраст этих образований ограничен временем начала формирования аллювия увельской (миасской?) террасы снизу и временем начала формирования черноскутовской террасы сверху. На наш взгляд, в низах толща не древнее аллювия миасской террасы, как это вытекает из того, что сопоставляющаяся с увельской терраса в действительности является аналогом миасской.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Аллювиальные отложения черноскутовской террасы (a^clcr-kr?) развиты на большинстве рек площади. Цоколь террасы на р. Урал расположен на высоте порядка 10–15 м над урезом воды. На остальных реках – до 5–8 м. На р. Урал они представлены в основном песчано-гравийно-галечниковыми отложениями. В долинах прочих рек чаще встречаются глинистые пески и песчанистые глины. Мощность – до 5–6 м. На взгляд авторов, аллювий этой террасы ограничивается низами чернореченского горизонта. Это доказывается наличием раннеоплейстоценовой фауны на более низком (более молодом) ярусе рельефа долины р. Урал (см. ниже).

Аллювиальные отложения среднего неоплейстоцена (all?). На всех реках бассейна р. Урал обычно под комплексами аккумулятивных террас (камышловской, режевской, пойменных) на глубину до 7–8 м, иногда – 10 м ниже уреза воды развиты аллювиальные отложения. На р. Урал они песчано-гравийно-галечные с прослоями глин. В высоких, до 10–15 м, уступах камышловской террасы под ее отложениями изредка выходят серые пески с примесью галек, глинистые пески. На других реках среднечетвертичные аллювиальные отложения часто существенно глинистые. Мощность отложений – до 15 м. Эти слои являются в районе основным источником добычи песчано-гравийных смесей.

Возраст этой толщи определен решением НРС. Однако, остатки фауны, обнаруженной в этих отложениях южнее площади, близ устья р. Худолоз: *Elasmotherium sibiricum* Fish., *Ursus (Spelacarcos) sp.*, *Bison priscus cf. longonterii* Po Grom ([14, 37, 79], Чайко и др., 1968 ф) свидетельствуют, на взгляд авторов, о том, что в низах эти отложения древнее (судя по первой из приведенных форме). Толщу следовало бы разделить на две: чернореченско-сылвицкую (нижние слои, представленные, в основном, песчано-галечными отложениями) и среднеуральскую, содержащую последнюю из приведенных форму (существенно песчанистую), что согласуется с мнением Уральского РЭС.

Делювиально-аллювиальные отложения среднего (?) – верхнего (ханмейского горизонта) неоплейстоцена (dalI?–IIIhn), залегая в виде лент, слагают большую часть разреза балок. В нижних частях разреза они лежат на разнообразных доплиоценовых образованиях, а в верхних, с признаками размыва, – на более ранних делювиально-аллювиальных отложениях. Обычно это коричневые, темно-коричневые, буровато-коричневые известковистые глины. Мощность – до 5–10 м, иногда, до 35 м, нарастает по мере приближения от водораздела к долине р. Урал. В нижних горизонтах глины содержат гальки, щебень, валуны. В верхней части разреза развиты коричневатобурые известковистые слабо алевритистые глины, сменяющиеся по латерали образованиями ханмейского делювиального покрова водоразделов и их пологих склонов. Эти отложения очевидно коррелируются с фаунистически датированными аллювиальными отложениями камышловской террасы и подстилающим их среднечетвертичным аллювием. С учетом сказанного выше о возрасте последнего характеризуемые образования в низах являются, по мнению авторов, раннеоплейстоценовыми.

Озерные и делювиальные отложения среднего–верхнего неоплейстоцена (L,dllI?–III) развиты очень ограниченно в «отшнурованных» расширениях верховьев балок и представлены глинами буровато-коричневатыми с зеленоватым оттенком часто песчанистыми с горизонтальной и косой слоистостью. Мощность – 5–10 м, иногда до 20 м. Эти отложения, очевидно, коррелируются с аллювиальными образованиями режевской и камышловской террас и подстилающих их аллювиальных среднеоплейстоценовых отложений. Как и описанные выше делювиально-аллювиальные образования, характеризуемые отложения, по мнению авторов, являются в низах раннеоплейстоценовыми.

Аллювиальные отложения камышловской террасы (a^kIIIst–hn) прослежены в виде прерыви-

стой полосы от десятков до первых сотен метров на всех реках района. Ее площадка либо субгоризонтальна на уровне 6–8 м над урезом воды на реке Урал и несколько ниже на прочих, либо пологонаклонна с повышением уровня у коренного склона до 10–15 м. В последнем случае в цоколе ее высоких уступов выходят либо палеозойские породы, либо среднечетвертичный аллювий. Камышловский аллювий представлен песчанистыми буровато-коричневыми глинами. Мощность – до 6–8 м. В камышловских отложениях на р. Худолаз и у пос. Пролетарка южнее площади работ установлены *Coelodonta antiquitatus* Blum., *Elephas (Mammuthus?)* sp., *Alces alces* L. и *Mammuthus primigenius* Blum ранней формы.

Делювиальные отложения верхнего неоплейстоцена ханмейского горизонта (dIIIhn). Пологие возвышенности водоразделов с развитыми на них корами выветривания перекрыты однообразной толщей сильно известковистых глин с примесью псаммитовых и алевритовых частиц, мощность которых обычно – первые метры, реже до 5–7 м. Глины имеют близкий с образованиями верхнего горизонта камышловской террасы состав. Часто делювиальные шлейфы образуют постепенные переходы к камышловской террасе на пологих склонах долин рек. Также постепенно они сменяются верхними горизонтами средне-верхнеоплейстоценовых делювиально-аллювиальных отложений. Залегая на корах выветривания, характеризуемые отложения имеют с ними нерезкую границу. Формирование шлейфа этих пород, очевидно, связано с господством в ханмейское время перигляциального режима, приведшего к сильной деградации растительного покрова. Образований такого типа среди более ранних и поздних отложений нет.

Аллювиальные отложения режевской террасы (a'IIInv-pu) развиты в виде узких прерывистых лент шириною в десятки – первые сотни метров на всех реках и ручьях района. Терраса обычно – аккумулятивная, иногда цокольная, с выходом в цоколе камышловского аллювия. На р. Урал, где площадка террасы имеет высоту до 5–6 м, ее отложения представлены преимущественно темно-серыми, буровато-серыми глинистыми алевритистыми песками и песчанисто-алевритистыми глинами. На остальных реках, где высота террасы – 3–4,5 м над урезом воды, и ручьях (с высотой террасы около 1 м) режевской аллювий представлен блекло-пестрыми неравномерно песчанистыми вязкими глинами. Мощность – до 5–6 м.

ГОЛОЦЕН

Озерные отложения голоцена (IIH) представлены крайне маломощными илистыми отложениями «степных блюдец» и небольших озер. Мощность – до 1 м.

Голоценовый аллювий (aH) слагает развитые на всех реках две пойменные террасы. Они сложены темно-серыми, буровато-серыми, часто пятнистыми неравномерно песчанистыми глинами, реже – песками, иногда – торфом. На реке Урал довольно часто встречаются галечно-песчаные отложения. Мощность – до 3–5 м.

Техногенные образования (tH²) представлены разнообразными сооружениями, горными выработками, отвалами. Наибольший интерес представляют отложения отстойников ММК, в которых залегает огромный объем современных «рукотворных» железистых алевролитов, которые в дальнейшем могут быть использованы как месторождения бедных лимонитовых руд.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные массивы занимают около 15 % площади. Преобладают гигабиссальные интрузии, входящие в состав вулканоплутонических ассоциаций. Около 3,5 % площади занимают тела серпентинитов по альпинотипным гипербазитам дунит-гарцбургитовой формации.

ОРДОВИКСКО–СИЛУРИЙСКИЕ СЕРИИ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ, ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Магматиты ордовика – раннего силура слагают основную часть крайнего юго-востока листа в пределах Кочкарско-Адамовской и Сухтелинской зон. На взгляд авторов, на северо-западе Гумбейской подзоны также развита ордовикско–силурийская вулканоплутоническая ассоциация (нижегородская), однако по решению НРС ее образования отнесены к резко разновременным девонским комплексам.

Куликовский комплекс серпентинизированных дунитов и перидотитов ордовикский (ΣOkl) представляет на площади одноименную офиолитовую ассоциацию, развитую относительно полно на соседней с востока территории. К нему отнесены все тела апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, сменяющихся местами тальково-карбонатными, тальковыми, изредка кремнисто-тальковыми, антофиллит-тальковыми породами, в Кочкарско-Адамовской и Сухтелинской зонах. Основной объем этих пород сосредоточен в Куликовском массиве, представляющем собою, очевидно, пакет пластин. Большая часть его находится восточнее характеризуемого листа. В пределах же него занимает свыше 60 км². На центр этой части Куликовского массива приходится отрицательная аномалия гравитационного поля, вероятно, свидетельствующая о повышенной до 3–4 км мощности серпентинитов, плотность которых обычно значительно ниже плотности пород других комплексов. На южном окончании массив «рассредоточен» на множество мелких сателлитов и изолированных, обычно линзовидных, тел. Они залегают полого в основании небольших пластин палеозойских пород, или, реже, круто на субвертикальных границах блоков последних. Тела серпентинитов обычно выделяются положительными аномалиями магнитного поля вследствие их относительно высокой (до $9\,000 \cdot 10^{-5}$ СИ) магнитной восприимчивости, вызванной высоким содержанием метаморфогенного магнетита. Серпентиниты – преимущественно антигоритовые, редко, лизардит-антигоритовые, иногда с хризотилом. Эти особенности состава отвечают зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. Обычно устанавливается их апогарцбургитовая, реже аподунитовая природа.

Возраст комплекса определяется тесной ассоциацией пород массива с ордовикскими базальтоидами шеметовской толщи, развитыми восточнее листа (данные А. В. Тевелева). Среди серпентинитов на площади отмечены отдельные выходы хлоритолитов вероятно апобазальтовой природы и цоизит-амфиболовых, возможно, апогабброидных пород (табл. 10).

Астафьевская ассоциация вулканоплутоническая ордовикско–раннесилурийская, развитая в Джабык-Суундукском блоке Кочкарско-Адамовской зоны, объединяет аповулканогенные сланцы слюдинской толщи и метаморфизованные породы **астафьевского комплекса метагаббро-метагранодиорит-метагранитового раннесилурийского? ($S_1?a$)**. Породы последнего слагают одноименный массив метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации габбро, диоритов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, низкощелочных гранитов, плагиогранитов на крайнем юго-востоке листа. Его вмещают породы слюдинской толщи и рымникской свиты, вместе с которыми комплекс несогласно перекрыт солнечной толщей верхнего визе. В составе комплекса предполагаются две фазы: первая – габбро и диориты, вторая – кварцевые диориты, гранодиориты и граниты (табл. 11). На поверхности резко преоб-

ладают кислые породы второй фазы, которые на изданных ранее картах ([46], Геологическая карта Урала масштаба 1 : 500 000 под ред. И. Д. Соболева, 1979) ошибочно объединялись в единый комплекс пород гранитной формации с пермскими гранитоидами Джабыкского массива. Данные сейсмической томографии по профилю URSEIS-95, проходящему несколько южнее площади листа через Астафьевский массив, показывают, что с глубины в первые сотни метров в разрезе преобладают относительно высокоскоростные высокоплотные породы (данные Ю. П. Меньшикова) – вероятно метагабброиды первой фазы астафьевского комплекса и аповулканогенные сланцы слюдинской толщи и рымникской свиты. Массив, по-видимому, сильно деформирован и собран в пакет пластин мощностью до 3–5 км вместе с вмещающими и перекрывающими породами. Снизу он, вероятно, ограничен прорывающими его пермскими гранитоидами Джабыкского массива, создающими общий низкий уровень гравитационного поля.

Таблица 10

Характерные составы гипербазитов куликовского комплекса и вторичных пород по ассоциирующим с ними магматитам куликовской офиолитовой ассоциации

№	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	Cr ₂ O ₃	CoO	V ₂ O ₅	NiO	ппп	Σ
1	38,90	0,06	1,64	7,23	1,20	0,18	36,98	0,40	0,14	0,07	<0,009						12,52	99,52
2	41,86	0,21	3,22	5,29	2,43	0,11	33,74	1,47	0,66	0,38	<0,009		0,228	0,009	0,084	0,23	11,60	99,31
3	29,48	1,24	15,50	8,42	5,64	0,10	26,98	0,83	0,09	0,05	0,146	<0,40					11,44	99,59
4	29,22	1,28	18,54	3,40	6,09	0,18	28,90	<0,10	0,25	0,25	0,05						10,88	99,09
5	43,14	1,80	14,02	5,64	9,67	0,22	9,41	13,85	1,45	0,10	0,116	0,44	0,019	<0,005	0,095	0,06	1,30	100,88

Примечание. 1, 2 – серпентиниты апогарцбургитовые: 1 – 3301, 2 – 5427-2; 3, 4 – хлоритолиты апобазальтовые: 3 – 3303-13, 4 – 3303-17; 5 – 5428-1 – коизит-роговообманковая порода по габброиду.

Таблица 11

Характерные составы пород астафьевского комплекса

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	76,56	0,30	10,59	0,24	2,70	0,06	1,50	1,04	4,02	1,07	0,247	0,98	<0,40	<0,10	99,31
2	74,56	0,25	14,21	0,73	0,71	0,01	0,38	0,55	4,77	2,36	0,09	0,74	0,40	0,05	99,35
3	72,05	0,22	13,05	2,26	1,28	0,05	1,30	2,02	5,55	0,65	0,037	1,10	<0,40	<0,10	99,57
4	65,74	0,78	17,07	1,23	2,72	0,05	1,60	4,34	3,78	2,04	0,21	0,48	0,40	0,05	100,04
5	60,70	0,70	18,99	1,32	3,06	0,09	0,95	4,94	5,11	1,82	0,29	0,64	0,40	0,05	98,61
6	57,08	1,24	16,24	3,10	2,64	0,07	2,62	8,98	4,00	2,37	0,88	1,40	0,66	0,10	100,62
7	54,58	1,18	20,28	2,44	3,60	0,11	3,07	4,71	5,10	2,62	0,45	1,04	0,66	0,07	99,18
8	50,02	1,86	15,27	4,81	5,40	0,17	6,34	9,72	3,18	0,23	0,30	2,96	0,44	0,16	100,26
9	48,70	1,65	14,49	3,43	8,80	0,22	8,20	9,56	2,82	0,18	0,28	1,10	0,40	0,05	99,43
№	Q	C	Or	Ab	An	Di	Hy	Hm	Il	Tn	Ru	Ap			
1	45,32	1,52	6,32	34,01	3,55		3,74	3,24	0,13		0,23	0,59			
2	36,29	3,03	13,95	40,36	2,14		0,95	1,52	0,02		0,24	0,21			
3	31,33		3,84	46,96	8,78	0,33	3,08	3,68	0,11	0,4		0,09			
4	24,85	1,26	12,06	31,98	20,16		3,98	4,25	0,11		0,72	0,5			
5	12,83	0,33	10,76	43,24	22,61		2,37	4,72	0,19		0,6	0,69			
6	8,34		14,13	34,1	19,52	12,05	0,99	6,08	0,15	2,87		2,11			
7	1,49	1,57	15,49	43,15	20,43		7,65	6,44	0,23		1,06	1,07			
8	5,56		1,42	27,67	27,43	10,99	11,14	11,11	0,36	4,22		0,73			
9	3,85		1,06	23,86	26,35	11,18	15,24	13,21	0,47	3,44		0,66			

Примечание. 1 – метаплагиогранит катаклазированный – 6050-6; 2 – метаплагиогранит микроклинизированный, мусковитизированный – 3997/25; 3 – метаплагиогранит – 586/9; 4 – метагранодиорит – 3451-7; 5, 6 – кварцевые метадиориты: 5 – 539/19,1, 6 – 5381-7; 7 – метадиорит альбитизированный, биотитизированный – 537/5,8; 8, 9 – метагаббро: 8 – 570/28, 9 – 6098-2.

Степень метаморфогенной перекристаллизации пород максимальна в габброидах и диоритах, которые состоят из гранонематобластового агрегата роговой обманки, актинолита, хлорита, эпидота, альбита [129]. В них отмечаются реликты диопсида [109], андезина № 35–40 или олигоклаз-андезина № 25–30. Аксессуарные – сфен, лейкоксен, гематит. Гранитоиды преобразованы слабее. Их структура – среднезернистая иногда крупно- или мелкозернистая от гипидиоморфнозернистой до гранобластовой. Кварцевые метадиориты состоят из серицитизированного плагиоклаза (от № 30–33 в центре до № 20 в краевых зонах и альбит-олигоклаза в перекристаллизованных в гранобластовые агрегаты в краевых частях зерен) – 60–70 %, зерен и гранобластовых, иногда ленточных агрегатов кварца – 5–7 %, чешуек биотита (в скоплениях с эпидотом,

апатитом, сфеном) – 10–20 %. Метаграниты состоят из зерен и агрегатов кварца – 30–40 %, интенсивно мусковитизированного (часто), альбитизированного (иногда) и соссюритизированного плагиоклаза – 40–60 %, калиевого полевого шпата – 10–20 %, биотита – 1–3 %. Акцессорные – апатит, магнетит, сфен. Структура их меняется от гипидиоморфнозернистой до гранобластовой. Новообразованные агрегаты часто создают ориентированную полосчатую текстуру с субпараллельным расположением полос кварца, чешуек биотита, мусковита, зерен полевого шпата. Характерен вторичный решетчатый микроклин, развитый как по первичному плагиоклазу, так и по вторичным агрегатам. Породы комплекса зонами небольшой мощности, падающими полого на северо-запад, переходят в существенно кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые бластокатаклазиты и бластомилониты.

В полосе, примыкающей к пермским гранитоидам южнее листа, гранодиориты и кварцевые диориты в разной степени разгнейсованы, среди них отмечаются аллохимические ультраметаморфические образования (анатектит-гнейсы) [13, 34, 14]. Редактор предлагает выделить эти образования в козубаевский комплекс метаморфитов раннего протерозоя и ввести последний в легенду Южно-Уральской серии на основании факта обнаружения А. А. Краснобаевым (Краснобаев и др., 1998) восточнее характеризуемой площади в одной из проб метаморфических пород цирконов с возрастом $1\ 800 \pm 76$ млн лет. Судя по информации А. А. Краснобаева, наиболее вероятно, что древние цирконы обнаружены в метаобломочных породах рымникской свиты. В характеризуемых же образованиях астафьевского комплекса этим исследователем подобные цирконы, несмотря на предпринятые попытки, не установлены. В них содержатся, по его сообщению, лишь магматические цирконы относительно молодого возраста.

По серии образцов наименее измененных пород астафьевского комплекса, получены Rb-Sr изотопные данные, образующие линейную эрохронную зависимость, указывающую на возраст $T - 419 \pm 25$ млн лет и первичное отношение изотопов стронция $I_{Sr} - 0,70368 \pm 0,00026$ при СКВО – 25,8 с участием пробы 5407-2 калишпатизированных гранитов и $T - 471 \pm 92$ млн лет, $I_{Sr} - 0,70368 \pm 0,00043$, СКВО – 21,4 без нее [13]. Несмотря на существенный метаморфизм пород комплекса, по петрографическим и минералогическим особенностям, химическому составу, «островодужному» I_{Sr} , можно предположить, что они составляют с метавулканитами слюдинской толщи комплементарную пару, образовавшуюся в результате глубокой дифференциации первичной магмы в окислительных условиях. Это проявилось, прежде всего, в ранней отсадке титаномагнетита, в результате которой вулканиды оказались крайне обедненными Ti и Fe, а габброиды, содержащие, вероятно, кумулятивные фазы, – заметно обогащенными ими. Имеющиеся данные о низком значении I_{Sr} ($0,70446 \pm 0,00052$) в коровых раннепермских гранитоидах, прорывающих образования Астафьевского комплекса, исключают наличие сиалических докембрийских образований в его пределах (Ферштатер и др., 1998, [13]). Раннесилурийский возраст комплекса принят по решению НРС. Корректнее, на наш взгляд, показывать его как ордовикско–силурийский. Наиболее же вероятен ордовикский возраст комплекса.

ДЕВОНСКО–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ СЕРИИ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ, ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Разнообразные магматиты девона и раннего карбона слагают большую часть территории.

Бриентская ассоциация офиолитовая раннедевонская развита в основной большей части блоков Восточномагнитогорской и Уйско-Новооренбургской зон и представлена бриентским комплексом дунит-гарцбургитовым и киембаевским вулканическим комплексом.

Бриентский комплекс дунит-гарцбургитовый раннедевонский ($\Sigma D_1 br$) представлен многочисленными мелкими телами апогарцбургитовых, аподунитовых, редко аполерцолитовых серпентинитов, иногда переходящих в тальковые, карбонат-тальковые, антофиллит-тальковые породы по ним (табл. 12). Тела этих пород выходят во фронтальных частях надвигов и в зонах сдвигов. Они выделяются положительными аномалиями магнитного поля, на картах аномального гравитационного поля длинные оси тел совпадают с направлением изоаномал. Образование комплекса южнее площади листа прорваны телами позднедевонских сахаринского и верхнеуральского комплексов и раннепермскими гранитоидами [14]. В серпентинитах хромшпинелиды сильно замещены магнетитом (магнитная восприимчивость нередко достигает $10\ 000 \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – $2,3\text{--}2,9 \cdot 10^3$ кг/м³). Состав их соответствует зеленосланцевой (лизардитовые) и зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой (антигоритовые) фациям метаморфизма. Для акцессорных хромшпинелидов пород комплекса характерны высокая хромистость и повышенная

железистость, что типично для гипербазитов фундамента островных дуг. Наиболее вероятна «офиолитовая» природа гипербазитов бриентского комплекса. Постоянство ассоциации с нижнедевонскими вулканидами и осадочными породами указывает на их раннедевонский возраст. В серпентинитах, подвергшихся метасоматическим изменениям в обрамлении интрузий гумбейского комплекса, нередко отмечаются проявления золота. Кора выветривания гипербазитов – вместилище силикатных руд никеля, природнолегированных бурых железняков, минеральных красок, платиноидов.

Таблица 12

Характерные составы серпентинитов бриентского комплекса

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	40,90	0,02	0,67	7,08	2,50	0,07	35,05	0,15	0,12	<0,05	<0,009	12,59	0,05	0,05	99,10
2	40,66	0,03	0,90	5,96	2,07	0,11	36,39	<0,10	0,10	<0,05	0,009	12,48	<0,40	0,08	99,75
3	39,98	0,08	1,21	5,65	1,88	0,09	36,81	0,75	0,15	0,13	0,025	12,54	0,66	<0,05	99,30

Примечание. 1 – 5/28, 2 – 5/67,5, 3 – 5/84,5.

Киембаевский комплекс базальтовый вулканический включает вулканиды киембаевской свиты и связанные с ними киембаевские субвулканические образования раннедевонские (D₁kt), представленные дайками базальтов с апофитовой структурой, которые пересекают отложения одноименной свиты, эффузивам которой они аналогичны по составу. Важно отметить, что дайки аналогичных киембаевским базальтов пересекают также карагайскую толщу, возраст которой по имеющимся данным – скорее ордовикский или силурийский, а не ранне-среднедевонский, как это принято решением НРС.

Желкубаевский комплекс пикробазальт-базальтовый вулканический ранне-среднедевонский помимо вулканидов объединенных желкубаевской, айджерганской и солондольской толщ, предположительно включает их субвулканические образования ранне-среднедевонские (D₁₋₂žl=sn). Они слагают мелкие тела лапиллиевых до агломератовых ксенотуффизитов пикробазальтов, встреченные в нескольких пунктах в непосредственной близости от ареала развития объединенных толщ среди серпентинитов бриентского комплекса. В наиболее представительном разрезе, вскрытом скв. 5 на Арсинском месторождении силикатных никелевых руд, ксенотуффизиты залегают среди серпентинитов (состав последних – в табл. 12), на глубине 74–84 м. Вмещающие серпентиниты карбонатизированы, рассечены кальцитовыми жилами. Породы этих жил и серпентиниты (последних мало) слагают переменную, иногда довольно значительную, часть обломков в ксенотуффизитах, состоящих в основном из уплощенных с неровными ограничениями лапиллей порфировых миндалекаменных пикробазальтов. Основная масса последних – преимущественно апостекловатая с вкрапленниками нацело серпентинизированного оливина и довольно свежего клинопироксена. Нередки стекловатые шлаковидные обломки без вкрапленников (табл. 13).

Таблица 13

Характерные составы ксенотуффизитов пикробазальтов желкубаевского вулканического комплекса

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	36,52	0,96	8,92	2,23	6,98	0,15	18,99	12,44	0,17	0,06	0,142	10,08	3,96	<0,05	98,54
2	32,94	1,58	8,25	1,80	6,32	0,13	14,10	20,98	0,20	0,06	0,196	13,42	8,47	<0,05	99,98
3	40,46	1,18	7,97	2,06	5,60	0,16	13,42	21,28	0,23	0,04	0,146	8,26	4,29	<0,05	100,81
1 ¹	44,25	1,16	10,81	2,70	8,46	0,18	23,01	7,40	0,21	0,07	0,17				
2 ¹	43,47	1,53	10,87	2,38	8,34	0,17	18,60	10,21	0,26	0,08	0,26				
3 ¹	46,47	1,34	9,16	2,37	6,43	0,18	15,41	15,81	0,26	0,05	0,17				

Примечание: 1 – 5/77,5; 2 – 5/79,5; 3 – 5/83,5; 1¹, 2¹, 3¹ – те же составы без воды и CaCO₃.

Пикробазальты, судя по невысокому содержанию кумулятивных фаз, вероятно, представляют первичные магмы, эволюция которых и привела к формированию разнообразных, преимущественно относительно лейкократовых, островодужных магм. Их ограниченный прорыв к поверхности, вероятно, обусловлен возникновением на короткое время обстановки растяжения в начальный этап становления островодужной структуры. На этом основании мы и объединяем эти породы в единый комплекс с самыми ранними, наименее развитыми, островодужными вулканидами желкубаевской толщи. Ксенотуффизиты пикробазальтов желкубаевского комплекса

петрографически резко отличны от существенно кумулятивных образований позднедевонско–раннекаменноугольного саратюбинского базальт-пикритового вулканического комплекса, охарактеризованного южнее площади работ (Мосейчук, Сурин, 1998 г.). В его составе нет наиболее характерных для последнего высокомагнезиальных пикритов, по сравнению с аналогичными по содержанию Mg породами в них резко выше содержание Ti, более высоко – Si, более низко – K, Na и P, резко ниже степень окисленности железа. По-видимому, образования желкубаевского комплекса являются производными более «сухих» магм, выплавившихся из менее глубинного источника, чем образования сара-тюбинского комплекса. Очевидно, что они не могут относиться к последнему как это предлагается редактором.

Карамалыташский комплекс базальт-риолитовый вулканический среднедевонский распространен лишь на крайнем северо-западе площади, где представлен *вулканитами карамалыташской свиты* и не выходящими на поверхность (известны по керну скважин) *карамалыташскими субвулканическими образованиями среднедевонскими (D₂K^r)* в виде единичных даек дацитов и риодацитов идентичных кислым эффузивам с небольшим количеством мелких вкрапленников плагиоклаза и призматическизернистой структурой основной массы, содержащей обильные мелкие выделения магнетита.

Гумбейско-александринская серия вулканоплутонических ассоциаций средне-позднедевонская включает александринскую и гумбейскую средне-позднедевонские вулканоплутонические ассоциации, а также урлядинский вулканический комплекс средне-позднедевонский. Эти образования объединяет наличие генетически родственных вулканогенных образований в составе переходных по типу разрезов толщ, переходных серий пород, пространственная совмещенность членов ассоциаций.

Александринская ассоциация вулканоплутоническая среднедевонская включает александринский вулканический комплекс и рассыпнянский интрузивный комплекс. **Александринский комплекс базальт-риолитовый вулканический** представлен вулканидами одноименной толщи, а также экструзивными, жерловыми и субвулканическими образованиями.

Александринские экструзивные и жерловые образования среднедевонские (D₂dI) представлены многочисленными куполами и неками дацитов, риодацитов, плагиориодацитов, риолитов и их кластолав, развитыми в поле распространения александринской толщи. Как и вулканиды толщи, они представлены образованиями нескольких петрогеохимических серий. Наиболее широко развиты дациты, риодациты, риолиты плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые с фельзит-микролитовой, микролитозернистой, метасферолитовой структурами основной массы, которые по своим петрогеохимическим особенностям относятся к дифференциатам магм известково-щелочной петрогеохимической серии, а также крупнопорфировые плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые, амфибол-кварц-плагиоклазовые дациты, риодациты и риолиты с фельзитовыми, микролитовыми, сферолитовыми, витрофировыми, микролитозернистыми структурами основной массы, относящиеся к производным палингенных известково-щелочных магм. Породы часто преобразованы в серицит-кварцевые метасоматиты.

Александринские субвулканические образования (D₂dI) представлены дайками, реже силлами базальтов с диабазовой структурой основной массы, мелкими штоками и дайками дацитов и риодацитов. По составу, внешнему облику, структурам они часто не отличимы от эффузивов. По субвулканическим породам также развиты пропициты, серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты с переменным соотношением компонентов.

Рассыпнянский комплекс габбро-плагиогранитовый среднедевонский (D₂r) пользуется преобладающим развитием в одноименном массиве на юго-востоке Учалино-Александринской подзоны, на стыке ее с Гумбейской, в сложнопостроенной области, где наблюдаются взаимопереходы разновозрастных александринской и гумбейской толщ. Породы его встречаются также в виде небольших тел и даек за его пределами. В составе комплекса выделяются две фазы: в составе первой – габброиды, второй – гранитоиды (табл. 14). Рассыпнянский массив вытянут в северо-восточном направлении на 15 км при ширине выходов около 5 км и разбит на ряд блоков. По обширной небольшой интенсивности отрицательной аномалии поля силы тяжести предполагается пластообразная форма гранитоидной фазы массива, мощность которой не более 400 м с некоторым ее увеличением на юге, где наиболее вероятна корневая часть интрузии [148]. Гранитоидам массива соответствует спокойное магнитное поле. Контакты массива – секущие интрузивные. Вмещающие вулканиды в экзоконтактовых зонах эпидотизированы, иногда скарнированы.

Первая фаза представлена мелкозернистыми габбро с апоофитовой структурой, переходящими изредка в диориты. Они слагают крайнюю северо-восточную часть Рассыпнянского мас-

сива. Породы состоят из сосюритизированного плагиоклаза, иногда образующего порфиroidные выделения, и амфибола с реликтами клинопироксена. Присутствуют значительные количества мелкокрапленного титаномагнетита. В диоритах в интерстициях отмечаются кварц и альбит. Часто породы заметно катаклазированы, неравномерно перекристаллизованы. Они иногда практически превращены в сланцы, минеральные ассоциации которых отвечают низким ступеням зеленосланцевой фации метаморфизма. Тоналиты и плагиограниты второй фазы также связаны постепенными переходами. Для лейкократовых пород характерен микропегматит, особенно сильно проявленный в породах некоторых жил. Гранитоиды иногда очень интенсивно серицитизированы и окварцованы.

Таблица 14

Характерные составы пород рассыпнянского комплекса

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	77,46	0,22	12,67	0,77	0,79	0,03	0,40	0,55	4,45	1,02	н.о.	0,64	<0,10	<0,05	99,15
2	76,52	0,27	12,92	1,08	0,38	0,01	0,61	0,49	5,17	0,59	0,048	1,18	0,44	0,05	99,27
3	74,28	0,31	13,23	1,73	0,62	0,02	0,47	2,89	4,60	0,60	0,052	0,92	<0,40	н.о.	99,72
4	73,92	0,28	12,17	2,29	0,57	0,04	0,41	3,56	4,92	0,20	0,041	1,00	<0,40	<0,05	99,40
5	71,14	0,38	13,88	2,55	1,56	0,05	1,05	2,13	5,71	0,21	0,072	1,02	<0,40	н.о.	99,75
6	70,69	0,26	14,20	1,34	1,74	0,08	0,71	3,64	4,89	0,26	н.о.	1,17	<0,10	<0,05	99,13
7	69,38	0,35	13,77	1,04	3,29	0,10	0,11	2,76	4,07	2,03	н.о.	1,19	<0,10	<0,05	98,24
8	68,54	0,37	14,40	2,10	2,17	0,08	2,29	2,20	5,42	0,94	0,110	2,00	<0,40	<0,05	100,66
9	66,50	0,40	14,67	1,62	2,26	0,09	1,64	5,60	4,64	1,40	0,107	1,56	<0,40	<0,05	100,49
10	57,60	0,69	16,86	2,56	5,55	0,15	3,52	4,80	4,54	1,27	0,128	0,70	<0,40	<0,05	100,50
11	54,34	1,20	16,22	3,16	6,40	0,14	4,83	6,33	4,74	0,69	0,191	1,32	<0,40	<0,05	99,56
12	52,22	1,12	16,79	2,61	7,25	0,15	5,20	7,11	4,41	0,68	0,152	2,22	<0,40	0,12	99,91
13	51,74	0,92	15,67	5,17	7,14	0,15	4,86	6,77	3,63	1,14	0,080	1,72	<0,40	<0,05	98,94
14	51,06	1,40	15,97	5,29	7,54	0,15	5,65	7,11	4,10	0,63	0,155	0,70	0,77	<0,05	99,76

Примечание: 1–4 – плагиолейкограниты: 1 – 27/72, 2 – 2633-1, 3 – 5189, 4 – 5002; 5–8 – плагиограниты: 5 – 5111, 6 – 161/72, 7 – 135/72, 8 – 5238; 9 – тоналит – 2635; 10, 11 – диориты: 10 – 2635-2, 11 – 2654; 12–14 – габбро: 12 – 2643, 13 – 2641, 14 – 2659. Данные: 1, 6, 7 – [78].

Породы, описанные в качестве фаз, объединены в составе единого комплекса довольно-таки условно. Габброиды первой фазы очевидно комагматичны вулканитам толеитовой петрогеохимической серии александринской толщи. Гранитоиды второй фазы, видимо, комагматичны кислым вулканитам палингенной известково-щелочной серии александринской толщи, с которой их объединяет низкое содержание щелочных металлов, в особенности К и Rb, невысокое – Sr. Ранее в составе этого комплекса выделялись также присутствующие в Рассыпнянском массиве тела пород краснинского комплекса. Представления о генетическом единстве всех его пород [148] не нашли подтверждения при попытке получить изохрону Rb/Sr изотопным методом по выборке по разнородным породам массива. По всей совокупности изученных проб получены следующие параметры: T – 394±350 млн лет, I_{Sr} – 0,745±0,0013, СКВО – 354. Построены также два варианта с более качественными параметрами, но они сделаны для 2 и 3 проб, искусственно выбранных из общей совокупности. Однако они пока ничем, кроме как отображением первоначальной попытки исследователя-изотописта найти генетически единые совокупности пород, не являются. Среднедевонский возраст комплекса определяется временем становления комагматичных вулканитов александринской толщи. Тела пород комплекса очевидно представляют собою образования, закристаллизовавшиеся в малоглубинных периферических магматических очагах. Последние играли, в соответствии с предложенными моделями, важную роль в формировании колчеданных руд [6, 64].

Гумбейская ассоциация вулканоплутоническая средне-позднедевонская включает в себя гумбейский и новобуранный вулканические комплексы, образующие гумбейскую вулканическую ассоциацию а также краснинский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс.

В состав **гумбейского комплекса базальт-андезибазальтового вулканического среднедевонского** входят *вулканиты гумбейской свиты и гумбейские субвулканические образования среднедевонские (D₂gm)*, представленные довольно многочисленными дайками базальтов, аналогичных по составу базальтам свиты.

Новобуранный комплекс андезиодацитовый вулканический средне-позднедевонский представлен вулканогенными отложениями новобуранной толщи и новобуранными экструзивными и субвулканическими образованиями.

Новобуранные экстрезивные образования средне-позднедевонские (D₂₋₃nb) представлены одним куполом риолитов в 0,5 км с.-з. п. Остроленский на правом берегу р. Таш-Елга, где он залегает среди вулканогенно-осадочных пород новобуранной толщи.

Новобуранные субвулканические образования средне-позднедевонские (D₂₋₃nb) представлены штоками андезитов, дайками риодацитов, редко трахидацитов, трахириодацитов, залегающими как среди пород новобуранной толщи, так и секущими породы нижележащей гумбейской свиты. По петрографическим и петрохимическим особенностям они аналогичны вулканитам новобуранной толщи.

Краснинский комплекс габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый средне-позднедевонский (D₂₋₃k), выделенный согласно серийной легенде, по нашему мнению объединяет два самостоятельных комплекса, имеющих некоторые общие черты. Породы одного из них (за которым и следует сохранить наименование «краснинский») полностью слагают Краснинский и Подольский массивы на севере Гумбейской подзоны, где его образования прорывают породы гумбейской свиты и новобуранной толщи. Тела пород комплекса есть и в Рассыпнянском массиве, прорывающем александринскую толщу. Роль их (преимущественно габброидов), судя по довольно обширной положительной аномалии гравитационного поля, вероятно, значительно больше в глубоких частях этого массива. Площадь округлого в плане Краснинского массива – 45 км². Его северо-восточный контакт круто падает под массив, южный – от него. По геофизическим данным западный контакт довольно круто падает на запад. Амфиболитизация вмещающих пород наиболее широко развита в юго-восточном экзоконтакте, где ширина ее достигает 1 км, что, по-видимому, связано с пологим погружением массива на юго-восток.

Выделяются три фазы. Роговообманковые габбро и диориты первой фазы связаны постепенными переходами. Среди габбро в Рассыпнянском массиве установлены небольшие тела клинопироксенитов. На глубине в массивах, вероятно, преобладают габбро, в приповерхностной части в Краснинском массиве шире развиты диориты. Кварцевые диориты, гранодиориты и граниты второй фазы прорывают габброиды первой. Переходы между ними постепенные. Мелкозернистые граниты третьей фазы слагают линзовидное субмеридиональное тело в западном эндоконтакте Краснинского массива.

Петрохимические особенности пород краснинского комплекса позволяют уверенно отнести их к островодужной известково-щелочной серии повышенной щелочности (табл. 15). Устанавливается подобие петрохимических свойств интрузивных пород краснинского комплекса и вулканитов гумбейской ассоциации. Их различия сводятся к несколько повышенной железистости и титанистости габброидов по сравнению с базальтами, повышенной калиевости и пониженной железистости гранитоидов по сравнению с кислыми вулканитами, а также несколько повышенной глиноземистости интрузивных пород по сравнению с вулканитами. Они не выходят за рамки типичных отличий между комагматичными вулканогенными и интрузивными образованиями и вполне объясняются кумуляцией породообразующих и акцессорных минералов в приповерхностном магматическом очаге [10]. Важнейшими геохимическими особенностями этих пород являются высокие содержания крупноионных литофилов (Rb и Sr) и сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, V), а также повышенные концентрации элементов с высокозарядными ионами (Zr, Y, Nb). Уровень содержаний и эволюция распределения РЗЭ соответствуют установленным для вулканитов гумбейской вулканической ассоциации.

Таблица 15

Средние составы пород краснинского комплекса

№	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		1	2	3	4	5
1	68,74	0,44	15,22	1,42	2,20	0,07	1,34	3,00	4,13	3,30	0,15	Rb	22	40	75,4	96	45
2	65,59	0,60	16,00	1,72	3,17	0,08	1,89	3,81	3,92	3,06	0,16	Sr	334	406	345	361	280
3	60,64	0,72	16,53	2,05	4,27	0,09	3,12	5,69	3,57	3,10	0,23	Cr	170	37	33	45	-
4	54,87	1,04	17,10	3,39	5,96	0,16	4,48	7,64	3,34	1,65	0,38	Ni	74	25	10	15	-
5	51,07	1,09	17,40	3,15	8,11	0,19	5,66	8,85	3,03	1,09	0,40	Co	52	21,5	16	8,4	-
№	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Mt	Il	Ap	N		V	310	359	250	79	-
1	23,19	19,48	34,96	13,24	0,56	5,33	2,07	0,84	0,34	3		Zr	50	145	130	75	-
2	19,10	18,05	33,20	17,02	0,69	7,94	2,49	1,13	0,37	5		Y	11	34	30	15	-
3	10,95	18,34	30,19	19,93	5,55	10,18	2,97	1,37	0,53	7		Nb	2,9	6	10	6,7	-
4	5,95	9,74	28,26	28,80	7,03	14,46	4,91	1,98	0,88	5		n ₁	3	5	5	8	1
5	0,41	6,44	25,60	30,62	8,74	20,62	4,57	2,08	0,93	8		n ₂	1	3	2	6	-

Примечание. 1 – граниты, 2 – гранодиориты, 3 – кварцевые диориты, 4 – диориты, 5 – габбро. N – количество химических анализов, n₁ – количество определений Sr и Rb, n₂ – количество определений прочих микроэлементов. Используются данные Д. Н. Салихова, Р. Г. Язевой.

Преобразования пород весьма умеренны – вторичных минералов (хлорит, серицит, сосюрит, эпидот, альбит, актинолит, биотит) не более первых десятков процентов. Становление их связано как с постмагматическими явлениями так и с региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Во вмещающих породах отмечаются скарнирование и амфиболизация.

Поскольку надежных геохронологических данных по комплексу не получено (параметры Rb/Sr изотопной системы: $T = 345 \pm 95$ млн лет, $I_{Sr} = 0,7045 \pm 0,0013$, СКВО – 17), возраст его определяется возрастом комагматических вулканитов гумбейской вулканической ассоциации.

Особое место в составе комплекса занимает Нижегородский массив, развитый на северо-западе Гумбейской подзоны. Он вытянут в субмеридиональном направлении на 18 км при ширине до 6 км. Массив прорывает образования карагайской толщи. Его контакты везде падают под вмещающие породы под углами 35–75°. Предполагается, что он имеет форму акмолита. Отмечаются ксенолиты вмещающих пород, ориентированные вдоль контакта. Вскрытые на контакте туфы базальтов карагайской толщи в зоне шириной до 1 км интенсивно амфиболизованы (амфибол актинолитового ряда) и эпидотизированы, нередко до полной утраты первичной структуры с развитием нематобластовых «амфиболитов». Массив сложен в основном габбро и диоритами первой фазы. Они прорваны крутопадающими телами пород второй фазы: гранодиоритами, переходящими в краевых частях в кварцевые диориты. Породы комплекса рассеяны дайками позднедевонских аблязовских субвулканических базальтов.

Габбро и диориты первой фазы – среднезернистые, гипидиоморфнозернистые, массивные. Габбро состоят из обыкновенной светло-зеленой роговой обманки (около 40 %) с реликтами диопсида и зонального (от An 52–67 в центре до An 29–44 в краевых зонах кристаллов) плагиоклаза (до 60 %), иногда незонального андезина (An 43–48). В диоритах амфибола меньше, есть биотит (лепидомелан с железистостью 58 %) – до 5–10 %. Отмечаются высокий ортоклаз-криптопертит и кварц, образующие иногда микрографические сростки в интерстициях. Акцессории представлены титаномагнетитом, апатитом, сфеном и цирконом. Плагиоклаз сосюритизирован, иногда содержит пылевидные включения рудного минерала. Кварцевые диориты и гранодиориты второй фазы – мелкозернистые с относительно крупными порфиоровыми выделениями плагиоклаза и роговой обманки. Во-первых, относительно больше плагиоклаза и роговой обманки, во-вторых – щелочного полевого шпата и кварца. Плагиоклаз (An 35–38, а в мелких зернах – от An 20–25 в ядре до An 5–17 во внешних зонах) составляет 30–40 %, кварц – 20–25 %, промежуточный ортоклаз-криптопертит, в краевых частях зерен которого отмечаются мирмекитовые вроски кварца, – 15–25 %, биотит (лепидомелан с железистостью 61 %) – 3–10 %, обыкновенная зеленая роговая обманка – до 10 %, редко встречаются отдельные зерна пироксена и рудного. Акцессории – апатит, сфен, циркон, корунд.

В породах комплекса относительно невысокое содержание щелочей (особенно K), Ti, P (табл. 16). В них относительно низки содержания литофильных редких элементов. Вместе с данными об «островодужном» I_{Sr} (0,70398±6) петрогеохимические параметры указывают на генетическую связь пород комплекса с магматитами карагайской толщи.

По 6 пробам пород массива Rb/Sr изотопным методом Б. В. Беляцким получена изохрона высокого качества с параметрами: $T = 423 \pm 11$ млн лет, СКВО – 1,13. Таким образом, на наш взгляд, породы массива следует выделить в качестве нижегородского ордовикско-силурийского (м. б. раннесилурийского) комплекса. Необходимо также выделить нижегородскую вулканоплутоническую ассоциацию в составе нижегородского комплекса и карагайского вулканического комплекса.

Урлядинский комплекс базальт-андезит-дацитовый вулканический представлен, помимо вулканитов урлядинской свиты, экструзивными, жерловыми и субвулканическими образованиями.

Урлядинские экструзивные и жерловые образования средне-позднедевонские (D₂₋₃ur) представлены куполами риодацитов и риолитов, аналогичных по составу вулканитам толщи.

Урлядинские субвулканические образования средне-позднедевонские (D₂₋₃ur) чаще всего представлены штоками и дайками дациандезитов, дацитов, риодацитов и риолитов, пересекающими породы урлядинской и александринской толщ. Породы аналогичны вулканитам урлядинской толщи по составу. Они часто превращены в хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты с переменным соотношением компонентов.

Копаловский комплекс андезибазальт-андезитовый вулканический средне-позднедевонский развит в Уйско-Новооренбургской зоне и является близким аналогом гумбейского. Представлен *вулканитами известково-щелочной петрогеохимической серии копаловской толщи* и аналогичными им по составу *копаловскими субвулканическими образованиями средне-позднедевонскими (D₂₋₃kp)*, представленными штоками и дайками трахиандезитов, анде-

зитов, трахидацитов, реже трахириодацитов, риодацитов, риолитов. Они встречаются как среди пород копаловской толщи, так и среди более древних образований нижнего девона.

Таблица 16

Характерные составы пород нижегородского массива

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	72,92	0,27	13,68	0,27	1,74	0,08	0,76	2,20	3,80	2,70	0,04	0,96	<0,40	0,05	99,42
2	67,17	0,39	15,21	0,94	2,58	0,10	1,46	3,94	3,86	2,34	0,07	1,46	<0,40	0,08	99,52
3	66,76	0,42	15,47	2,15	3,20	0,12	1,40	4,76	3,26	0,65	0,08	1,69	н.о.	н.о.	99,38
4	66,52	0,21	15,86	0,90	2,44	0,10	1,52	4,23	3,98	2,07	0,08	1,56	1,32	0,05	99,47
5	55,71	0,80	17,32	3,85	6,13	0,13	3,36	7,44	3,05	0,47	0,09	1,16	н.о.	0,02	99,51
6	55,65	0,83	18,27	2,69	6,37	0,18	3,51	6,91	2,91	0,71	0,22	1,83	н.о.	н.о.	100,10
7	55,50	0,86	16,98	2,10	7,18	0,13	3,34	7,85	2,90	0,80	0,14	1,56	н.о.	н.об.	99,34
8	54,66	0,73	19,22	2,02	6,17	0,13	3,54	7,82	3,00	0,43	0,17	1,18	н.о.	0,15	99,18
9	50,72	0,94	18,16	2,68	6,22	0,09	5,24	8,80	2,80	1,20	н.о.	2,45	н.о.	н.о.	
10	48,56	0,97	18,23	5,23	7,26	0,18	5,25	9,13	2,62	0,26	0,15	0,70	<0,40	н.о.	98,54
11	48,54	1,53	17,40	3,61	7,18	0,07	6,57	7,62	3,75	0,62	0,18	1,30	н.о.	0,10	98,37
№	Q	C	Or	Ab	An	Di	Hy	Hm	Il	Tn	Ru	Ap			
1	34,75	0,60	15,96	32,15	10,65		1,89	2,20	0,17		0,18	0,09			
2	26,21		14,13	33,34	17,58	0,7	3,38	3,88	0,21	0,71		0,17			
3	34,04	0,97	3,90	28,26	23,64		3,56	5,85	0,26		0,28	0,19			
4	25,16		12,47	34,35	19,75	0,64	3,56	3,69	0,21	0,24		0,19			
5	16,37		2,78	25,81	32,19	1,45	7,70	10,66	0,28	1,60		0,21			
6	16,89	0,69	4,26	25,04	33,44		8,89	9,94	0,38		0,64	0,52			
7	20,04		4,85	18,11	35,35	0,8	8,15	10,31	0,28	1,80		0,33			
8	14,01	0,01	2,54	25,38	37,69		8,82	8,88	0,28		0,58	0,4			
9	5,55		7,37	24,45	34,53	5,87	10,75	9,90	0,19	2,13					
10	6,89		1,54	22,17	37,22	3,44	11,48	13,30	0,38	1,88		0,36			
11	0,44		3,78	32,66	29,69	2,22	15,83	11,94	0,15	3,68		0,43			

Примечание. 1 – 5530/211,5; 2 – 5528/50; 3 – 67/68; 4 – 5530/35; 5 – 5155; 6 – 1102/17; 7 – 126/38,24; 8 – 5238; 9 – 725; 10 – 5360; 11 – 1676. Гранит (1), гранодиориты (2, 3, 4), диориты (5, 6, 7, 8), габбро (9, 10, 11). Данные: 3, 6 – [55]; 5, 7, 8, 11 – [99]; 9 – [145].

Малокуйбасовская серия вулканоплутонических ассоциаций позднедевонско–раннекаменноугольная на территории листа включает аблязовскую и верхнеуральскую вулканоплутонические ассоциации и сахаринский интрузивный комплекс.

Аблязовская ассоциация вулканоплутоническая позднедевонская представлена на характеризуемом листе наиболее полно. Она состоит из **аблязовского базальт-андезитбазальтового вулканического комплекса** и погорельского габбро-диоритового комплекса. В составе первого – *вулканисты аблязовской толщи и аблязовские субвулканические образования (D₃ab)*, представленные двумя группами даек. Первая, характерная для западной части Восточномагнитогорской зоны, наблюдалась лишь в керне скважин. Дайки базальтов порфировых плагиоклаз-пироксеновых, редко плагиоклазовых, иногда с оливином пересекают вулканисты аблязовской толщи и более древние образования. Породы аналогичны лавовым образованиям аблязовской толщи. Вторая группа даек пользуется широким развитием на севере Гумбейской подзоны. Дайки мегаплагиофировых базальтов со множеством крупных (до 3–4 см) вкрапленников плагиоклаза и мелких – пироксена с офитовой, апогиалоофитовой структурой основной массы пересекают образования краснинского комплекса в Краснинском и Нижегородском массивах и гумбейской вулканоплутонической ассоциации. Их протяженность иногда достигает 1–1,5 км. К аблязовским эти дайки отнесены условно, на основании сходства их петрогеохимических особенностей с вулканистами этой толщи.

Погорельский комплекс габбро-диоритовый позднедевонский (D₃p) включает габбро и диориты одноименного интрузивного массива, расположенного в центре Учалино-Александринской подзоны. Он выделяется повышенным магнитным полем (1–2 тыс. нТл, участками до 3–5 тыс. нТл) и самой крупной в регионе положительной аномалией силы тяжести (52 мГал). На поверхности имеет дугообразную форму, слабо вытянут в субмеридиональном направлении на 10 км при ширине 5 км. Северный и восточный контакты падают круто, на северо-востоке массив прорван Северокасельской интрузией. На юге массив полого погружается под вулканисты александринской, урлядинской и аблязовской толщ и образует среди них отдельные выступы, выходящие на поверхность, на западе и севере – прорван Верхнеуральской

интрузией верхнеуральского комплекса (он также, вероятно, развит и под ней). Доказан комагматизм пород погорельского комплекса и вулканогенных образований базальт-андезибазальтового аблязовского вулканического комплекса [150, 63, 64, 65]. Как и вулканический комплекс, он слабо дифференцирован и представлен габбро (меланократовыми, мезократовыми, лейкократовыми) и диоритами. Преобладают мезократовые мелко-среднезернистые породы. В приконтактных зонах с интрузивными телами кислого состава габброиды амфиболлизированы и ороговикованы.

По петрогеохимическим характеристикам (табл. 17) магматиты комплекса соответствуют калиево-натриевой известково-щелочной серии [8]. Распределение РЗЭ в габброидах погорельского комплекса слабо дифференцировано при заметной обогащенности легкими РЗЭ. La/Yb N=2,7–4,85 – близко к таковому в среднем известково-щелочном базальте островных дуг [5]. Повышенные в целом содержания элементов, минералами-концентраторами для которых являются акцессории (апатит, циркон, сфен, рутил, перовскит и т. д.): Ti, P, Zr, Hf, Tl, Th свидетельствуют о выплавлении первичных магм из слабо обогащенного мантийного клина над зоной субдукции. Повышенные содержания Rb и Sr могут указывать на формирование комплекса в условиях достаточно мощной (около 30 км) земной коры.

Таблица 17

Средние составы пород погорельского комплекса

№	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	n		Cs	Ba	Rb	Sr	Zr
1	55,68	0,98	17,11	4,09	5,54	0,20	3,10	7,85	3,32	1,83	0,31	5		1,8	750	65	520	67
2	51,21	0,89	17,70	4,35	6,15	0,18	5,22	9,81	2,86	1,45	0,20	10		3,8	900	45	490	85
3	46,57	1,16	13,48	7,01	7,97	0,21	8,14	12,51	1,82	0,97	0,17	10		1,0	1100	30	452	92
4	44,85	1,34	13,82	9,72	5,94	0,19	9,11	12,46	1,41	0,98	0,17	1		-	330	38	520	40
№	Cr	V	Ni	Co	Y	Cu	Zn	Pb	Ag	Sn	Nb		Ga	Sc	Hf	Th	U	Ta
1	25	-	46	19	-	42	60	9	-	-	-		-	23	3,8	3,3	-	-
2	65	-	53	16	-	87	72	8	-	-	-		-	30	5,5	1,8	-	0,7
3	180	-	115	32	-	151	44	6	-	-	-		-	57	3,3	3,2	-	0,8
4	54	600	47	74	<10	2600	290	22	1,8	8,2	2,6		19	35	-	<2	3	-

Примечания: 1 – диориты, 2 – габбро мезократовое, 3 – габбро меланократовое, 4 – габбро рудное.

Верхнеуральская ассоциация вулканоплутоническая позднедевонско–раннекаменноугольная включает новоивановский и шумилинский вулканические комплексы и верхнеуральский интрузивный комплекс.

Новоивановский комплекс трахибазальт-трахиандезибазальтовый вулканический позднедевонский включает, помимо вулканитов новоивановской толщи, новоивановские субвулканические образования позднедевонские (D₃ni), представленные силлами и дайками трахибазальтов и трахиандезибазальтов, которые наблюдались в Магнитогорской подзоне. Они обычно рассекают породы новоивановской, реже – аблязовской толщи. Их силлы иногда прорывают образования самых низов шумилинской свиты. По составу и строению породы аналогичны лавовым образованиям новоивановской толщи.

Шумилинский комплекс трахиандезит-трахидацитовый вулканический позднедевонско–раннекаменноугольный кроме вулканитов шумилинской свиты включает экструзивные и субвулканические образования.

Шумилинские экструзивные образования позднедевонско–раннекаменноугольные (D₃–C₁śm) представлены куполами трахиандезитов, трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов и их кластолав. Они развиты среди пород шумилинской свиты в Магнитогорской подзоне и весьма близки им по составу.

Шумилинские субвулканические образования позднедевонско–раннекаменноугольные (D₃–C₁śm), представленные штоками, силлами и дайками трахиандезитов, трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов, дацитов и риодацитов, часты в Магнитогорской подзоне среди отложений шумилинской свиты, реже они рассекают породы новоивановской толщи. По составу субвулканические породы аналогичны вулканитам шумилинской свиты.

Верхнеуральский комплекс габбро-диорит-монцит-сиенитовый позднедевонский (D₃vu) на характеризуемом листе слагает эллипсовидный, вытянутый в северо-западном направлении на 15 км при ширине до 6 км Верхнеуральский массив, разорванный субмеридиональным нарушением, и ряд мелких тел в его обрамлении. Массив – концентрическизональный. Внутреннюю часть или ядро массива слагают умереннощелочные оливиновые и лейкократовые габбро, монцогаббро, монциты и монциодиориты первой фазы внедрения, которые окаймлены

кольцевыми телами кварцевых монцодиоритов и кварцевых монцонитов второй фазы и сиенитами, кварцевыми сиенитами – третьей. Резкая очерченность положительных аномалий магнитного и гравиметрического полей указывают на крутое падение контактов. Монцонитоиды образуют также шток в центре массива. Они интенсивно альбитизированы, калишпатизированы, а также серицитизированы и окварцованы и вмещают медно-молибден-порфиговое оруденение. Строение комплекса детально освещено, доказана общность минералогического и петрогеохимического составов его пород и возраста с вулканитами тесно ассоциирующей с ним в пространстве трахибазальт-трахиандезит-трахидацитово-формации [150, 58, 63, 54, 70]. Габброиды комплекса – нефелиннормативны, с повышенным содержанием Р. По мере роста кремнекислотности тип щелочности пород от калиево-натриевого меняется до калиевого, содержания Ti и Р закономерно уменьшаются. Очень высоки содержания крупноионных литофилов (К, Cs, Rb, Ba, Sr, Th), наблюдаются повышенные в целом концентрации высокозарядных элементов (Zr, Hf, Ta, Nb, Y), а также умеренные содержания элементов группы железа. Отмечается явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. В кварцевых монцодиоритах – отчетливая отрицательная европиевая аномалия. Эти и ряд других признаков довольно уверенно определяют принадлежность магматитов комплекса и ассоциации в целом к шошонитовой островодужной серии. В породах Верхнеуральского массива $I_{Sr} = 0,70449 \pm 14$ [53], что лишь чуть превышает мантийные значения. Геологические данные о возрасте подтверждены тем, что получена рубидий-стронциевая изохрона с параметрами: $T = 362 \pm 9$ млн лет, СКВО – 0,187.

Сахаринский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый позднедевонский (D_3s), широко распространенный южнее, на характеризующейся площади представлен небольшим (первые километры в поперечнике) относительно изометричным телом габбро, развитым на южном окончании Шелудивогорской системы пластин. Прорывает отложения копаловской толщи и серпентиниты бриентского комплекса. Приуроченное к южной части обширной аномалии силы тяжести, тело, вероятно, имеет значительно большие размеры на глубине. Габбро образуют серию от меланократовых до лейкократовых пород, в составе которых сильно варьируют соотношения плагиоклаза и клинопироксена при очень низком содержании титаномагнетита. Характерны крупные порфировые выделения клинопироксена. Породы – низкощелочные, с высоким содержанием Са и Mg, при сильных колебаниях количества Al, зависящего от соотношения клинопироксена и плагиоклаза (табл. 18). Породы часто сильно преобразованы с интенсивным развитием хлорита, актинолита.

Таблица 18

Характерные составы пород леснополянского массива

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	52,82	0,52	12,12	1,71	7,88	0,17	9,05	9,32	2,70	0,82	н.о.	2,12	н.о.	н.о.	99,35
2	52,08	0,30	12,72	1,55	7,16	0,15	12,48	9,36	2,20	0,45	0,03	1,01	<0,4	<0,05	99,49
3	50,46	0,83	15,40	1,58	8,09	0,19	8,85	8,98	3,62	0,40	0,04	0,82	<0,4	<0,05	99,71
4	43,35	0,15	19,91	2,18	4,30	н.о.	11,06	11,28	2,02	0,05	0,06	5,12	н.о.	н.о.	99,48
№	Q	Or	Ab	An	Di	Hу	Ol	Hm	Il	Tn	Ap				
1	6,7	4,96	23,52	19,04	21,25	13,31		10,76	0,36	0,83					
2	3,9	2,66	18,61	23,51	17,34	23,04		9,51	0,32	0,32	0,07				
3		2,36	30,63	24,6	13,66	15,05	0,46	10,57	0,4	1,51	0,09				
4	1,78	0,3	18,11	47,83	8,19	25,39		7,38		0,39	0,14				

Примечания: авторские номера: 1 – 1179; 2 – 4679-4; 3 – 4674-2; 4 – 1174. Данные 1 – [87], 4 – [97].

Сопоставление этих пород с позднедевонским сахаринским комплексом согласуется с тем, что наблюдается прорывание ими средне-позднедевонской копаловской толщи.

Северокассельский комплекс граносиенитов и умереннощелочных гранитов раннекаменноугольный (C_1sk) объединяет гранитоиды, слагающие Северокассельскую интрузию. Она вытянута в северо-западном направлении на 15 км при ширине 4–6 км. Предполагается лакколитообразная форма ее при мощности не более 3,5–4 км. Интрузия отображена отрицательной локальной аномалией силы тяжести и пониженными значениями магнитного поля. Породы ее прорывают образования среднедевонских александринской толщи и гумбейской свиты и средне-верхнедевонских новобуранной и урлядинской толщ, позднедевонские габброиды Погорельского массива. На контактах развиты роговики, участками отмечается скарирование. Южная часть массива сложена среднезернистыми умереннощелочными биотитовыми гранитами, а северная и северо-восточная – крупнозернистыми и среднезернистыми гранодиоритами и граносиенитами, которые содержат небольшие тела мелкозернистых умереннощелочных гранитов. Между всеми разностями пород имеются постепенные переходы [150].

Умереннощелочные биотитовые граниты имеют гранитную структуру с некрупными порфировыми выделениями калиевого полевого шпата. Структура биотит-роговообманковых гранодиоритов – гранитная от среднезернистой до крупнозернистой. Структура мелкозернистых умереннощелочных гранитов – гранитная.

Будучи послеверхнедевонскими (см. выше), породы комплекса прорваны дайками гранит-порфиров и микрогаббро, сходных с породами раннекаменноугольного кассельского комплекса. Таким образом, возможный геологический интервал образования пород комплекса ограничивается турнейским веком, что подтверждается определением абсолютного возраста массива – 346 ± 1 млн лет [54] Rb-Sr изохронным методом.

Повышенные содержания Sr, Rb, Ba, Zr, Hf при умеренных концентрациях РЗЭ [54] показывают, что они принадлежат к известково-щелочной серии повышенной щелочности с отчетливо натриевой специализацией. Первичное отношение изотопов стронция ($0,70411 \pm 10$) [54] в сочетании с петрогеохимическими данными свидетельствует о вероятном происхождении пород комплекса в результате переплавления новообразованной островодужной коры, что свидетельствует о достижении Восточномагнитогорской островной дугой к раннему карбону «зрелой» стадии своего развития [7, 70].

Магнитогорская серия вулканоплутонических ассоциаций раннекаменноугольная, пользующаяся преобладающим развитием в Магнитогорской подзоне, многократно детально охарактеризована [18, 51, 73, 15, 120 и мн. др.]. На поверхности в подзоне преобладают вулканы серии. Комагматичные им интрузивные образования представлены, впрочем, также довольно широко, слагая Магнитогорскую группу интрузий (Куйбасовский, Алексеевский, г. Грань, Московский, Магнитогорский массивы), приуроченную к Магнитогорскому палеовулканическому поднятию, где на поверхности преобладают «домагнитогорские» позднедевонско–раннекаменноугольные образования шумилинской свиты и новоивановской и аблязовской толщ, а также ряд мелких тел. Магматиты серии делятся на греховскую и берёзовскую вулканоплутонические ассоциации [30, 66, 55, 120]. Со становлением одной из них, берёзовской, связано формирование скарново-магнетитовых и титаномагнетитовых месторождений, включая и Магнитогорское.

Греховская ассоциация вулканоплутоническая раннекаменноугольная включает **греховский трахибазальт-трахириолитовый вулканический комплекс**, состоящий из вулкаников греховской свиты и греховских экструзивных и субвулканических образований, а также богдановский интрузивный комплекс.

Греховские экструзивные образования раннекаменноугольные (C₁gr) представлены куполами трахириодацитов, трахириолитов и их кластолав, которые почти не отличаются от кислых эффузивов греховской свиты. Они широко развиты (обычно неплохо обнажены) на крайнем юго-западе листа, где слагают центральные части небольших вулканических построек.

Греховские субвулканические образования раннекаменноугольные (C₁gr), слагающие штоки, силлы и дайки трахибазальтов, трахириолитов, трахириодацитов, реже трахидацитов, трахитов, также широко развиты на юге Магнитогорской подзоны, где они прорывают породы греховской и берёзовской свит. Базальты часто имеют кайнотипный облик, миндалекаменные текстуры. Все породы аналогичны лавам соответствующего состава греховской свиты. В Гумбейской подзоне известен ряд даек трахибазальтов.

Богдановский комплекс умереннощелочных габбро раннекаменноугольный (C₁b) объединяет довольно однородные умереннощелочные габброиды. Его породы образуют систему силлов и даек, развитых как в виде изолированных маломощных (не более первых десятков метров) тел по периферии Магнитогорского палеовулканического поднятия, где они прорывают раннекаменноугольные образования, так и компактно в пределах южной части Куйбасовского и северной части Магнитогорского массивов, прорывающих преимущественно позднедевонско–раннекаменноугольные («домагнитогорские») образования. На поверхности в последних они развиты ограниченно, будучи прорванными гранитоидами, но на глубоких горизонтах доминируют, по крайней мере, до глубин порядка 2 км, которые достигнуты отдельными скважинами. Породы многократно охарактеризованы в составе магнитогорской серии вулканоплутонических ассоциаций [15, 120, 30, 54, 55, 73, 139, 144 и др.]. Отдельные мелкие тела или краевые части относительно крупных тел сложены мелкозернистыми, иногда порфировидными породами с офитовой, пилотакситовой, микролитовой структурами. В относительно крупных телах габброиды постепенно сменяются умереннощелочными диоритами (силл Дальнего карьера Магнитогорского месторождения). Габброиды характеризуются повышенным содержанием щелочей, Ti, Fe, P, обычно натриевые по типу щелочности (табл. 19). Характерна устойчиво высокая магнитная восприимчивость, составляющая 0,2–0,5 ед. СИ и несколько больше, умеренно высокая плотность (около $2,9 \cdot 10^3$ кг/м³). В целом эти породы, как и базальты греховской

свиты, наиболее близки материнским для основной части пород магнитогорской магматической серии мантийным магмам, хотя, безусловно, и они претерпели некоторую дифференциацию с выраженным феннеровским трендом эволюции магм. Возраст комплекса определяется тем, что его породы рвут раннекаменноугольные отложения и прорваны, в свою очередь, раннекаменноугольными гранитоидами магнитогорской серии. Основным же критерием раннекаменноугольной датировки пород комплекса является их комагматичность с вулканитами греховской свиты.

Таблица 19

Характерные составы пород богдановского комплекса умереннощелочных микрогаббро

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	54,06	1,94	15,14	4,37	6,15	0,18	4,24	4,27	4,31	1,21	0,284	0,60	0,44	0,12	99,75
2	52,63	1,70	15,47	4,75	5,12	0,19	5,30	7,63	4,31	1,00	0,237	2,10	<0,4	<0,1	100,14
3	48,20	2,43	15,20	7,23	6,66	0,16	5,10	8,10	4,17	0,50	0,293	1,64	<0,4	<0,1	99,68
4	45,72	1,84	16,72	3,09	7,73	0,17	7,69	7,48	3,07	1,08	0,321	4,72	0,66	<0,05	99,63
№	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Hm	Il	Tn	Ru	Ap			
1	9,89	7,15	36,47	18,4		10,56		11,2	0,38	0,66	1,47	0,67			
2	3,74	6,03	37,23	20,3	8,9	9,35		10,64	0,4	3,72		0,57			
3	1,62	3,01	35,96	21,72	7,24	9,59		14,92	0,34	5,64		0,71			
4		6,74	27,33	30,22	0,49	14,74	3,65	12,31	0,36	4,29		0,8			

Примечания: авторские номера: 1 – 2009/71; 2 – 2001/27,5; 3 – 1981/215; 4 – 7/1903.

Берёзовская ассоциация вулканоплутоническая раннекаменноугольная включает более разнообразный, чем греховская, спектр магматитов, образовавшихся в результате сложной эволюции материнских магм в промежуточных очагах. Характер эволюции, ее продолжительность существенно варьировали в конкретных структурах. Это породило многообразие берёзовских магматитов, часто приближающихся по своим свойствам к греховским. Наиболее глубоко дифференцированы магматиты Магнитогорского палеовулканического поднятия, резко отличающиеся от греховских. В составе ассоциации – **берёзовский комплекс трахибазальт-трахиандезиобазальт-риолитовый вулканический**, включающий вулканиты берёзовской свиты, берёзовские экструзивные и субвулканические образования и большой объем интрузивных образований, объединенных в куйбасовский и мосовский комплексы.

Берёзовские экструзивные образования раннекаменноугольные (C₁br) на поверхности представлены куполами риодацитов и риолитов. Рядом глубоких скважин вскрыты также купола трахириодацитов и трахиандезитов. Породы близки вулканитам свиты, часто окварцованы, серицитизированы.

Берёзовские жерловые образования раннекаменноугольные (C₁br), представленные лавобрекчиями трахиандезиобазальтов порфировых пироксен-плагиоклазовых, вскрыты на юго-западе площади скважиной 1 [120] на глубине 1 979–2 023 м (забой).

Берёзовские субвулканические образования раннекаменноугольные (C₁br) в виде штоков, силлов и даек базальтов, обычно с офитовыми структурами, а также риолитов, риодацитов, реже дацитов, трахириолитов, трахириодацитов широко развиты в Магнитогорской подзоне. Они залегают среди образований берёзовской свиты, идентичны по составу вулканитам последней.

Куйбасовский комплекс габбро-диорит-гранитовый раннекаменноугольный (C₁k) максимально полно проявлен на Магнитогорском палеовулканическом поднятии, где тела его прорывают преимущественно верхнедевонские породы, метаморфизируя их. Породы комплекса развиты во всех массивах Магнитогорской группы интрузий, в пределах которых они сложно сочетаются с магматитами других комплексов магнитогорской серии и прорывают преимущественно породы шумилинской свиты, новоивановской и аблязовской толщ, «проходя» на южном окончании Магнитогорского палеовулканического поднятия в низы берёзовских образований. Выделяются две фазы: первая существенно габброидная, вторая – гранитоидная. На современном срезе площадь развития пород комплекса очень ограничена. На севере Куйбасовского массива выходит несколько штокообразных тел габброидов первой фазы комплекса общей площадью около 10 км². Гранитоидами второй фазы полностью сложен лакколитоподобный Алексеевский массив площадью около 10 км², где они прослежены скважинами на глубину более 1 км, довольно значительна их роль в Магнитогорском массиве, где их количество нарастает с глубиной. В других массивах выходы пород комплекса не превышают 1 км в поперечнике. На глубине их роль значительно больше, а ниже 3–5 км они, вероятно, доминируют в структуре

Магнитогорского палеовулканического поднятия. Обширная аномалия силы тяжести и магнитного поля позволяет предполагать резкое преобладание на глубоких срезах габброидов первой фазы. Последние в комплексе чрезвычайно разнообразны (табл. 20): наряду с нормальными габбро, габбро повышенной щелочности и титанистости с габбровыми структурами, а также диоритами развит большой объем существенно кумулятивных образований. В них велики колебания соотношений плагиоклаза и авгита при важной роли оливина, ортопироксена, диопсид-авгита, титаномагнетита, ильменита. Иногда они представляют собою почти мономинеральные породы. В числе разновидностей – существенно титаномагнетитовые габброиды, иногда почти мономинеральные, представляющие собой залежи богатых железных руд. Отмечены существенно оливковые породы: оливковые клинопироксениты, верлиты и лерцолиты. Наиболее типичными являются лейкократовые оливковые габбро, мезократовые оливковые габбро, габбро оливковые высокожелезистые, встречаются габбро-нориты. В соответствии с колебанием содержания магнетита резко меняются магнитная восприимчивость и плотность, чаще высокие. В составе второй фазы наиболее широко развиты гранодиориты, реже встречаются кварцевые диориты и граниты нормальной щелочности, иногда переходящие в гранитоиды несколько повышенной щелочности. Обычно породы порфировидны с выделениями табличек плагиоклаза размером до 1 см (в породах Алексеевского массива). Характерно обрастание таблиц плагиоклаза каймой калиевого полевого шпата (часто пертита).

Таблица 20

Характерные составы пород куйбасовского габбро-диорит-гранитового комплекса

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	72,92	0,27	13,36	1,12	1,51	0,04	0,96	1,75	3,54	3,90	0,056	0,70	<0,40	<0,10	100,13
2	67,98	0,48	14,76	2,00	1,96	0,07	1,41	3,20	3,84	2,88	0,109	0,68	<0,40	<0,10	99,37
3	63,31	0,72	16,15	2,04	3,04	0,10	2,37	4,80	4,00	2,09	0,183	0,80	0,66	<0,10	99,60
4	51,10	0,84	10,64	1,39	3,50	0,16	9,73	17,55	2,10	0,41	0,037	2,20	<0,40	<0,10	99,66
5	48,50	3,24	13,60	3,11	5,02	0,33	7,11	14,92	2,56	0,35	0,09	1,10	0,20	0,13	99,93
6	47,59	0,31	24,80	0,71	2,39	0,07	5,18	14,13	2,23	0,41	0,031	1,50	0,20	0,12	99,35
7	47,56	0,40	16,23	2,56	3,64	0,10	10,14	15,65	1,43	0,68	0,026	1,42	<0,40	<0,10	99,84
8	47,50	0,25	22,72	1,20	1,95	0,08	5,27	16,38	1,84	0,68	0,022	2,32	0,20	0,05	100,21
9	46,80	0,82	23,15	2,24	4,17	0,08	6,85	10,31	2,88	0,70	0,119	1,86	<0,10	<0,10	99,97
10	45,35	1,88	12,90	6,81	6,48	0,21	6,86	15,53	1,72	0,80	0,068	1,86	<0,40	0,17	100,47
11	45,26	0,64	18,53	2,96	6,57	0,14	12,38	8,69	2,40	0,30	0,103	2,02	<0,40	0,11	99,99
12	43,09	0,56	13,31	3,13	6,68	0,15	18,89	7,85	1,57	0,64	0,12	2,12	н.о.	н.о.	98,21
13	42,88	0,71	8,75	3,67	7,34	0,27	25,73	4,17	1,03	1,67	0,146	3,00	<0,40	0,12	99,37
14	37,77	2,36	13,17	12,13	10,16	0,16	3,20	17,44	0,20	0,04	0,08	2,66	0,80	0,44	99,37
№	Q	C	Or	Ab	An	Di	Wo	Hy	Ol	Hm	Il	Tn	Ru	Ap	Ne
1	32,38	0,27	23,05	29,95	8,32	0	0	2,39	0	2,80	0,09	0	0,22	0,13	
2	26,1	0	17,02	32,49	14,54	0	0	3,51	0	4,18	0,15	0,44	0,22	0,26	
3	19,32	0	12,35	33,84	19,94	0,44	0	5,7	0	5,42	0,21	1,49	0	0,43	
4	0,11	0	2,48	18,19	18,91	52,81	0	0,37	0	5,42	0,34	1,67	0	0,09	
5	0,5	0	2,07	21,66	24,59	30,25	0	3,68	0	8,69	0,7	7,04	0	0,21	
6	0	0	2,48	19,29	57,67	10,06	0	1,82	4,68	3,42	0,15	0,59	0	0,07	
7	0	0	4,08	12,27	36,45	32,09	0	0,81	6,98	6,71	0,21	0,73	0	0,06	
8	0	0	4,10	11,20	52,82	23,77	0	0	3,17	1,78	0,48	0		0,05	2,54
9	0	0	4,20	24,87	49,11	0	0	3,28	9,88	7,00	0,17	1,59	0,09	0,28	
10	0,13	0	4,79	14,81	25,45	36,2	0	0,43	0	14,21	0,47	4,05	0	0,16	
11	0	0	1,83	20,73	39,69	1,53	0	10,69	14,07	10,48	0,32	1,18	0	0,24	
12	0	0	3,9	13,79	28,53	7,6	0	8	26,24	10,98	0,34	0,98	0	0,31	
13	0	0	10,23	9,05	14,87	3,24	0	12,26	36,95	12,28	0,6	1,04	0	0,36	
14	5,75	0	0,24	1,78	36,11	17,78	9,25	0	0	24,22	0,36	5,52	0	0,19	

Примечания: 1 – 2012/142,5 – гранит; 2 – 2012/142 – гранодиорит; 3 – 2015/822 – кварцевый диорит; 4 – 1391/546 – габбро меланократовое «безмагнетитовое»; 5 – 1391/819.7 – габбро мезократовое; 6 – 1391/647 – габбро лейкократовое; 7 – 1391/515 – габбро с незначительным содержанием титаномагнетита; 8 – 1391/478 – габбро лейкократовое; 9 – 9/560 – оливковое лейкогаббро; 10 – 1391/203 – габбро оливковое; 11 – 9/539 – оливковое лейкогаббро; 12 – 7/1387 – оливковое меланогаббро; 13 – 7/1231 – верлит; 14 – Б1919/187 – феррогаббро.

Железистые и оливковые габброиды куйбасовского комплекса, очевидно, комплементарны базальтоидам берёзовской свиты, обедненным (по отношению к первичным магмам) Fe, Ti (часто совершенно не содержат титаномагнетита), Mg и обогащенным K, Si, Al, литофильными

редкими элементами, легкими лантаноидами относительно тяжелых и т. д.

В состав комплекса решением НРС включены также дайки и штоки тоналитов и плагиогранитов, развитые в основном на южном окончании Магнитогорского массива, и вскрытые карьерами Магнитогорского железорудного месторождения, где они прорывают верхнедевонские отложения. Изредка они отмечаются севернее и южнее, в «надынтрузивной» части глубоко погруженной Магнитогорской интрузии, прорывая вулканиты берёзовской и греховской свит. Наиболее крупный (300×800 м) шток плагиогранитов развит на юго-западном склоне г. Узьянка. Он вскрыт здесь многочисленными уступами Главного карьера месторождения. Пересекая габброиды богдановского и куйбасовского комплексов, плагиограниты пересечены умереннощелочными гранитами мосовского комплекса. Плагиогранит-порфиры, тоналит-порфиры резко выделяются среди других гранитоидов серии наличием оплавленных вкрапленников кварца. Их основная масса часто сферолитовая, нередко, гипидиоморфнозернистая мелкозернистая. Плагиогранитоиды очевидно являются продуктами кристаллизации коровых магм, выплавление которых могло быть инициировано термальным влиянием крупного очага мантийной базальтоидной магмы. Они, видимо, комагматичны части кислых вулканитов берёзовской свиты. Эти образования выделялись ранее в качестве узьянского комплекса тоналит-плагиогранитового раннекаменноугольного [120], включенного и в серийную легенду, по нашему мнению его следует «вернуть» на карту данного листа, где находится его петротип.

Описанные же выше образования собственно куйбасовского комплекса по преобладающим в его составе породам точнее называть габбро-гранодиоритовым.

Мосовский комплекс кварцевых монцонитов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов раннекаменноугольный (С₁т) на современном эрозионном срезе слагает большую часть Магнитогорской группы интрузий: почти весь Мосовский массив, большую часть массивов г. Грань, Куйбасовский и Магнитогорский. Преимущественно этмолитоподобные, реже пластовые тела пород комплекса быстро выклиниваются с глубиной. Поэтому на глубинах более 1 км объем его пород значительно меньше, чем объем пород богдановского и куйбасовского комплексов. Породы комплекса прорывают преимущественно образования верхнего девона. Мосовский массив на юго-западе прорывает отложения берёзовской свиты. Выделяются две фазы. Резко преобладают кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты первой фазы. Умереннощелочные граниты и микролейкограниты второй – развиты более ограниченно, их наиболее крупное тело прорывает породы первой фазы в центре Мосовского массива.

Кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты в основном мелкозернисты, в Мосовской интрузии – мелко-среднезернисты и резко порфировидны. Основу структуры пород, в отличие от близких по составу образований куйбасовского комплекса, составляют многочисленные беспорядочно расположенные «брусочки» кислого плагиоклаза размером до 1,5–3 мм. Порфировидные выделения, размер которых достигает 1 см, в ядрах сосюритизированы, окружены каймой пертита. Между таблицами плагиоклаза развиты микропегматитовые тонкие и правильные сростки кварца и калиевого полевого шпата, рассеяны бурая роговая обманка, редкие зерна пироксена, биотита, магнетита, апатита, циркона, сфена. Умереннощелочные граниты отличаются от пород первой фазы большим количеством микропегматита и меньшим содержанием роговой обманки. Гранитоиды мосовского комплекса отличаются от куйбасовского резким, часто почти троекратным, преобладанием Na над K. Нельзя исключить, что это связано, наряду с общим накоплением щелочей в ходе эволюции изначально субщелочной магмы, со смешением с коровой плагиогранитной магмой, представленной «узьянскими» плагиогранитоидами (хотя это достаточно маловероятно). С мосовским комплексом связаны дайки микролейкогранитов, гранит-порфиров, микрогранитов. По серии образцов комплекса изохронным рубидий-стронциевым методом получены следующие параметры: T – 333±4 млн лет, I_{Sr} – 0,70313±9 [50]. Самарий-неодимовым методом получен возраст 330±20 млн лет [51]. Таким образом, комплекс уверенно датируется ранним карбоном.

Породы обеих фаз прорваны небольшими телами и дайками умереннощелочных микрогаббро, кварцевых монцонит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых сиенит-порфиритов, граносиенит-порфиритов, умереннощелочных гранит-порфиритов, микрогранитов и гранит-порфиритов, умереннощелочных лейкогранит-порфиритов, микролейкогранитов, микрогранит-порфиритов. Они развиты среди всех комплексов магнитогорской серии. Эти тела и дайки редко выходят за пределы массивов, повторяя по составу серию вмещающих их пород. Внедрение этих тел, вероятно, мало оторвано во времени от них и мы относим их к завершающему этапу становления мосовского комплекса. Основной особенностью тел является неполная кристалличность, близость по облику вулканитам. Особенно много их в Мосовском массиве, на юге которого они хорошо изучены в районе г. Железнодорожная. Эти породы, в силу их широкого распространения и специфического облика, целесообразно выделить в самостоятельный ком-

плекс магнитогорской серии. Наиболее целесообразно выделять эти образования в качестве железнородожненского комплекса по названию петротипа, расположенного на характеризуемой территории, на юге Московского массива. Однако он под этим названием выделен в легенде Южно-Уральской серии в качестве ранне-позднепермского, что необходимо изменить.

В целом, в составе берёзовской вулканоплутонической ассоциации преобладают магматиты, для которых характерны: повышенная К-На щелочность, повышенные содержания Ti, бедность сидерофильными и обогащенность литофильными элементами, высокое содержание РЗЭ при преобладании легких над тяжелыми. Эти и ряд других особенностей позволяют сопоставить эти магматиты с субщелочными калиево-натриевыми сериями «зрелых» и «развитых» островных дуг [7].

Интрузии берёзовской вулканоплутонической ассоциации сопровождаются широко развитыми роговиками, скарнами, пропилитами, прежде всего, магнетитовыми, создающими ореолы вокруг скарново-магнетитовых залежей. Реже встречаются вторичные кварциты и кварц-серцитовые метасоматиты.

Полоцкий комплекс трахибазальт-трахириолитовый вулканический раннекаменноугольный развит в Уйско-Новооренбургской зоне. Помимо *вулканитов полоцкой толщи* представлен *полоцкими субвулканическими образованиями раннекаменноугольными (C₁pl)* – дайками метатрахибазальтов с апоофитовой структурой, залегающими среди пород копаловской толщи, но аналогичными по химизму базальтоидам полоцкой, и дайками метатрахириолитов, рассекающими отложения полоцкой толщи и аналогичными кислым вулканитам ее. Комплекс является аналогом греховского и берёзовского вулканических комплексов Восточномагнитогорской зоны.

Берёзиновский комплекс трахибазальтовый вулканический раннекаменноугольный представляет собой, вероятно, аналог греховского вулканического комплекса в Кочкарско-Адамовской зоне. Помимо *вулканитов берёзиновской толщи* представлен одноименными *берёзиновскими субвулканическими образованиями (C₁bn)*, слагающими единственное тело метаморфизованных, но часто с довольно хорошо сохранившейся апоофитовой структурой метатрахибазальтов (табл. 21).

Таблица 21

Составы пород берёзиновских субвулканических образований

№	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	ппп	CO ₂	S	Σ
1	51,61	2,00	16,74	3,80	6,63	0,16	3,94	5,43	5,90	0,40	0,52	2,66	0,20	0,10	99,79
2	48,76	1,86	16,02	2,48	7,36	0,16	7,30	9,56	3,60	0,20	0,38	2,66	0,20	0,10	100,26
3	47,50	1,37	18,75	2,25	6,88	0,14	6,39	9,48	3,55	0,28	0,24	3,06	0,20	0,10	99,89
4	46,73	1,52	17,18	2,69	6,91	0,15	8,10	10,67	2,63	0,26	0,20	2,96	0,20	0,10	100,00
№	Q	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Hm	Il	Tn	Ap				
1	0,28	2,42	51,36	18,56	1,79	9,28	0,00	11,50	0,34	4,61	0,12				
2	0,17	1,18	31,22	27,63	11,45	13,32	0,00	10,92	0,34	4,24	0,09				
3	0,00	1,71	31,05	35,50	6,68	8,78	3,19	10,22	0,30	3,07	0,05				
4	0,00	1,60	22,93	35,34	11,07	14,08	1,11	10,68	0,32	3,44	0,05				

Примечания: 1 – А-146/31, 2 – А-147/28,8, 3 – А-149/45, 4 – А-148/43. Данные: [88].

Кассельский комплекс монцогаббро, монцодиоритов и умереннощелочных гранитов раннекаменноугольный (C₁ks) слагает Кассельский массив площадью около 60 км². Он выделяется резко повышенными полями силы тяжести (до 36 мГал) и магнитного (до 3 000 нТл). Мощность существенно габбрового на глубине массива, вероятно, достигает порядка 5 км, роль гранитоидов с глубиной, скорее всего, падает. Породы комплекса прорывают образования среднедевонских александринской толщи и гумбейской свиты, которые в экзоконтакте часто ороговикованы, нередко скарнированы и амфиболизированы. На севере породы описываемого комплекса по тектоническому нарушению контактируют с более древними гранитоидами северокассельского комплекса, в целом погружаясь под них. В южной и восточной половине массива присутствует большое количество мелких ксенолитов кровли, которые большей частью превращены в роговики.

Становление пород комплекса происходило в две фазы. В составе первой на поверхности преобладают монцодиориты и кварцевые монцониты, постепенно, с ростом содержания роговой обманки, переходящие в амфиболовые монцогаббро среднезернистые, чаще субофитовые с небольшой примесью кварца и калиевого полевого шпата в интерстициях (часто в микропегматитовых сростаниях). Акцессорные – апатит, сфен, титаномagnetит, лейкоксен. Вторая фаза

представлена мелко-среднезернистыми умереннощелочными роговообманковыми гранитами и лейкогранитами, реже граносиенитами. Гранитоиды прорывают породы первой фазы, иногда слагая цементирующую массу интрузивных брекчий, где обломки представлены габброидами. Для гранитоидов характерно преобладание микропегматитовых структур и мощные зоны мелкозернистых пород, что указывает на гипабиссальный характер интрузии. Аксессуары – апатит, сфен, магнетит.

Дайки пород кассельского комплекса прорывают образования турнейского северокассельского комплекса. Б. В. Беляцким по нашим пробам получена изохрона: $T = 328,1 \pm 4,3$ млн лет, $СКВО = 2,77$, $J_{Sr} = 0,70368 \pm 25$. Породы комплекса характеризуются повышенным содержанием Ti , Fe , $P3Э$, особенно легких, Th , Zr , Hf , повышенной щелочностью Na типа, при пониженном содержании Sr .

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

На площади листа развиты небольшие массивы коллизионных I-гранитоидов балканского комплекса и жилы пегматитов джабыкско-санарского комплекса. Довольно многочисленны маломощные жилы лампрофиров, нередко близких лампроитам.

Балканский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый позднекаменноугольный (C_3b) включает в себя умереннощелочные гранитоиды ряда небольших штокообразных массивов, интродуцировавших отложения среднего и верхнего девона и раннего карбона на юго-востоке Гумбейской подзоны. Наиболее крупные из них – Новобуранный и Балканский – резко асимметричны, с ярко выраженным субширотным удлинением. Им, особенно первому, наиболее крупному, площадью около 15 км^2 , соответствуют отрицательные аномалии поля силы тяжести, осложняющие его субмеридиональную градиентную зону. Кроме них известны выходы еще ряда очень мелких тел, самое северное из которых находится в районе оз. Башкирское. Контакты массивов – крутые, отчетливо рвушие, с многочисленными инъекциями и апофизами. Комплекс – двухфазен. Монцодиориты, монцониты, реже сиениты, монцогаббро, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты первой фазы наиболее хорошо обнажены в небольшом массиве близ устья р. Солодянка, но развиты и в других массивах. Они характеризуются резко повышенной щелочностью (умереннощелочные). Это – серые мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза – 15–50 %, пертитового калиевого полевого шпата – 10–50 %, клинопироксена – 10–25 %, биотита – 3–15 %, амфибола – 5–20 %, оливина – от 0 до 10–15 % (в монцогаббро), кварца – от 0 в монцогаббро и наиболее основных монцонитах, до 5, редко – 10 %. Аксессуары – апатит, титаномагнетит, сфен, эпидот. По мнению редактора породы Солодянского массива следует выделить в самостоятельный солодянский комплекс щелочных габброидов и сиенитов позднекаменноугольно-раннепермский. На наш взгляд эти породы не отличаются от аналогичных по кислотности пород других массивов комплекса и образуют единый ряд с более кислыми породами.

Породы второй фазы, преобладающие в большинстве массивов, – граносиениты и умереннощелочные граниты биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые – характеризуются менее резко повышенной щелочностью, чем образования первой фазы. Состоят из плагиоклаза (олигоклаза, реже андезин) – до 50 %, щелочных полевых шпатов (ортоклаза, пертит, редко микроклин) – 25–30 %, кварца – 15–25 %, темноцветных (биотит, роговая обманка, редко клинопироксен) – 5–10 %. Аксессуары – апатит, сфен, титаномагнетит. В целом очевидно, что ряд пород комплекса образовался за счет дифференциации, которая шла с обогащением расплавов кремнеземом и относительным обеднением калием в результате ранней кристаллизации высокотемпературных щелочных полевых шпатов. Выходам пород первой фазы отвечают слабые положительные аномалии магнитного поля. Преобладающим на поверхности гранитоидам второй фазы отвечают значения полей близкие к нулевым. На глубине, вероятно, размеры тел комплекса – значительно больше.

В Новобуранном массиве присутствуют ксенолиты размером от 0,5–1 см до 0,5–10 м шонкинитов, состоящих из клинопироксена (40–55 %), биотита (30–40 %), ортоклаза (3–5 %), оливина (1–5 %) и апатита (до 3 %), а также титаномагнетита, пирита, сфалерита, блеклой руды, рутила, эпидота.

Для гранитоидов характерны относительно низкая кремнеземистость при повышенной титанистости, кальциевости и щелочности калиево-натриевого типа, повышенные концентрации ряда микроэлементов (г/т): Li (10–39), Ba (1 000–12 000), Cr (48–200), Ni (25–150), Cu (30–110), Zn (30–170), Pb (19–72), Ag (0,1–0,76), Sn (1,8–3,5), Rb (90–200), Sr (290–1 490), Mo (3,7), Be (5), U (10), Th (11–41), Nb (16), при умеренных содержаниях V (17–50), Co (10–30), Ga (14–17), Sc

(4–18), Zr (47–110), Y (10–18). Содержания РЗЭ достаточно высокие при отчетливом преобладании легких. В частности, кварцевый монцодиорит из первой фазы (обр. 5048-7) содержит: La – 44, Ce – 95, Nd – 42, Sm – 6,9, Eu – 1,9, Tb – 0,98, Yb – 1,7, Lu – 0,24. В целом особенности гранитоидов балканского комплекса позволяют отнести их к «I-типу» [43]. В пользу этого также свидетельствует их отчетливая редкометалльная специализация [66].

Породы основных фаз комплекса прорваны большим количеством даек сиенитов и кварцевых сиенитов, гранит-порфиров и лейкогранитов, прослеженных также за пределами массивов. Присутствуют постмагматические кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-полевошпатовые жилы с сульфидами. В приконтактных зонах вмещающие породы ороговикованы, скарнированы, иногда рассланцованы. Развиты гумбеиты, роговообманково-полевошпат-кварцевые, родонит-гранат-кварцевые, гранат-кварцевые, амфибол-гранат-кварцевые, гиперстен-биотит-полевошпатовые роговики и скарнированные породы. С гранитоидами связаны руды вольфрама и золота золото-шеелит-кварц-гумбеитовой формации и скарнового типа.

Возраст гранитоидов Новобуранного массива по двум цирконовым датировкам альфа-свинцовым методом определен как 290 ± 25 и 320 ± 30 млн лет [39]. Калий-аргоновым методом получена датировка 283 млн лет [99], а в последние годы А. А. Краснобаевым – ряд датировок в диапазоне 278–325 млн лет. В. М. Горожаниным по пробам пород комплекса из Новобуранного массива рубидий-стронциевым изохронным методом рассчитан возраст 285 ± 5 млн лет при $I_{Sr} = 0,70405 \pm 0,00007$, СКВО – 1,61. По совокупности проб Новобуранного, Солодянского и Балканского массивов получены близкие данные, но с большими отклонениями: T – 289 ± 13 млн лет, $I_{Sr} = 0,70404 \pm 0,00005$, СКВО – 6,27.

К балканскому комплексу мы относим также жилы и дайки микрогаббро повышенной щелочности, ультракалиевых умереннощелочных гранит-порфиров и микрогранитов, пересекающие все образования раннекаменноугольной магнитогорской серии вулканоплутонических ассоциаций в Магнитогорской подзоне. Раньше эти жилы и дайки выделялись под названием желтинского комплекса позднего карбона–перми [120]. Учитывая слабую изученность этих образований, на наш взгляд, более объективным является показ их в качестве самостоятельного желтинского комплекса, который необходимо, в связи с этим, ввести в серийную легенду.

Джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый раннепермский ($P_1 ds$) развит в Кочкарско-Адамовской зоне в районе пос. Слюда. Он представлен на площади листа жилами гранитных пегматитов, аналогичных телам и дайкам их в Джабыкском массиве южнее площади. Наличие крупной гравиметрической аномалии позволяет предполагать развитие здесь гранитоидов этого комплекса на больших глубинах. Полученные южнее изотопным Rb-Sr методом данные указывают на раннепермский возраст гранитоидов комплекса при невысоком $I_{Sr} = 0,704463 \pm 0,000560$ [50]. В пределах площади проявлен ореол мусковитизации, окварцевания, калишпатизации, связанных с комплексом. Среди пород надынрузивной зоны часто развиты зоны кварц-мусковитовых бластомилонитов и бластокатаклазитов.

На взгляд авторов, к самостоятельному гранит-лейкогранитовому комплексу (коровым S-гранитоидам) в пределах Джабык-Суундукского блока можно отнести лишь мелкие тела лейкогранитов, развитые в северном обрамлении Джабыкской интрузии южнее площади работ, где им сопутствуют зоны мигматизации. Большая же часть него сложена довольно протяженной серией умереннощелочных пород – дифференциатов мантийных магм. В целом комплекс следует отнести к комплексу граносиенитов-умереннощелочных гранитов и отнести либо к кацбахскому, либо к степнинскому.

Калымбаевский комплекс лампроит-лампрофировый дайковый раннетриасовый? ($\chi T_1 ? k$) представлен многочисленными (многие десятки) маломощными (десятки сантиметров – первые метры) жилами лампроитоидов и лампрофиров, прорывающими все палеозойские образования. Простираение жил обычно северо-запад-западное, падение крутое субвертикальное, чаще южное.

Выделяется закономерный ряд лампрофиров. Крайний их тип представляют лампроитоиды, известные преимущественно в районе месторождения Малый Куйбас. Породы порфировидны, иногда с отчетливо проявленной лампрофировой структурой, обусловленной идиоморфизмом слюды. При большом разнообразии, по петрографическим особенностям выделяются оливин-флогопитовые, диопсид-санидин-флогопитовые и лейцит-диопсид-флогопитовые [26]. Иногда отмечаются породы, весьма обогащенные оливином (до 30 %), соответствующие по химическому составу ультраосновным разновидностям. Чаще встречаются породы, основная масса которых содержит большое количество калиевого полевого шпата (до 50 %), они обогащены кремнеземом и по химизму соответствуют образованиям среднего состава. Между указанными крайними членами ряда наблюдаются все переходные разновидности. Минералогическим анализом установлены следующие аксессуарные минералы: хромсодержащий диопсид, хромшпи-

нелиды, гранаты, магнетиты и титаномагнетиты, рутил, ильменит, циркон, апатит, различные рудные минералы, в том числе знаки золота, графит, а также единичные кристаллы муассanita. Среди вторичных минералов рентгенографически установлены смектиты, серпентин, моноклинный калиевый полевой шпат, кальцит, барит. По минералогическим критериям [81] охарактеризованные породы близки к лампроитам. Однако отмечается отсутствие типоморфных для алмазонасных платформенных лампроитов минералов: калиевого титанистого рихтерита, прайдерита, вадеита, перовскита, джеппеита, щербаковита, давенита. [25, 16]. От типичных лампроитов эти породы также существенно отличаются по ряду петрогеохимических параметров. Все это заставляет с осторожностью относиться к определению охарактеризованных пород как лампроитов. Поэтому по отношению к ним мы используем менее определенный термин «лампроитоиды» по аналогии с породами, недавно обнаруженными на Камчатке и также внешне похожими на лампроиты [57].

Помимо лампроитоидов в составе комплекса установлены мончикиты – щелочные ультраосновные бесполевошпатовые лампрофиры (здесь и далее по [83]), камптониты – альбитсодержащие лампрофиры основного состава, саннаиты – щелочные существенно калиевые лампрофиры основного состава, минетты – основного, реже среднего состава, порфиридные лампрофиры, керсантиты среднего, реже основного состава [14].

Между выделенными группами лампрофиров существуют постепенные переходы, что отражено в большом разнообразии химического состава. Известны данные, обосновывающие триасовый возраст лампроитоидов [120, 26 и др.]. По серии проб лампрофиров из Александринского рудного района Б. В. Беляцким получена рубидий-стронциевым методом изохрона с параметрами: $T = 308 \pm 15$ млн лет, $J_{Sr} = 0,7046 \pm 1$, СКВО – 1,76. Таким образом, вероятно, что калымбаевский комплекс формировался в течение всего позднепалеозойского этапа развития уралид.

ТЕКТОНИКА

В строении площади отчетливо выделяются два структурных этажа. Верхний представлен прерывистым чехлом рыхлых континентальных отложений небольшой мощности современной Евроазиатской плиты. Территория полностью относится к Восточноуральской зоне для мезозойско–кайнозойского доплиоценового яруса и к Урало-Гумбейской – для большей части четвертичного (за исключением крайнего северо-востока, относящегося к Миасс-Уйской зоне).

Нижний этаж представлен уралидами внутренних зон Уральской аккреционно-складчатой системы, представляющими собою палеозойские преимущественно надсубдукционные образования, претерпевшие неоднократное сучивание и связанное с ним смятие, а также метаморфизм, особенно интенсивные в среднекаменноугольно–раннетриасовое время, когда в условиях максимального сжатия завершалось их формирование с образованием молассоидных формаций, внедрением крупных магматических мантийных масс, сопровождавшегося формированием коровых гранитоидных интрузий. Такое понимание уралид восточного склона Урала по существу является развитием, применительно к современной геологической парадигме, взгляда на регион как на эпизеогеосинклинальную часть Уральской складчатой системы, наиболее последовательно выраженного И. Д. Соболевым с сотрудниками. Согласно этим воззрениям уралиды сформировались в течение длительной ранне-среднепалеозойской эпохи геосинклинального развития, окончательное завершение которой связано с главной фазой складчатости, относящейся по времени, в основном, к позднему палеозою и частью к раннему мезозою (Тектоническая карта..., 1986 г.).

В соответствии с принятым районированием структуры уралид, площадь расположена, в основном, в пределах **Магнитогорской мегазоны**, включая участок Узункыр-Сибайской подзоны Западномагнитогорской зоны (на крайнем северо-западе), Кизильскую, Магнитогорскую, Учалино-Александринскую и Гумбейскую подзоны Восточно-Магнитогорской зоны, Уйскую подзону Уйско-Новооренбургской зоны и небольшой клин южного окончания Сухтелинской зоны. На юго-востоке площадь охватывает западную часть Джабык-Суундукского блока Кочкарско-Адамовской зоны **Восточноуральской мегазоны**.

Это районирование сложной коллизионной структуры территории, как уже давно и справедливо указывалось, «имеет вспомогательное значение» (Тектоника Урала, 1977 г., с. 15) и не соответствует палеозональности. Оно служит, по сути, только лишь для удобства (в том числе обеспечения преемственности) изложения геологического строения ее. Вместе с тем, районирование, в основном, отвечает современному блоковому строению, отраженному в особенностях физических полей.

Современная структура уралид представляет собою коллаж ромбовидных, клиновидных и трапециевидных в плане, трапециевидных и реже клиновидных в разрезе позднепалеозойских блоков, а также пластин и их пакетов. В пределах позднепалеозойских блоков сохранились фрагменты более ранних палеозойских деформаций и первичных структур (особенно характерны разнообразные вулканические постройки). Позднепалеозойские нарушения, ограничивающие блоки, пересекают все палеозойские образования, но прорваны несколькими небольшими телами позднепалеозойских интрузий, морфология которых, очевидно, во многом подчинена плану этих деформаций. Блоки обычно вытянуты в субмеридиональном, преимущественно северо-восточном направлении. Они ограничены субмеридиональными сдвиго-взбросами (как левыми, так и правыми) и субширотными надвигами и взбросами, являющимися, видимо, преимущественно выходами на поверхность срывов на палеограницах верхних (хрупких) и нижних (пластичных) частей палеокоры. Блоки, ограниченные этими нарушениями, имеют предположительно мощность до 5–10 км. Ширина блоков часто сопоставима с их мощностью. В качестве главных структурных подразделений, в основном, выделены наиболее крупные из блоков, объединяющие серии более мелких, с относительно выдержанными особенностями геологического строения.

В пределах площади сгущены преимущественно слабо метаморфизованные образования, отсутствуют породы с многократными деформациями, вызванными пластическим течением. В большинстве случаев в метаморфизованных породах обычно узнаются признаки первичных текстур и структур. Сланцеватость в них, в основном, подчиняется первичной ориентировке слоистости. В зонах поперечного сжатия локальных синклиналильных структур фиксируется поперечный кливаж скольжения. В неоднородных разрезах фиксируются также структуры будинажа относительно хрупких слоев среди сланцев по более пластичным слоям. На крайнем юго-востоке площади, в пределах Кочкарско-Адамовской зоны, породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Значительно шире развита зона пород, преобразованных в фации зеленых сланцев. Довольно выдержана закономерная картина умеренноградиентного метаморфизма с относительно постепенным ослаблением преобразований с юго-востока на северо-запад: от послераннепермского Восточноуральского поднятия к Магнитогорскому прогибу при некотором нарастании метаморфических изменений в блоке карагайской толщи на крайнем севере в центре территории. Таким образом, прослеживается нарастание степени метаморфизма по направлению к крупным массивам коллизионных гранитоидов, расположенных за пределами площади: Джабыкского южнее нее и Ахуновского – севернее. Это вполне объяснимо, поскольку известно, что кристаллизация пород этих массивов имела место в глубинных условиях [41] и, таким образом, примыкающие к ним участки земной коры очевидно выведены на поверхность с глубин более 10–15 км. В зоне эпидот-амфиболитового метаморфизма широко проявлены бластомилониты, полого падающие на северо-запад. Зона развития зеленосланцевой фации характеризуется крайней неравномерностью преобразования пород. Часто интенсивно преобразованы с превращением в зеленые сланцы породы, претерпевшие тектоническую переработку, которые представляют собою бластомилониты и бластокатаклазиты. В ненарушенных породах степень преобразований обычно не высока. Однако все породы выделенной зоны лишены минералов, характерных для пренит-пумпеллиитовой фации, присутствуют лишь минеральные ассоциации, характерные для зеленосланцевой фации. В частности, все тела ультрабазитов превращены в существенно антигоритовые серпентиниты с обильным магнетитом, карбонатные породы мраморизованы, кремнистое вещество преобразовано в микрокварцевые агрегаты.

В составе уралид выделяются связанные закономерными взаимопереходами латеральные и вертикальные ряды структурно-вещественных и плутонических комплексов: ордовикско-силурийский, девонско-среднекаменноугольный (домосковский) и среднекаменноугольно-раннетриасовый. Эти ряды отражают, очевидно, наиболее крупные этапы формирования палеозойско-раннемезозойской аккреционно-складчатой структуры Южного Урала. С позиций учения о циклическом развитии геосинклиналильных систем они обычно рассматриваются как структурные ярусы. Выделение их затруднено интенсивной нарушенностью геологических формаций, образовавшихся на гигантских пространствах палеоструктур и представленных обычно в современном коллаже блоков лишь своими небольшими фрагментами. Разумеется, они не могли быть установлены лишь на материалах столь ограниченной площади как лист масштаба 1 : 200 000, уступающей любой из палеозон по размерам. Это сделано на основе общерегиональных построений неоднократно выполненных путем сопоставления развитых на Южном Урале образований со структурно-вещественными комплексами современных типовых геодинамических обстановок, анализа фрагментов ненарушенных границ формаций, их взаимопереходов как для Урала в целом (Тектоника Урала..., 1977 г., [74], Зоненшайн, Кузьмин, 1990 г. и др.), так и для южной части него [34, 35, 44 и др.].

В составе ордовикско-силурийского ряда комплексов центральное место занимают образования астафьевской вулканоплутонической ассоциации. На современном эрозионном срезе она развита в Джабык-Суундукской блоке. Слюдинская толща ее, не смотря на существенный метаморфизм пород, реконструирована в качестве базальт-андезитовой формации, характерной для островодужной обстановки. Судя по преимущественно монотонному набору в составе этой толщи метавулканитов выдержанного состава, небольшому участию метаосадочных отложений, на территории листа развиты образования околожерловой и промежуточной вулканических зон с преимущественно эксплозивным типом извержения. Это хорошо соответствует тому, что в центре ареала развития слюдинских метавулканитов развит крупный Астафьевский массив (петротип астафьевского плутонического комплекса), который, судя по сильной дифференцированности его состава, при преобладании в нем (на глубине) габброидов и обилии пород среднего состава, мантийному островодужному первичному отношению изотопов стронция, очевидно маркирует крупный глубокоэродированный центр раннепалеозойской вулканоплутонической деятельности.

Мы полагаем, что породам этой ассоциации, как по возрасту, так и составу, довольно близки

образования нижегородской вулканоплутонической ассоциации в составе карагайской толщи и нижегородского интрузивного комплекса, развитые в Восточномагнитогорской зоне. От астафьевской ассоциации они отличаются большей долей осадочных пород в разрезе карагайской толщи по сравнению со слюдинской. В целом, карагайская толща представляет флишоидную кремнисто-вулканогенную формацию шлейфа, вероятно, тылового склона вулканической палеогряды. Однако, в соответствии с решением НРС, эти образования отнесены к девонско-среднекаменноугольному ряду комплексов.

Ограниченно развита на площади раннепалеозойская рымникская флишоидная вулканогенно-осадочная формация. Слагающие ее, в основном, турбидиты (главным образом тефротурбидиты) состоят, преимущественно, из переотложенной андезитоидной тефры (очевидно тефры слюдинских извержений), и, в меньшей степени, вулканотерригенного материала [14]. Судя по фациальным особенностям и весьма большой (порядка 4 км) мощности (южнее площади, где она имеет более широкое развитие), формация представляет образования преддугового бассейна, примыкавшего к подножью вулканической гряды.

Шире развита куликовская офиолитовая ассоциация, которую можно сопоставить с образованиями раннепалеозойского задугового бассейна. Она представлена почти исключительно лишь серпентинитами куликовской дунит-гарцбургитовой формации. Метавулканиды и метагабброиды ее зафиксированы лишь в виде небольших «отторженцев» в Куликовском массиве.

Ордовикско-силурийский ряд формаций дополняется другими комплексами широко известными на Южном Урале за пределами площади [34, 35]. В него входят: метатерригенные образования континентального склона и его подножья суваянского комплекса; поляковская ордовикская офиолитовая ассоциация и ее аналоги как ордовикские (включая куликовскую), так и силурийские, принадлежащая по ряду признаков к образованиям спрединговых зон задуговых морей [68]; кремнистая и глинисто-кремнистая формации глубоководных бассейнов, связанные постепенными переходами с офиолитовой ассоциацией, характерными представителями которых являются ордовикская новооренбургская толща и силурийская булатовская толща, ордовикская флишоидная кремнисто-вулканогенная лесная формация, установленная [14] южнее площади исследований (объединена решением НРС с образованиями глинисто-кремнистой новооренбургской формации в единую новооренбургскую толщу). Этот ряд комплексов достаточно полон и сопоставим с типовым для обстановок активной островодужной окраины континента.

На площади листа внутренняя структура комплекса сильно нарушена: он разбит на ряд пластин, связанных, в основном, с позднепалеозойскими деформациями. Взаимоотношения ордовикско-силурийского и девонско-раннекаменноугольных рядов структурно-вещественных и магматических комплексов обычно тектонические. Локально проявлено несогласное залегание на первых верхневизейской солнечной толще. Южнее площади листа на этой границе зафиксировано угловое несогласие [14]. В последние годы доказано участие (возможно резкое преобладание) пород охарактеризованного ордовикско-силурийского ряда в составе максютовского метаморфического комплекса расположенной значительно западнее площади зоны Уралтау (Захаров, Мавринская, 1994 г. и др.), примыкающей с запада к Магнитогорской мегазоне. В нем зафиксирован эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм на рубеже около 400 млн лет (начала раннего девона) [27]. Очевидно, что подобный метаморфизм был связан с крупными тектоническими перемещениями раннепалеозойских комплексов, однако на площади листа эклогит-глаукофансланцевых образований не установлено. Свидетельством крупной перестройки геологической обстановки на рубеже силура и девона служит также широкая распространенность раннедевонской офиолитовой ассоциации.

В составе девонско-среднекаменноугольного латерально-вертикального ряда комплексов, доминирующего на площади, как и в целом на восточном склоне Южного Урала, представлены в основном магматические образования, группирующиеся в вулканические комплексы, вулканоплутонические ассоциации и их серии.

Широко развиты образования раннедевонской бриентской офиолитовой ассоциации. Гипербазиты одноименной дунит-гарцбургитовой формации ее, по комплексу признаков характерные для реститовых образований надсубдукционных обстановок, сильно тектонизированы, представляя, по существу, серпентинитовые сланцы. Они тесно ассоциируют с ограниченно проявленными на листе образованиями киембаевской базальтовой формации, характерными для спрединговых зон задугового бассейна [14], особенностью формации является умеренно повышенная натриевая щелочность базальтов и встречающихся реже андезибазальтов, обогащенных K, Rb, Nb, P, Fe, Y и обедненных сидерофильными элементами и т. п. Пачки лав разорваны на отдельные блоки, заключенные в серпентинитовые сланцы. Образования этой ассоциации часто разделяют блоки и пластины образований девонско-среднекаменноугольного ряда комплексов,

что в особенности характерно для серпентинитов. Залегание их меняется от субвертикального до субгоризонтального в зависимости от морфологии ограничиваемых ими блоков. Падения их также разнообразны.

С нижнего девона начинается также разрез сложнопостроенного ряда комплексов, в объеме которого преобладают разнообразные дифференцированные магматические серии, как протяженные, так и короткие, иногда – контрастные, но неизменно несущие признаки генерации и эволюции магм в условиях повышенной в разной степени флюидонасыщенности и, прежде всего, водонасыщенности, что является характерным для надсубдукционных обстановок с преобладающим режимом сжатия, господствующих в островодужных условиях. В основании разреза, очевидно, залегают образования ранне-среднедевонского желкубаевского пикробазальт-базальтового комплекса, представленного, в основном, лавами трещинных излияний. Слагающие его базальтоиды сопоставимы с толеитами фронтальных зон островных дуг, характерных для структур прогиба начальных этапов становления островодужных структур.

Решением НРС на этом же уровне (D_{1-2}) «помещены» образования карагайской толщи, в составе которой преимущественно развиты образования удаленных от вулканических центров зон, широко представлены кремнистые осадки. В составе толщи развиты вулканиды низкощелочной известково-щелочной серии, характерной для обстановок примитивных островных дуг. Их можно сопоставить лишь с образованиями ирендыкской формации, развитой в Западномагнитогорской зоне. По существу, это единственный выход этой формации в Восточномагнитогорской зоне, где подобные образования пока известны лишь на уровне ордовика и силура. На наш взгляд, эти образования являются более ранними (ордовикско–силурийскими).

Центральное место в Восточномагнитогорской зоне занимает средне-позднедевонская базальт-андезит-дацитовая формация гумбейской вулканоплутонической ассоциации и ее аналогов. Вулканиды представлены преимущественно резко порфиоровыми образованиями известково-щелочной петрогеохимической серии повышенной щелочности, характерной для островодужных структур с повышенной мощностью новообразованной земной коры, состоявшей, вероятно, из скученных образований нижедевонской офиолитовой ассоциации и образований раннепалеозойского ряда комплексов (включая, на наш взгляд, и образования нижегородской вулканоплутонической ассоциации, отнесенной необоснованно к девону). Гумбейский базальт-андезит-дацитовый вулканический комплекс слагает, очевидно, фрагменты крупных построек центрального типа с большой массой пирокластических образований. Положительные формы палеорельефа этих построек, очевидно, сопровождалась мощными шлейфами вулканогенно-осадочных пород у своего основания. Наличие последних, подвергшихся последующим деформациям, послужило основанием для выделения некоторыми исследователями олистоформ фаменского возраста [86] с включением в них большей части комплекса. Однако этому противоречит факт идентичности состава и одновозрастности как мелкообломочных пород, принимающихся за матрикс, так и тел массивных вулканидов, выделяющихся в качестве олистоплак. Причем и те, и другие фаменскими не являются. Довольно широко развиты образования лавовых потоков необыкновенно сильно дифференцированы: в пределах элементарного потока мощностью до 10 м породы иногда меняют состав от мелабазальтового до андезитового, а содержание, например, Mg и K колеблется во много раз. Это является свидетельством чрезвычайно высокой флюидонасыщенности «гумбейских» магм. Гумбейская формация сопровождается интрузивными образованиями краснинской габбро-гранодиорит-гранитовой формации, маркирующей, совместно с фациями грубых ксенотуфов и туфов основные вулканические центры.

Базальт-андезит-дацитовая гумбейская формация в низах, на уровне лангурского горизонта, сменяется по латерали одновозрастной риолит-базальтовой карамалыташской формацией, представленной, по преимуществу, вулканидами низкотитанистой толеитовой петрогеохимической серии, характерной для зон растяжения в пределах островных дуг. В составе карамалыташской свиты преобладают базальтоиды зон трещинных излияний. Эта смена происходит через переходную, александринскую, формацию слагающую большую часть Учалино-Александринской подзоны в составе которой, помимо обычных для карамалыташской формации пород, присутствует большой объем производных известково-щелочных расплавов, развиты базальты «промежуточного» типа между известково-щелочными и толеитовыми, много кислых пород – производных палингенной известково-щелочной магмы. Смена формаций лангурского времени имеет место с юго-восток-востока на север-запад-запад.

Для живетской и нижефранской части разреза характерны сокращение относительного объема вулканидов, представленных на этом уровне лишь образованиями известково-щелочной петрогеохимической серии, и высокая доля осадочных (в основном кремнистых) пород. Основные вулканические центры вулканизма известково-щелочной серии локализовались на севере Учалино-Александринской подзоны и «перекрывают» область проявления толеитового вулка-

низма на более древнем (лангурском) уровне.

На верхнедевонском уровне широко развита аблязовская вулканоплутоническая ассоциация с базальт-андезиобазальтовой позднефранской формацией и ее аналогами, представленными преимущественно оливинсодержащими базальтоидами известково-щелочной петрогеохимической серии повышенной фемичности. Вулканиды формации слагают преимущественно постройки центрального типа. В верхах этого уровня она сменяется по латерали с северо-востока на юго-запад образованиями позднедевонско-раннекаменноугольной верхнеуральской вулканоплутонической ассоциации. Пограничные слои франа и фамена представлены чаще высококалийными базальтоидами – начальными членами шошонитовой серии, приуроченными, вероятно, к тектонически ослабленной зоне перехода от тыловодужной к задуговой части островодужной структуры, где они фиксируют зоны растяжения. На несколько более высоком уровне (фамен-турне) развиты только образования шошонитовой верхнеуральской ассоциации. На этом уровне зафиксированы также амагматичные зоны поднятий, в пределах которых развита формация детритовых известняков горы Магнитной.

Структурный план нижне-среднекаменноугольного уровня в основном унаследован от предыдущего. Проявленность рифтогенных зон более отчетлива. Широко развиты образования греховской трахибазальт-трахириолитовой формации с развитием покровов и потоков трещинных излияний относительно слабо дифференцированных умереннощелочных базальтоидов, с которыми резко контрастируют постройки центрального типа кислых умереннощелочных вулканидов с преобладанием в их строении экструзивных куполов и субвулканических тел. Рифтогенный характер образований подчеркивается обилием коагматичных интрузий слабо дифференцированных габброидов богдановского комплекса, созданных большой массой дайкообразных и силлоподобных тел. Между тем, образования, характерные для структур сжатия, по-прежнему проявлены широко. На площади запечатлена наиболее ярко проявленная в регионе структура сжатия – Магнитогорское палеовулканическое поднятие. Морфологически здесь хорошо выражено поднятие фундамента каменноугольного вулканического сооружения, сложенного породами верхнего девона – раннего карбона, в пределах которого зафиксирована система сдвига-взбросов северо-восточного простирания и взбросов и небольших надвигов северо-восточного и, реже, северо-западного падения. Раннекаменноугольные образования этого поднятия – берёзовская вулканоплутоническая ассоциация – представлена в вулканической составляющей преимущественно образованиями извержений центрального типа. Берёзовская свита в пределах поднятия залегает на частично эродированном основании, в то время как на его склонах и за его пределами установлена нормальная стратиграфическая последовательность с выделением всех стратиграфических горизонтов. Магматиты характеризуются существенной дифференцированностью как вулканических образований, так и, особенно, интрузивных составляющих ее, относительной лейкократовостью преобладающих в разрезе берёзовской свиты базальтоидов.

Вулканические структуры раннекаменноугольного времени чередуются с авулканическими зонами с резко преобладающими в разрезе карбонатными отложениями. На востоке территории, в Джабык-Суундукском блоке и в Гумбейской подзоне на уровне разреза верхнего визе зафиксированы локально грубообломочные терригенные образования (солнечная толща в первой и конгломераты в основании разреза греховской свиты во второй), несогласно залегающие на разновозрастных более древних образованиях. Они, как и на Магнитогорском палеоподнятии фиксируют местные несогласия, связанные с формированием локальных поднятий фундамента структур сжатия.

Стратифицированные образования среднекаменноугольно-нижнетриасового ряда структурно-вещественных и магматических комплексов развиты лишь в Агаповской синклинали Лисьегогорского синклинали блока, где они представлены молассоидами среднего карбона, залегающими с небольшим несогласием на различных горизонтах кизильской свиты. Вследствие полного отсутствия обнажений, отчетливого углового несогласия не зафиксировано.

Основной объем ряда представлен мантийными I-гранитоидами балканского и джабыкско-санарского комплексов, а также мелкими жилами лапроитоид-лампрофирового калымбаевского комплекса, сходного с подобными породами Алдана и Испании, относимыми к «коллизии» типу. Южнее листа известны коровые гранитоиды раннепермской гранитной формации. Низкое («островодужное») первичное отношение изотопов стронция в них указывает на отсутствие древних сиалических образований в коре региона.

По данным современных глубинных исследований вся область распространения уралид Южного Урала представляет собою гигантскую асимметричную синформу с ярко выраженным прогибом поверхности Мохо под Магнитогорской мегазоной. Особенности строения земной коры по профилю URSEIS-95 показывают, что территория в целом находится в области макси-

мального нагнетания, вероятно, относительно тяжелых масс горных пород. Выделявшийся издавна Магнитогорский мегасинклиниорий как симметричная структура, в бортах которой выходят идентичные друг другу наиболее древние эвгеосинклинальные образования не подтверждается, в том числе и нашими исследованиями. Вследствие этого территории должна быть охарактеризована последовательно начиная от наиболее крупных к наиболее мелким блокам.

В строении **Магнитогорской мегазоны** участвуют (развиты на современной дневной поверхности) преимущественно образования девонско–среднекаменноугольного и, в меньшей степени, среднекаменноугольно–нижнетриасового рядов структурно-вещественных и магматических комплексов. На наш взгляд, карагайская толща и породы нижегородского массива относятся к более древнему (ордовикско–силурийскому) ряду структурно-вещественных и магматических комплексов. В строении **Джабык-Суундукского блока Кочкарско-Адамовской зоны** участвуют образования всех трех рядов структурно-вещественных и магматических комплексов при абсолютном преобладании наиболее древнего из них – ордовикско–силурийского. Куликовский комплекс последнего полностью слагает Сухтелинскую зону.

Магнитогорская мегазона, за исключением Уйско-Новооренбургской зоны, характеризуется в целом относительно высоким уровнем гравитационного и магнитного полей при большой контрастности их. На сейсмических профилях: Троицком, пересекающем площадь в северной части, и URSEIS-95, проходящем в непосредственной близости от южной границы, установлено, что мощность земной коры ее больше, чем в других уральских структурах этого пересечения и превышает 50 км. Высокая насыщенность разреза мелкими отражающими площадками, при сравнительно постепенном нарастании их количества с глубиной и довольно равномерном распределении, отображает относительно слабую пластичность коры.

Джабык-Суундукский блок характеризуется низким уровнем гравитационного поля. Уровень магнитного поля – преимущественно низкий, контрастность его обычно не высока, хотя участками – существенна. Картина отражений на сейсмическом разрезе – весьма сложная. Контрастно проявлены как слабо отражающие пластичные тела, так и хрупкие тела, дающие множество отражений. Общая картина отражений в обеих мегазонах резко отличается от присущего восточному краю Русской платформы выдержанного «горизонтально-слоистого» их распределения.

Уйско-Новооренбургской зоне на юге, где она занимает переходное положение к Восточно-Уральской мегазоне, соответствует градиентная область гравитационного поля со спадом к последней. На севере ей отвечает самостоятельная область пониженного гравитационного поля. Магнитное поле Уйско-Новооренбургской зоны – контрастное с чередованием положительных и отрицательных аномалий, отвечающим смене линейных блоков разного состава.

Западномагнитогорская зона (ее *Узынкыр-Сибайская подзона*) имеет наиболее простое строение. Снизу-вверх в разрезе сменяются: среднедевонский карамалыташский, среднепозднедевонский улутауский, позднедевонский бугодакский комплексы и позднедевонско-раннекаменноугольная зилаирская свита. Улутауская свита и бугодакская толща этих комплексов разделены верхнедевонской мукасовской свитой преимущественно осадочных пород. Уровень гравитационного поля в пределах зоны имеет тенденцию к понижению на запад, что, очевидно, связано с близостью к Центральноуральской мегазоне, сложенной сиалическими породами, погруженными под Магнитогорскую мегазону. Уровень аномального магнитного поля от нейтральных значений отклоняется не сильно, колебания его часты. От Восточномагнитогорской зоны Узынкыр-Сибайская подзона отделена одной из ветвей важнейшего на площади Западнокизильского сдвига-взброса. Вся территория подзоны относится к Московскому блоку простого моноклинального строения с довольно крутым (40–50°) падением слоев на юго-восток. На взгляд авторов к Западномагнитогорской зоне следует отнести и Бугодакский блок, примыкающий непосредственно с запада к Западнокизильскому разлому. Последний полностью сложен образованиями шумилинской свиты, очевидно, залегающей на бугодакской толще. Он имеет общее синклинальное строение. Вулканогенно-осадочные отложения шумилинской свиты, развитые в его пределах, смяты в мелкие складки с углами падения от 10° до 35°. Проявлена не только продольная, но и поперечная, более ранняя и менее интенсивная, складчатость. На характеризуемом участке Западнокизильский разлом показан довольно условно, он разделяет блоки, сложенные на поверхности образованиями одного вулканического комплекса (шумилинского), что при слабой обнаженности не позволяет оценить роль этого нарушения, разделяющего, меж тем, зоны с резко различным характером основных деформаций. Давно замечено: если на западном крыле его развиты преимущественно линейные складчатые формы, то на восточном наблюдается сложное блоковое строение [46, 34]. Юго-западнее, за рамкой площади, видно, что образования Восточномагнитогорской зоны по этому разлому тектонически сгружены под Западномагнитогорскую.

Юго-восточнее, в Кирсинском блоке *Кизильской подзоны Восточномагнитогорской зоны*, отделенном от Магнитогорской подзоны последней Кизильским разломом, развиты (снизу-вверх) новоивановский позднего девона, шумилинский позднего девона – раннего карбона и берёзовский раннего карбона вулканические комплексы. Блок, зажатый между Западномагнитогорской зоной и Магнитогорской подзоной, сильно смят в продольные, северо-восточной ориентировки, складки, слагая в целом антиклинальную структуру. Ему отвечает заметно пониженный уровень гравитационного поля, усиливающийся юго-западнее площади, где установлено, что в Кизильской подзоне скучена большая масса осадочных пород карбона. Большой части блока отвечает отрицательное магнитное поле небольшой интенсивности. Небольшим повышением его выделяется область распространения новоивановской толщи.

Магнитогорская подзона Восточномагнитогорской зоны отделена с востока от Учалино-Александринской в северной половине площади системой ранневизейских нарушений: субмеридиональным Верхнеуральским сдвиго-взбросом, на юге переходящим во взброс, неоднократно смещенный сдвигами северо-восточного направления и срезанный северо-восточнее Куйбасовского массива позднепалеозойским Сухореченским взбросо-сдвигом, который, в свою очередь, также прерван позднепалеозойским Аблязовским взбросо-сдвигом. Верхнеуральский разлом очень резко проявлен на субширотном участке. На северном фланге месторождения Малый Куйбас он срезает почти под прямым углом крутопадающую на юго-восток моноклираль северного фланга месторождения, имеющую субмеридиональное северо-восточное простирание. Аблязовскому сдвиго-взбросу отвечает обширная градиентная зона гравитационного поля и сложное знакопеременное магнитное поле, в котором фиксируется мозаика мелких блоков, составляющих разломную зону. На поверхности на севере Магнитогорской подзоны преобладают позднедевонско–раннекаменноугольные образования малокуйбасовской серии вулканоплутонических ассоциаций, создающие, вследствие преобладания среди них базальтоидов, а на глубоких уровнях – комагматичных им габброидов, положительную аномалию поля силы тяжести. Залегание пород здесь сравнительно пологое (10–30°, иногда до 45°), развитые на поверхности образования шумилинской свиты смяты как продольно, так и поперечно общему простиранию блока, очевидно фиксируя как субширотное сжатие блока, так и «задавливание» его на юг. На юго-западе доминируют образования магнитогорской серии вулканоплутонических ассоциаций. Вулканогенные образования и гранитоиды последней, на фоне слагающих фундамент их вулканических сооружений тяжелых позднедевонских пород, создают относительные понижения поля силы тяжести и магнитного поля. Однако, слагающие большой объем на глубине габброиды куйбасовского комплекса берёзовской вулканоплутонической ассоциации названной серии создают два значительных повышения поля силы тяжести: Малокуйбасовское и Магнитогорское. Наряду с также широко развитыми (в приповерхностной части) габброидами богдановского комплекса и магнетитовыми пропилитами Магнитогорского железорудного поля, они создают интенсивную обширную магнитную аномалию. На юго-востоке, кроме вулканогенных образований, широко развита нижнекаменноугольная карбонатная формация, ограничено присутствует среднекаменноугольная сероцветная терригенная формация. Здесь, на юго-востоке подзоны, интенсивно проявлены позднепалеозойские деформации. Крупными сдвиго-взбросами Аблязовским, Сухореченским и Агаповским в виде тектонического окна ограничены сильно сжатые структуры Лисьегорского и Узун-Зяльского блоков, сложенных ранне- и среднекаменноугольными породами. Западная часть первого блока поддвинута под блок Магнитогорского раннекаменноугольного палеовулканического поднятия. Бурением скважин глубиной до 2 000 м установлено не менее чем десятикратное повторение слоев в виде круто (60–70°) падающих на запад маломощных (первые десятки метров) пластин. Породы его большей восточной половины надвинуты как на западную часть Лисьегорского блока, так и на блок Магнитогорского палеовулканического поднятия. В центре известняки кизильской свиты образуют синклиналь (Агаповскую) с пологим (10–30°) падением западного и более крутым (до 45°) восточного борта. Узун-Зяльский блок взброшен (надвинут) на Лисьегорский. Породы его смяты в вытянутые по меридиану линейные складки с углами падения до 50–80°. В остальной части подзоны проявлен общий пологий (15–20°) наклон структуры на северо-запад, к Кизильскому разлому. В центре, в большей части подзоны, сохранились участки более ранних (визейских) деформаций и реликты вулканогенных структур девона и карбона, детально описанных ранее [120]. На севере подзоны (в Спасском блоке) в вулканогенно-осадочных отложениях шумилинской свиты фиксируются складки коробления с углами падения порядка 25°, связанные, очевидно, как с поперечным общим сжатием, так и продольным давлением со стороны северной части блока. Южнее проявлены многочисленные сдвиго-взбросы северо-восточного направления, взбросы и, реже, надвиги северо-западного простирания, создающие мозаику мелких блоков и пластин. Надежно установлен [120, 30, 55] ранневизейский возраст этих деформа-

ций в южной части подзоны, где выделяется глубоко эродированное Магнитогорское раннекаменноугольное (визейское) палеовулканическое поднятие. В северо-восточной части последнего на поверхности доминируют породы фундамента, представленные вулканитами верхнего девона (яркие фациальные особенности которых позволяют выделить реликты позднедевонских вулканически построек), а также карбонатными породами свиты горы Магнитной и вулканогенно-осадочными породами шумилинской свиты. В слоистых породах последних двух свит зафиксировано также коробление ограниченных многочисленными нарушениями мелких блоков при пологом (10–15°) падении слагающих их слоев. Поднятие неравномерно эродировано – вулканиты берёзовской свиты местами лежат несогласно на деформированном основании. Сохранились фрагменты каменноугольной (берёзовской) кольцевой кальдерной структуры (Желтинской), в отдельных депрессиях которой развиты реликты разреза берёзовской свиты. В центре поднятия широко развиты субвулканические тела и интрузивные породы берёзовской вулканоплутонической ассоциации. По периферии поднятия сохранились фрагменты небольших в разной степени эродированных стратовулканов, сложенных преимущественно пирокластическими образованиями берёзовской свиты. В фундаменте этих построек, обычно с хорошо проявленным депрессионным строением, ниже отложений берёзовской свиты, на уровне, где массово развиты субвулканические силлы, дайки и мелкие тела гранитоидов берёзовской ассоциации, локализуются залежи магнетитовых руд, замещающие самые разные породы как фундамента, так и раннекаменноугольных интрузий. Часто морфология рудных тел подчиняется чашеобразной форме маломощных тел гранитоидов, подчеркивающих развитие во вскрытом карьере фундаменте вулканической постройки трещины отрыва, связанные с просадками над магматическими очагами. Юго-запад подзоны сложен субгоризонтально залегающими базальтоидами трещинных излияний греховской свиты. В современной структуре неплохо сохранилось Верхнекизилское базальтовое плато, осложненное рядом мелких вулканических построек кислых вулканитов греховской свиты, основной объем которых представлен экструзивными куполами.

Более восточная *Учалино-Александринская подзона* взброшена, а иногда, видимо, надвинута на Магнитогорскую и заметно продвинута на юго-запад относительно последней по отмеченной выше системе нарушений. Очевидно высокая степень смятия юго-восточной части Магнитогорской зоны вызвана интенсивным давлением на нее со стороны Учалино-Александринской зоны. С северо-востока она отделена от Гумбейской подзоны Бюйдинским взбросо-сдвигом, с юго-востока – Буранным взбросо-сдвигом и рядом оперяющих его разломов. Лицо зоны определяет слагающая низы обнаженного в зоне разреза среднедевонская александринская вулканоплутоническая ассоциация, образующая ряд палеовулканических структур разного порядка. Особенно характерны крупные щитовые существенно базальтовые сооружения, осложненные мелкими постройками, главным образом, кислых вулканитов. В северной части подзоны сосредоточены центры андезитовидного вулканизма средне-верхнедевонского урлядинского вулканического комплекса, на юге значительна роль его образований удаленных от центров зон. Верхнедевонская бабарыкинская толща сложена преимущественно осадочными образованиями с примесью вулканического материала. Главные аномалии гравитационного и магнитного полей созданы магматитами позднедевонской малокуйбасовской магматической серии. Сильно эродированным центрам извержений ее, представленным на современном срезе крупными дифференцированными существенно габбровыми интрузиями, сосредоточенными в средней части подзоны, отвечают крупнейшие в районе положительные аномалии силы тяжести, сопровождающиеся также интенсивными магнитными аномалиями. Высокий уровень полей здесь поддерживает также влияние крупного существенно габброидного массива раннекаменноугольного кассельского комплекса. Снижает их уровень, увеличивая контрастность полей, крупный массив гранитоидного раннекаменноугольного северокассельского комплекса. Северная часть подзоны, «прикрытая» этими крупными интрузиями представлена слабо деформированным блоком. Центральное место в нем занимает среднедевонское Орловское палеовулканическое поднятие, по периферии которого сосредоточены постройки более молодых вулканогенных толщ. Отвечающее ему значительное понижение поля силы тяжести объясняется влиянием развитого севернее крупного Ахуновского массива позднепалеозойских гранитоидов. Напротив, Александринский (южный) блок подзоны является наиболее сильно деформированным. В нем проявлены во всей полноте как раннекаменноугольная система взбросо-сдвигов северо-восточной ориентировки и взбросов и надвигов северо-западного простирания, так и позднепалеозойские деформации. Первые выражены, впрочем, и в массивах. В частности, Верхнеуральский массив разорван раннекаменноугольным Нововоронинским взбросо-сдвигом. Позднепалеозойские деформации в Александринском блоке подзоны проявлены в виде вытянутых в северо-восточном направлении узких, сжатых в форме веера (в разрезе) блоков. Частным выра-

жением этих деформаций являются козырьковые структуры с падением сместителей к центру приподнятых («выжатых») блоков. Эти структуры сжатия хорошо видны в карьере Александринского месторождения, рудная залежь которого почти полностью закрыта одной из таких структур. Эти узкие блоки образуют кулисообразную систему со значительной амплитудой смещения на юго-запад. Наиболее продвинутыми на юго-запад являются блоки, примыкающие к Буранному сдвигу-взбросу. Для Александринского блока характерны резкие колебания элементов залегания от блока к блоку, они меняются от вертикальных до субгоризонтальных при самых разнообразных азимутах падения, иногда отмечается запрокинутое залегание.

Восточная из подзон **Восточномагнитогорской зоны** – *Гумбейская* – практически разорвана на три части. Северная взброшена по позднедевонско–раннекаменноугольному Буйдинскому нарушению по отношению к Учалино-Александринской. Юго-западная продвинута на юго-запад и поддвинута под Александринский блок по позднепалеозойскому Буранному сдвигу-взбросу и оперяющим его нарушениям. Юго-восточная часть представляет северную «выклинку» наиболее продвинутого (отжатого) на юг блока Гумбейской подзоны, развитого на большом протяжении южнее характеризуемой площади. Блок ограничен с востока Кацбахским сдвигу-взбросом, а с запада – Браиловским. По ним этот блок взброшен и сильно продвинут на юг относительно как Магнитогорской, так и Уйско-Новооренбургской зон.

Основной особенностью Гумбейской подзоны является преобладание на современном эрозионном срезе средне-позднедевонской гумбейской вулканоплутонической ассоциации. Значительно менее широко развиты образования позднедевонского аблязовского вулканического комплекса и ордовикско–силурийской (по нашему мнению) нижегородской вулканоплутонической ассоциации. На севере подзоне соответствуют высокие значения поля силы тяжести, что согласуется с существенно базальтоидным составом развитых здесь формаций. Однако, на юге подзона приходится на градиентную, сильно пониженную область поля. Со всей очевидностью это объясняется тем, что здесь развиты гранитоиды позднекаменноугольного балканского комплекса коллизионных I-гранитоидов. Эти образования образуют на поверхности небольшие массивы. На глубоких горизонтах, видимо, объем гранитоидов значительно выше.

Нижегородский блок на северо-западе Гумбейской подзоны, сложенный вулканогенно-осадочной карагайской толщей, смят в линейные складки, оси которых параллельны Буйдинскому разлому. Углы падения достигают здесь 60° , чаще несколько ниже. На востоке Краснинского (северо-восточного) блока подзоны породы залегают преимущественно с очень крутым, до вертикального и запрокинутого, падением преимущественно на запад. Для юго-восточной части подзоны характерен относительно изометричный характер складок. Углы падения здесь относительно некрутые: $30\text{--}40^\circ$. По хорошо выделяющейся маломощной вулканогенно-осадочной новобуранной толще, разделяющей существенно базальтоидные формации, достоверно картируются многочисленные мелкие блоки, часто близкой к ромбовидной, уплощенной формы.

Уйско-Новооренбургская зона является наиболее деформированной на площади. Она зажата между Восточномагнитогорской и Челябинско-Адамовской зонами, отделяясь от последней непрерывной цепочкой тел серпентинитов бриентского комплекса. Для нее характерна система узких клиновидных и ромбовидных блоков, в которых развиты в основном вулканы, близкие охарактеризованным в Восточномагнитогорской зоне. Чаще это – девонские образования. Между ними выходят блоки каменноугольных вулканических пород, близких широко развитым южнее площади работ, в Полоцко-Аркаимской подзоне. Вероятно, эти выходы представляют собою тектонические окна параавтохтонного блока, продолжающегося на характеризуемой площади Полоцко-Аркаимскую и Амурскую подзоны, имеющие в ней широкое распространение на глубоких срезах. На крайнем северо-востоке образования зоны сложены в пакет пластин (Шелудивогорский), надвинутый на породы Джабык-Суундукского блока. Падения пород в основном крутые, чаще около $60\text{--}70^\circ$, нередко круче: до почти вертикальных, как западные, так и восточные. На южных ограничениях блоков нередко прослеживаются плавные повороты слоев до субширотного простирания при относительно некрутых углах падения. Образования, развитые в зоне, часто сильно расланцованы, в зонах разломов развиты бластомилониты и бластокатаклазиты. Отмеченный уже выше факт резко пониженного гравитационного поля зоны при том, что в ней преобладают базальтоидные толщи, объясняется, на наш взгляд, развитием на глубоких срезах тел коллизионных гранитоидов.

Джабык-Суундукский блок взброшен и продвинут на юг по отношению к Уйско-Новооренбургской зоне и, в первую очередь, выходящих на поверхность южнее площади образований Амурской подзоны последней. Южнее Суундукского массива (южнее площади) он, видимо, надвинут на среднедевонско–раннекаменноугольные комплексы Айдырлинского района, которые близки одновозрастным образованиям Магнитогорской мегазоны. Образования

развитой в блоке ордовикско–силурийской астафьевской вулканоплутонической ассоциации, нижнекаменноугольных берёзиновской, солнечной и биргильдинской толщ собраны в пакеты пологопадающих пластин, в основании которых обычно залегают серпентиниты куликовского комплекса. Низкий уровень поля силы тяжести в подзоне объясняется, на наш взгляд, влиянием гранитоидов, крупная интрузия которых, очевидно, развита на глубине. В южной части листа породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Это относится и к бластомилонитам и бластокатаклазитам, пологопадающие зоны которых охватывают почти весь Астафьевский массив. В северной – метаморфизм ограничивается зеленосланцевой фацией.

Серпентиниты куликовского комплекса, подстилающего северо-восточнее площади Сухтелинский аллохтон, слагают среди образований Джабык-Суундукского блока не только мелкие тела в основании блоков, но и довольно крупный массив, мощность которого в центральной части, возможно, достигает 3–4 км. Вероятно, здесь имеет место структура нагнетания.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В развитии территории выделяется палеозойский этап становления уралид и последующий этап внутриплитного развития.

Охарактеризованные выше вертикальные и латеральные ряды формаций указывают на направленный характер развития территории. Становление большинства комплексов ее в своих главных чертах происходило в ранне- и, главным образом, среднепалеозойское время в надсубдукционной обстановке на активной островодужной окраине континента. Выделяется раннепалеозойский (додевонский) этап развития, в течение которого, очевидно, имело место заложение и развитие островной дуги и задугового бассейна, прекративших свое существование на рубеже силура и девона полным закрытием бассейна и столкновением окраины континента и дуги. Следующий этап надсубдукционного развития охватывает девонское, раннекаменноугольное и начало среднекаменноугольного времени. Основные события – заложение и развитие задугового бассейна и островной дуги – также завершились столкновением. В течение позднего палеозоя произошло сучивание островодужной коры, сопровождавшееся внедрением лампрофиров, включая лампроитоиды, и массивов преимущественно I-гранитоидов.

Формирование образований раннепалеозойского структурного яруса очевидно имело место на активной окраине Русской платформы над зоной поглощения с западным падением. На это с большой определенностью указывает существование латерального ряда раннепалеозойских формаций [34]. Наиболее полно проявлены ордовикские образования этого этапа развития региона, хотя зачастую отсутствие подобных им образований силура является ложным, объясняющимся необоснованно узкими датировками толщ с недостаточной стратиграфической изученностью, к каковым можно отнести подавляющую часть раннепалеозойских образований. Становление куликовской альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации, очевидно, связано с выплавлением в обстановке зоны спрединга задугового бассейна мантийных магм, кристаллизация которых привела к формированию ордовикских базальтоидов шеметовской толщи, развитых непосредственно к востоку от площади во фронтальной части Сухтелинского аллохтона и тесно ассоциирующей с куликовским комплексом. Образования вулканической островной дуги представлены на характеризуемой площади астафьевской вулканоплутонической ассоциацией включающей слюдинскую толщу и астафьевский магматический комплекс. Слабо представленная на площади, но чрезвычайно широко развитая южнее, в непосредственной близости от нее, рымникская флишоидная формация, представленная преимущественно дистальными тефротурбидитами, сформировалась, по-видимому, в обстановке относительно глубоководного ложа преддугового бассейна. Ограниченно развитые в составе последней проксимальные тефротурбидиты и сопровождающие их образования пирокластических потоков, вероятно, образовались в умеренноглубоководных условиях на склоне и у подножья этого бассейна в непосредственной близости от области сноса, которой служила вулканическая островная гряда, а главным сносимым материалом была тефра ее пирокластических извержений. Таким образом, неоднократно проведенные реконструкции рифтогенной и океанической раннепалеозойской структуры [48, 49, 74, 59, 12, 19, 21, 58 и мн. др.] являются, на наш взгляд, реконструкциями ордовикско–силурийского задугового бассейна, существовавшего на активной окраине обширного Палеоазиатского океана [45]. На рубеже силура и девона, видимо, имела место абдукция образований охарактеризованных комплексов на Русскую платформу. Причиной ее, вероятно, было временное прекращение субдукции океанической плиты Палеоазиатского океана под раннепалеозойскую островную гряду. Интенсивно абдуцированными оказались преимущественно комплексы задугового бассейна, зафиксировавшиеся в составе максютовского метаморфического комплекса зоны Уралтау с возрастом 400 ± 20 млн лет [27]. Островодужные комплексы, развитые в пределах территории, были лишь сближены с древней платформой, умеренно деформированы и метаморфизованы. Отсутствие на площади образований, характерных для зон низкоградиентного метаморфизма, связанного с этим событием, объясняется, видимо, удален-

ным от зоны непосредственного столкновения структур положением представленных на площади блоков. Хотя до конца этот вопрос еще не решен.

В раннем девоне, с возобновлением субдукции на окраине Палеоазиатского океана, образовался задуговой бассейн, структурно-вещественным индикатором которого является раннедевонская бриентская офиолитовая ассоциация и ее аналоги. Базальтоиды формации умереннощелочных натриевых базальтов по петрогеохимическим параметрам и петрографическим особенностям обнаруживают значительное сходство с описанными в Северо-Фиджийском бассейне, где они рассматриваются как индикаторы начальной стадии спрединга («incipient rifting»), когда влияние субдукционной компоненты еще незначительно [82]. На последнее, в частности, указывают в целом невысокие отношения содержаний элементов с крупноионными радиусами и элементов с высокозарядными ионами (КИР/ВЗИ) при отсутствии в нормализованных геохимических спектрах отрицательных танталониобиевых аномалий [62, 80, 82]. Этим объясняется отсутствие на Урале аналогов формации среди более поздних (среднедевонских) образований задуговых спрединговых морей [59, 19, 8]. Отличия от ордовикских базальтов поляковского комплекса также значительны [68]. Характеризуемые образования богаче Al, несколько беднее Fe, Mg и Ca, но весьма богаче Na, K, Nb и, в значительной мере, беднее P3Э. Сильная нарушенность залегания пород формации, присутствие их только в мелких блоках и слабая обнаженность не позволяют восстановить первичную структуру спрединговой зоны. Однако преобладание образований лавовых излияний преимущественно спилитизированных базальтов по крайней мере не противоречит такой трактовке обстановки ее формирования. Со становлением формации связано формирование медно-колчеданного оруденения на соседней с юга площади. При заложении бассейна произошла деструкция аккреционного края Русской платформы с отчленением части раннепалеозойских островодужных комплексов. Последние, вследствие этого, являются частично основанием Восточномагнитогорской палеоостроводужной структуры, образования которой доминируют на изученной площади, имея состав характерный для пород островных дуг с развитым основанием. На развитость довольно мощного корового основания островодужных вулканических сооружений указывают такие особенности базальт-андезит-дацитовой формации, как резкая обогащенность части ее пород калием, вызванная, видимо, дифференциацией первичных магм в относительно глубинных (порядка 20 км) промежуточных очагах, локализовавшихся в основании земной коры. Высокая флюидонасыщенность магм и достаточно малоглубинные подводные или надводные условия извержений привели к формированию мощных пирокластических и пирокласто-осадочных шлейфов, возникших в результате быстрого разрушения вулканических построек, поставивших массу обломочного материала в довольно глубоководный бассейн с интенсивно проявленным кремненакоплением. Со становлением магматитов формации связано формирование золотосеребряного малоглубинного оруденения. Формирование островодужного разреза началось со становления пикробазальт-базальтового желкубаевского комплекса, представленного слабо дифференцированной толеитовой серией фронтальных зон островных дуг.

Отсутствие такого основания под энсиматической Западномагнитогорской дугой, детально изученной западнее характеризуемой площади, указывает на сложность обстановки активной окраины с формированием зоны субдукции встречного (восточного) падения, реконструированного целым рядом исследователей Урала.

В зоне внутридугового рифтогенеза сформировались в среднедевонское время карамалыташская и александринская формации, сложенные, в основном относительно глубоководными образованиями, вмещающими медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды.

Для среднедевонско–позднедевонского (допозднефранского) времени падение зоны поглощения под Восточномагнитогорскую дугу было преимущественно северо-западным, что зафиксировано в смене формаций с юго-востока на северо-запад. С конца франского времени план напряжений иной: фиксируется смена формаций с северо-востока на юго-запад с развитием тыловодужных и задуговых образований на юго-западе, что указывает на юго-западное падение зоны поглощения. В развитии магматизма от раннего девона к позднему проявлена тенденции нарастания глубинности магмогенерации, сопровождающаяся появлением пород повышенной щелочности, нарастанием глиноземистости клинопироксена в позднефранских породах [66]. Деструктивная обстановка тыловой части островодужной структуры, образования которой широко представлены для этого уровня на характеризуемой площади, подчеркивается широким развитием пород верхнеуральской шошонитовой и сахаринской ультрабазит-базитовой ассоциаций (последняя южнее площади). В ранне-среднекаменноугольное время обстановка деструкции в тыловодужной части очевидно усилилась, что зафиксировано в составе магматитов. В сравнении с образованиями шошонитовой серии фамена–турне, в каменноугольных наблюдается повышенное содержание Ti, Na, относительно пониженное – K, P, литофильных и P3Э, что

можно проинтерпретировать как результат снижения глубины выплавления первичных магм на фоне уменьшения мощности (утонения) земной коры.

Породы трахибазальт-трахириолитовой греховской формации, видимо, формировались в условиях зон растяжения области тыловодужного рифтогенеза.

Возникновение охарактеризованного выше коллажа позднепалеозойских блоков обусловлено неравномерностью распределения напряжений, вызванных позднепалеозойским коллизионным сжатием. Позднепалеозойские деформации характеризуемой территории во многом возникли в результате отжимания масс с севера на юг, под давлением которых вытянутые по меридиану блоки перемещались в виде клиньев преимущественно с севера на юг. Такой характер перемещений вызвал резкое преобладание сдвиговых (точнее, взбросо-сдвиговых) деформаций, подмеченных ранее многими исследователями. Причем левые и правые взбросо-сдвиги развивались сопряженно, как ограничители клиньев-блоков. Преимущественного значения левосдвиговой деформации на площади, как это иногда указывается, не проявлено. В зоны позднепалеозойских нарушений часто «выжаты», в условиях дифференциальных напряжений сжатия, серпентиниты бриентской и куликовской офиолитовых ассоциаций в отрыве от остальных членов ее. Северо-западная часть территории подверглась, в результате нагнетания масс на востоке, преимущественно сжатию с юго-востока, приведшему к формированию складок с северо-восточной ориентировкой их осей. На фоне развития этих, преимущественно, сдвиговых деформаций происходило внедрение в возникавшие сопряженно с ними зоны растяжения тел лампрофиров, включая лампроитоиды, и I-гранитоидов. Позднепалеозойские существенно гранитоидные массивы сформировались под влиянием продолжавшихся при коллизии субдукционных процессов.

Для выведенных на поверхность в пределах площади пород главные метаморфогенные преобразования произошли, видимо, в момент последовавшего за скучиванием внедрения дифференцированных гранитоидных интрузий кацбахского комплекса, кристаллизация пород которого происходила в условиях абиссальной фации глубинности. С пермского времени территория развивалась в режиме преимущественного воздымания. Особенно интенсивно оно прошло в области развития позднепалеозойских гранитоидов. Это привело к формированию Восточноуральского поднятия, в пределах которого выведены на поверхность наиболее метаморфизованные (эпидот-амфиболитовая фация) породы, входящие в ряд, характерный для умеренно-градиентной фациальной серии. По существу, сформировалась пологая термальная антиклиналь, в пределах которой выходят как относительно древние (ордовикские), так и более молодые (раннекаменноугольные) образования сложнодислоцированной позднепалеозойской структуры. На ранний триас, когда территория развивалась преимущественно во внутриплитном режиме, приходится внедрение щелочно-ультраосновных лампроитоидов «постколлизийного» типа, что можно объяснить следствием релаксации напряжений сжатия. Общее воздымание Восточноуральского поднятия проявлено также в нарастании мощности мезо-кайнозойских рыхлых образований за счет, в первую очередь, некоторого снижения уровня положения их подошвы с востока на запад. Это снижение проявлено неравномерно, с неоднократным ступенчатым воздыманием. Сохраняется антиклинальное положение Восточноуральского поднятия и поныне: на него приходится Урало-Тобольский водораздел.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория большей частью относится к зоне пенеплена Уральского горного сооружения и характеризуется в целом равнинным рельефом, который существует очевидно с конца триаса. Лишь крайний северо-запад охватывает низкогорные хребты зоны кряжа. За позднепермское – ранне-среднетриасовое время юго-восток территории был эродирован более чем на 10 км (выведены на поверхность гранитоиды джабыкско-санарского комплекса и сильно метаморфизованные породы), запад – значительно меньше: сохранились слабометаморфизованные породы. Сохранность в районе элювиальных образований позднего триаса и более молодых свидетельствует об ограниченности последующего воздымания и денудации. Высокая зрелость осадков мезозоя и палеогена свидетельствуют о преобладании в это время теплого гумидного климата. На площади сохранились обширные пространства поверхности пенепленизации с почти сплошным чехлом глин коры выветривания с небольшими холмами, сложенными устойчивыми к гипергенному разрушению породами. Гипсометрический уровень ее колеблется в пределах 420–450 м, редко достигая 525 м. Возраст этой поверхности принят как мезозойский. По мнению авторов возраст – мезозойско–палеогеновый. Он соответствует возрасту образований формации коры выветривания.

В миоцене произошло заметное воздымание территории и аридизация климата: в начале – смена его на семигумидный, зафиксированный в довольно зрелых осадках наурзумской свиты, а затем – семиаридный, выразившийся в значительно меньшей зрелости осадков светлинской свиты. Скорость разрушения коры выветривания с этого времени превысила скорость ее формирования. На междуречьях в центре площади сохранились обширные гряды северо-восточного направления с плоской вершинной поверхностью на уровне 480–550 м, иногда чуть выше, в пределах которой распространены преимущественно породы палеозоя, претерпевшие лишь слабую гипергенную переработку, а глины коры выветривания развиты лишь фрагментарно, имея небольшую мощность. Довольно часто в ее пределах отмечаются отпрепарированные экстрезивные купола, субвулканические тела магматитов, отдельные останцы гранитоидов и других пород, с максимальной отметкой 614 м (г. Магнитная). Эта поверхность сформировалась, видимо, путем снижения поверхности пенеплена в приподнятых блоках в результате интенсивной плоскостной эрозии, приведшей к смыву коры выветривания. Поскольку интенсивные процессы плоскостной эрозии характерны для семигумидного климата саванн и семиаридного климата полупустынь [20] мы предполагаем, что эта поверхность сформировалась в миоценовую эпоху. Такие поверхности относят [72] к «равнинам педиментации», подчеркивая их отличие от педиментов, формирующихся путем отступления склонов. Последние развиты на площади гипсометрически ниже, на отметках около 400–420 м. С ними сопряжены фрагментарно сохранившиеся участки верхнеолигоцен–миоценовых долин, фиксирующиеся осадками наурзумской и светлинской свит. Педименты составляют нижний ярус рельефа водоразделов. Они сформировались, видимо, в результате отступления склонов от миоценовых долин. Выделяются довольно отчетливо ряд уступов, фиксирующих миоценовые деформации, выражающиеся в ступенчато-моноклиальном положении подошвы рыхлых мезозойско–кайнозойских образований, среди которых преобладают образования коры выветривания. Эта подошва погружается в пределах выделяющихся блоков с юго-востока на северо-запад, хотя в целом гипсометрическое положение ее в относительно западных блоках выше, чем в относительно восточных.

Неплохая сохранность элементов древнего рельефа при заметном перепаде высот на площади, предопределена, очевидно, тем, что в плиоцен–четвертичное время активную рельефообразующую роль играли лишь процессы линейной эрозии, приведшие к образованию долин разных размеров. Существенной тектонической деформации рельефа в этот период не произошло, что видно по отсутствию заметных деформаций речных террас. В господствовавших на площади условиях умеренного гумидного климата средних широт, обеспечивавшего существование

сомкнутого растительного покрова, значительной денудации водоразделов не произошло. Аккумулятивные плиоцен–четвертичные тела приурочены, в основном, к склонам и днищам долин, речным террасам. Лишь в позднелайстоценовое (точнее, видимо, ханмейское) время на площади установился перигляциальный режим, резко активизировавший склоновую денудацию и приведший к формированию глинистого делювиального покрова, особенно характерного для участков развития глин коры выветривания. В частности, он широко развит на наиболее выровненной, самой древней мезозойско–палеогеновой поверхности пенепленизации, очевидно несколько сниженной в ходе становления чехла.

Сеть плиоцен–четвертичных долин, частично заполненных осадками этого времени, охватывает почти всю изученную территорию в той или иной мере ею расчлененную. Степень расчлененности и глубина вреза долин минимальна на северо-востоке территории, где проходит с северо-запада на юго-восток Урало-Тобольский водораздел, с наилучшей сохранностью плоских древних (доплиоценовых) поверхностей, кратко охарактеризованных выше. Почти строго по линии водораздела протянулась цепочка озер. Последние, как и озера на более мелких водораздельных пространствах, «отшнурованы» от верховьев мелких долин, максимальный врез которых произошел в конце раннелайстоценового времени, когда степень расчлененности территории очевидно была максимальной за геоморфологический период развития региона. Степень расчлененности древних поверхностей плиоцен–четвертичной долинной сетью максимальна в долине р. Урал, бассейну которой принадлежит около 95 % территории. Она нарастает с востока на запад в зависимости от удаленности от реки Урал, определявшей базис эрозии почти всей площади в плиоцен–четвертичное время. Глубокий, порядка 100 м, врез долины р. Урал определил важное значение плиоцен–четвертичной долинной сети в современном рельефе. Меридиональные и широтные отрезки долин редки. Последние обычно состоят из комбинации колен северо-западного и северо-восточного направлений. Это, вероятно, отражает современное сжатое состояние территории, следствием которого является проявление разрывов названных направлений. В долинах рек сохранились террасы. Выделяются аналоги плиоценовой (звериноголовской), раннелайстоценовой (увельской), раннелайстоценовой (черноскутовской) и позднелайстоценовых (камышловской и режевской) террас. Первые три – цокольные. Две последние – преимущественно аккумулятивные. Аналоги среднелайстоценовых уфимской и исетской террас в районе отсутствуют. Обычно аллювий соответствующего возраста залегает под более молодым аллювием камышловской и режевской террас и пойменными отложениями. От рек к водоразделам протягиваются балки, в бортах которых устанавливаются лентовидные аккумулятивные тела плиоценовых, эоплейстоцен–раннелайстоценовых, средне-позднелайстоценовых делювиально-аллювиальных отложений. Гипсометрически выше аккумулятивных тел развиты эрозионно-денудационные склоны. На р. Урал уровни террас максимальны: звериноголовской – 30–45 м (цоколь на уровне 30–40 м), увельской – 20–30 м (цоколь на уровне 20–25 м), черноскутовской – 10–20 м (цоколь на уровне 10–15 м), камышловской – от 6–8 до 10 м, режевской – 4–5 м. В устьях основных притоков уровни террас близки Уральским, в верховьях – значительно ниже. Бассейну р. Тобол на площади принадлежит небольшая река Куросан, в долине которой установлен комплекс аккумулятивных террас.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа известны месторождения, проявления и пункты минерализации металлических и неметаллических полезных ископаемых и проявления торфа. Из рудных полезных ископаемых наибольшее значение для района имеют месторождения железа, медно-цинковых руд, золота, из нерудных – месторождения флюсового доломита и строительных материалов.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТОРФ

Известно пять проявлений торфа в четвертичных аллювиальных отложениях притоков р. Урал: *Бехтеевское* (I-1-22), *Большой Бугодак* (I-1-23), *Гвоздовские разработки-1* (I-1-25), *Беловское* (II-2-48), *Гвоздовские разработки-2* (II-2-49). Бесперспективны.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Известно 1 магматическое, 3 скарново-магнетитовых, 6 месторождений осадочно-механического типов и проявления тех же типов и инфильтрационного, контактово-метаморфического и гидротермального типов. Магматическое *месторождение Малый Куйбас* (III-2-32) представлено 6 телами титаномагнетитовых руд в габбро куйбасовского комплекса. Размеры: от (100–120)×(80–220)×(2–15) до (600–800)×(500–600)×(6–35) м. Руды – вкрапленные (титаномагнетита – 15–60 %) и массивные (титаномагнетита – 60–90 %). Средний состав: FeO – 23,73 %, Fe₂O₃ – 30,52 %, TiO₂ – 10,31 %, V₂O₅ – 0,37 %, MnO – 0,35 %, S – 0,42 %, P – 0,04 %. Запасы – кат. C₁ – 8,3 млн т [120]. Наибольшее значение в районе имеют скарново-магнетитовые руды, которые локализованы в верхнедевонских и раннекаменноугольных породах фундамента раннекаменноугольных (берёзовских) вулканических построек, где широко проявлены как субвулканические образования, так и интрузивные члены берёзовской ассоциации. Залежи сопровождаются широкими ореолами метасоматитов: полевошпатовых и кварцщелочно-полевошпатовых, скарнов, магнетитовых пропицитов. *Магнитогорское месторождение* (IV-1-26) локализовано преимущественно в известняках (мраморах) свиты горы Магнитной и состоит из 2 залежей: Главной – 2 550×1 888×40,7 м и Дальней – 1 800×1 800×44,2 м. Запасы – 505 млн т [120]. На 1987 г. было извлечено 496,9 млн т и добыча, в основном, остановлена. Остаток руд неудобен для эксплуатации, однако она периодически возобновляется. В настоящее время ведется добыча остатка руд в Дальнем карьере месторождения. Руды – магнетитовые: Fe – 48,6 %; S – 1,98 %; P – 0,04 %; MnO – 0,08 %; TiO₂ – 0,21 %; V₂O₅ – 0,03 % [112]. *Месторождение Малый Куйбас* (III-2-31) локализовано в ороговикованных и скарнированных породах новоивановской толщи, шумилинской свиты и интрузивных породах магнитогорской серии. Известно 49 рудных тел размером от 50×50 до 500×150 м при мощности от 2 до 50 м. Средний состав руд: Fe – 38,66 %, S – 1,43 %, P₂O₅ – 0,06 %, MnO – 0,17 %, TiO₂ – 0,41 %, V₂O₅ – 0,06 % [139]. Запасы кат. A+B+C₁ – 65,6 млн т, C₂ – 13,1 млн т [120]. Ресурсы глубоких горизонтов и флангов кат. P₃ – 170 млн т [112]. Изменения экономической ситуации, ведущие к росту издержек на транспортировку сырья, росту цен на него, привели к повышению экономической ценности месторождения. В перспективе у ММК, на наш взгляд, нет альтернативы развитию подземной добычи на месторождении и последующим поисковым работам на богатые

магнетитовые руды на больших (свыше 1 км) глубинах. На *месторождении Южное-2* (IV-1-31) развиты прожилково-шлирово-вкрапленные мартит-гематитовые руды по первичным магнетитовым рудам. Они локализируются среди выветрелых скарнов по породам свиты горы Магнитной и шумилинской свиты и образуют 4 рудных тел размером до 1 200×320×(6–13,4) м с Fe – 25,8–40–46 %. Запасы кат. C₂ – 4,58 млн т [120]. Законсервировано. Месторождения магнетитовых руд сопровождаются россыпями их валунов и щебня, локализованных преимущественно в существенно глинистых аллювиально-делювиальных отложениях плиоцен-четвертичной долинной сети. Небольшая часть залежей представляет элювиально-делювиальные россыпи. Руды такого типа названы «валунчатыми». Иногда в их подошве развиты небольшие залежи остаточных окисленных первичных скарново-магнетитовых руд, оцененных совместно с первыми. На *месторождении Малый Куйбас* (III-2-29) разведаны 8 тел валунчатых руд размером от (800×500)×700 до (600–200)×(250–80) м. Запасы кат. В+С₁ – 13,6 млн т, C₂ – 0,4 млн т [120]. *Северо-Западное месторождение* (IV-1-10) площадью 0,6×0,8 км включает 7 тел валунчатых и остаточных руд размером от (320–110)×(200–30) до (530–800)×(120–420) м мощностью (1,2–5)–(2–50) м с Fe – 25,4–40,1 %. Выход мытых руд – 24,5–71 % с содержанием Fe – 38,6–53,2 %. Запасы: балансовые – кат. В – 2,02 млн т, C₁ – 4,66 млн т, C₂ – 0,074 млн т; забалансовые – кат. В+С₁ – 1,6 млн т [120]. На *Подотвальном месторождении* (IV-1-19), площадью 1,6 км² разведаны 4 рудных тела размерами (1 100–400)×(100–700)×(2–14,5) м. Содержание Fe – 16,6–44,7 %. Выход мытых руд – 19–41,1 % с содержанием Fe – 48,5–57,9 %. Запасы кат. C₁ – 4,8 млн т [120]. *Месторождение Ежовка* (IV-1-25) площадью 3 км² включает 4 рудных тела размером до 400×800×(1,6–14,3) м с Fe – 36–49,6 %. Выход мытых руд – 51,1–80,2 % с содержанием Fe – 54,7–59,5 %. Запасы кат. В+С₁+С₂ – 2,34 млн т [120]. Имеются два тела окисленных руд размером 240×100 и 600×80 и мощностью 3,5–32 м с Fe – 25–45 %. Запасы кат. В – 2,71 млн т [120]. *Месторождение Восточное* (IV-1-27), площадью 5 км² сложено валунчатыми рудами с содержанием Fe – 29,8 %. Запасы кат. В+С₁ – 24 млн т [120]. Выход мытых руд – 20,2–84,7 % с содержанием Fe – 49,8 %. *Месторождение Южное-1* (IV-1-30) включает 2 тела валунчатых руд: 460×300×3,3 и 500×250×9 м, выход мытых руд – 18,1–30,1 % с содержанием Fe – 51,7–61,3 % и 1 тело остаточных инфильтрационных руд размером 180×140×2,5 м, выход мытых руд – 49 % с содержанием Fe – 36,8 %. Запасы кат. C₂ – 2,65 млн т [120]. Некоторые перспективы промышленного значения имеют 5 рудопроявлений скарново-магнетитовых руд. *Проявление Западный Куйбас* (III-1-21) представлено 2 залежами 90×120×(10–35) м с Fe – 35–40 %, S – 0,1–1,1 %, P – 0,07 %. Запасы кат. C₂ – 1,16 млн т [120]. *Придорожное проявление* (III-1-25) представлено четырьмя линзами размерами (100–140)×(80–100)×(3–30) м с содержанием: Fe (магнетитового) – 14,21–35,43 %, TiO₂ – 0,45–0,61 %, Mn – 0,44–0,62 %, S – 0,48–0,9 %, P – 0,04–0,07 %. Запасы кат. C₂ – 2,5 млн т, ресурсы кат. P₃ – 5 млн т [120]. На *Дмитровском проявлении* (IV-1-5) выделены рудные линзы (580–540)×(120–100)×(2–15,7) м в скарнах. Содержания Fe – 20–27 % (до 53,4 %), S – 2,09 %, P – 0,028 %, Mn – до 0,48 %, TiO₂ – до 0,54 %. Запасы кат. C₂ – 9,06 млн т, ресурсы кат. P₃ – 17 000 тыс. т [120]. *Проявление Берёзки* (IV-1-13) представлено 18 рудными линзами размерами (65×100–400×80)×(2–53) м. Содержание Fe – 20–65 %, S – до 2,54 %, P – до 0,08 %, MnO – 0,32 %. Запасы кат. C₁+C₂ – 4,3 млн т [120]. На *Подотвальном проявлении* (IV-1-15) известно 13 рудных тел размером (100–500)×(50–300)×(3,3–60) м с содержанием Fe – 43,11 %, S – 0,147 %, P – 0,054 %. Запасы кат. C₁+C₂+P₁ – 6,8 млн т [120]. Некоторый интерес представляют 2 проявления инфильтрационных лимонитовых руд, среди маршаллит-глинисто-щебнистых мезозойско-палеогеновых отложений. *Проявление Куйбасовское* (IV-1-16) представлено 4 линзами мощностью до 10 м на площади 0,018 км². Содержание Fe – 50 %. Ресурсы кат. P₂ – 1,27 млн т [120]. *Проявление Аэродромное* (IV-1-34) представлено телом площадью 0,26 км² на глубине 26 м. Ресурсы кат. P₂ – 1,6 млн т [120].

МАРГАНЕЦ

Известно 1 проявление и 7 пунктов минерализации. *Гумбейское проявление* (IV-3-33) эффузивно-кремнистой марганцеворудной формации представлено развалами массивных силикатных и полосчатых окисных руд среди яшмоидов гумбейской свиты с примазками и корочками окислов марганца [101]. Запасы кат. В+С – 1 000 т [101]. Неперспективно.

ХРОМ

Известны 5 проявлений в **Кировско-Куликовской рудной зоне**: *Арсинское 2* (II-4-12), *Арсинское 1* (II-4-13), *Фершампенуазское* (IV-4-3), *Ольгинское северное* (IV-4-9) и *Ольгинское южное* (IV-4-13), представленных очень мелкими телами хромитов и серпентинитов со шлира-

ми хромитов [46], локализованными в серпентинитах по образованиям дунит-гарцбургитовой формации бриентского комплекса. Бесперспективны.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Известно 1 месторождение и 3 проявления. *Ялайское месторождение* (I-1-1) медно-колчеданной формации локализовано среди вулканитов карамалыташской свиты. Известно 1 рудное тело $(50-60) \times (4-5)$ м, представленное минерализованными малахитом и халькозином кварц-гематитовыми породами с Cu – 0,5–7,2 %, Zn – до 0,08 %, Au – до 0,2 г/т, Ag – 6–16,5 г/т [155]. *Верхнеуральское проявление* (I-2-29) формации медистых песчаников [150] представлено вкрапленностью халькопирита, пирита, борнита в отдельных слоях туфопесчаников шумилинской свиты. Cu – 0,14–0,8 %, Zn – до 0,2 %, Pb – до 0,7 % [150]. На *Погорельском проявлении* (II-2-11) медно-титаномагнетитовой формации выявлено 9 штокверков с вкрапленностью магнетита, халькопирита, пирита, борнита в габбро одноименного комплекса. Вскрытая мощность оруденения – десятки метров. Cu – 0,53 %, V_2O_5 – до 0,13 % [97]. Системного опробования не проведено. Это не позволяет дать его оценку. Вероятно промышленное значение. *Проявление* (III-2-39) медно-колчеданной формации приурочено к серицит-кварцевым метасоматитам по дацитам александринской толщи. Оруденение массивное, вкрапленное. Содержание Cu до 1,7 %.

МЕДЬ, ЦИНК

В **Александринском рудном узле** в породах александринской толщи находятся месторождение и многочисленные проявления и пункты минерализации в основном медно-цинковой колчеданной формации. *Александринское месторождение* (III-2-37) локализовано в верхах александринской толщи и представлено 23 телами сплошных колчеданных и вкрапленных руд среди серицит-кварцевых метасоматитов. Все промышленные запасы сосредоточены в 1 рудном теле размером $440 \times 270 \times (2-50)$ м. Cu – 4,4 %, Zn – 5,48 %. Запасы кат. C₂ – 3 575 тыс. т руды. Ресурсы кат. P₁: Cu – 10 тыс. т, Zn – 70 тыс. т [131]. Ниже приведены представляющие интерес проявления. *Проявление Лебяжье* (III-2-34) залегает среди серицит-кварцевых метасоматитов. Вскрыты 2 уровня оруденения мощностью 25 и 21 м с Zn – 1,65 %, Cu до 1 %. Ресурсы Zn: кат. P₁ – 100 тыс. т, P₂ – 200 тыс. т [131]. *Сабановское проявление* (III-2-8) представлено линзой $440 \times 280 \times 40$ м серного колчедана с пиритом, халькопиритом, сфалеритом в метасоматитах [97]. На флангах залежи содержание Cu возрастает до 1,17–5,76 %. Ресурсы серноколчеданных руд кат. P₁ – 4,4 млн т [149]. *Кутюбукское проявление* (II-2-40) залегает в серицитизированных, баритизированных и окварцованных риолитах. Содержание Zn – до 2,39 %, Pb – до 0,49 %, Cu – до 0,34 %. В лимонитах зоны окисления Au – до 22 г/т [149]. *Проявления* (III-3-3) и (III-3-6) представлены аподацитовыми с содержанием Cu – до 0,1 %, Zn – до 0,3 % и линзами серного колчедана мощностью до 1 м с содержанием Cu – 0,5–1,7 %, Zn – 0,4–1,6 %. В **Орловском рудном узле** известно 5 проявлений медно-цинковой колчеданной формации. *Проявление Барсучье* (I-2-1) представлено несколькими линзами медного и медно-цинкового колчедана и прожилково-вкрапленной минерализацией халькопирита, пирита, сфалерита, локализованных на нескольких уровнях в туфах кислого состава и риолитах александринской толщи, а также в туфопесчаниках и риодацитах урлядинской толщи. Содержание Cu – до 2,49 %, Zn – до 12,86 %, Pb – до 0,4 %, Au – до 2,4 г/т. Ресурсы Cu: кат. P₂ – 160 тыс. т, P₃ – 107 тыс. т [114]. *Проявление Ржавцы* (I-2-14) представлено линзами колчедана мощностью 3–8,2 м среди зоны густовкрапленной минерализации пирита, халькопирита, сфалерита в отложениях урлядинской толщи. Содержание Cu – до 5,17 %, Zn – до 16,8 %, Au – до 4,4 г/т, Ag – до 19,6 г/т [150]. *Проявление Озера Мартыше* (I-2-15) представлено лимонитизированной бедной медно-цинковой минерализацией в риолитах александринской толщи и кварц-баритовой сыпучкой. Содержания Au до 10 г/т, Ag до 20 г/т. Ресурсы кат. P₁: Au – 6,9 кг, Ag – 24 кг [150]. Опоисковано. Перспективы на Cu и Zn незначительны.

МЕДЬ, МОЛИБДЕН

Известно 1 медно-молибденовое проявление медно-порфировой формации: *Верхнеуральское (Центральное)* (I-2-44), представленное карбонат-кварц-серицитовыми метасоматитами с пиритом, халькопиритом, молибденитом в кварцевых монцодиоритах Верхнеуральского массива. Содержание Cu – 0,3 %, Mo – 0,005 % (?). Ресурсы кат. P₁: Cu – 220 тыс. т [150]. В зоне вторич-

ного сульфидного обогащения развиты халькозин и ковеллин. Содержание Au – 0,4 г/м³, Ag – 5 г/м³. Ресурсы кат. P₂: Cu – 24 тыс. т [150]; Mo – 37 тыс. т (прямой расчет). Содержания Mo не ясны в связи с низким качеством обработки проб.

СВИНЕЦ, ЦИНК, МЕДЬ

Известно проявление *Бабарыкинское* (III-2-19), представленное массивными колчеданными рудами, локализованными в зоне разлома в аподацитовых метасоматитах александринского комплекса. Содержание Cu – 1,44–5,55 %, Zn – 2,5–23,0 %, Pb – 0,5–5,6 %. Ресурсы кат. P₂: Cu – 400 тыс. т, Zn – 500 тыс. т [131].

НИКЕЛЬ

Известно 2 месторождения и 6 проявлений никеля (табл. 22) формации никеленосной коры выветривания в Кировско-Куликовской никель-золоторудной зоне. На *Арсинском месторождении* (II-4-14) выделено 41 рудное тело мощностью 1–30 м, представленные преимущественно нонтронитовыми глинами по серпентинитам бриентского комплекса. Содержания Ni – 1,12 %, Co – 0,067 %. Серпентиниты содержат: Pd – до 0,054 г/т, Pt – до 0,11 г/т. Запасы: кат. C₁ – Ni – 20,83 тыс. т, Co – 1,14 тыс. т; кат. C₂ – Ni – 41,78 тыс. т, Co – 2,57 тыс. т [95]. На *Южно-Темирском месторождении* (III-4-10) выявлены 5 рудных тел мощностью 1,6–8,5 м, представленных элювиальными образованиями по серпентинитам куликовского комплекса. При бортовом содержании Ni – 0,7 % запасы: кат. C₁ – Ni – 9,32 тыс. т, Co – 0,4 тыс. т; C₂ – Ni – 29,7 тыс. т, Co – 1,6 тыс. т. Ресурсы Ni кат. P₁+P₂ – 23 тыс. т [95]. Все зарегистрированные проявления Ni связаны с нонтронитовой корой выветривания серпентинитов бриентского комплекса. Содержания Ni в них – 0,71–1,18 и Co – до 0,27 % при мощности рудных зон от 5,4 до 21 м [141].

Таблица 22

Параметры рудопроявлений никеля в коре выветривания бриентского комплекса

Номер на карте	Глубина залегания руд, м	Мощность, м	Среднее содержание, %		Ресурсы кат. P ₁ , тыс. т	
			Ni	Co	Ni	Co
II-4-2	6,0-12,0	6	1,04	-	1,63	-
II-4-8	3,5-24,5	21	0,94	-	7,53	-
II-4-16	3,0-10,5	7	1,18	до 0,118	1,25	-
II-4-17	13,8-18,4	4,6	0,91	до 0,046	0,42	-
II-4-18	13,6-19,0	5,4	1,09	до 0,27	2,55	-
II-4-23	До 18	5-9	0,71-0,87	0,045-0,071	3,5	0,2

ВОЛЬФРАМ

Известно 5 месторождений, 1 проявление и 2 пункта минерализации в пределах Балканского вольфрам-золоторудного района. *Месторождения* (IV-3-3), (IV-3-4), (IV-3-6), (IV-3-8) скарнового типа (табл. 23) приурочены к контактовой части Балканского массива. Руды локализованы среди скарнов в виде кварц-шеелитовых, кварц-кальцит-шеелитовых гнезд до 400–1 200 т. Содержание WO₃ – до 4,3–6 % [101]. В скарнах развито вкрапленное оруденение с WO₃ – 0,06–0,19 %. *Новобуранное месторождение* (IV-3-38) золото-шеелит-кварц-гумбеитовой формации приурочено к умереннощелочным гранитоидам Новобуранного массива и его экзоконтактной зоне. Вольфрамовая минерализация локализована в кварце, жилы которого образуют штокверковые зоны. Содержание WO₃ – 0,08–0,16 %. В кварцевых жилах, при мощности – 0,15–0,25 м, содержание WO₃ – достигает 0,45–0,8 %. Ресурсы WO₃ кат. P₁ – 4 580 т (Юринский, 1979 ф). *Тербийское проявление* (IV-3-29) золото-шеелит-кварц-гумбеитовой формации представлено кварцевой жилой (1,5 км) с вкрапленностью и гнездами шеелита. Содержание WO₃ – 0,13–0,16 % [101].

АЛЮМИНИЙ

Известно 1 *Куйбасовское проявление* (IV-1-21) формации осадочных бокситов. Линзы мощностью 0,5–3 м залегают среди существенно каолинистых глин карстовых впадин. Содержание SiO₂ – 2,62 %, TiO₂ – 5,5 %, Al₂O₃ – 42,12 %, Fe₂O₃ – 26,12 %, FeO – 0,35 % [120].

Сведения о месторождениях Балканского вольфрам-золоторудного поля

Номер на карте	WO ₃ , %	Добыто руды, т	Глубина отработки, м	Примечания
IV-3-3	0,16-0,87	нет данных	нет данных	10 гнезд длиной 120 м
IV-3-4	0,27	более 1 550	9-12	признаки оруденения до 80 м
IV-3-6	4,3	900	более 40	выработано 7 гнезд
IV-3-8	2,6	более 22 000	120	признаки оруденения до 160 м

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

ИТТРИЙ, ИТТЕРБИЙ

Установлены 3 проявления остаточного-инфильтрационного типа. Высокие содержания Y и Yb установлены в образованиях коры выветривания скарнов. Проявления (III-1-26), (III-1-30) локализованы в экзоконтактной зоне массивов мосовского комплекса. Содержания Y+Yb – 0,39–0,86 % [91]. Не опоискованы. Перспективы ограничены небольшим объемом скарнов. Проявление (IV-3-7) приурочено к экзоконтакту Балканского массива. Содержания Y+Yb – 0,79 % [91]. Не опоисковано. Перспективы не ясны.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Известно более 30 коренных, 40 россыпных месторождений золота и множество проявлений и пунктов минерализации. Подавляющая часть их группируется в рудные поля в Учалино-Александринской и Гумбейской минерагенических зонах, меньше в Копаловской и Кировско-Куликовской рудных зонах.

В Северокассельском рудном поле известно 3 коренных месторождения золота, в основном, золото-кварцевой формации. Месторождение Весеннее (I-2-37) представлено 4 кварцевыми жилами мощностью 15–20 см протяженностью 30–600 м. Содержания Au – 1–15 г/т. Отработано. Месторождение Красный партизан (I-2-33) представлено кварцевой жилой мощностью 15 см и протяженностью 215 м в рассланцованных и окварцованных туфах урлядинской толщи. Содержание Au – 40–60, иногда до 1 029 г/т. Отработано до глубины 27,5 м, добыто более 40 кг. Запасы кат. A+B+C₁+C₂ – 77,2 кг [84]. Полоснинское месторождение (I-2-45) золото-полисульфидно-кварцевой формации. В гранитоидах Северокассельского массива – золотоносная жила кварца мощностью до 20 см, минерализованного также пиритом и халькопиритом. Отработано. Проявление Совхозная жила (I-2-34) залегает в вулканитах урлядинской толщи и представлено жилой мощностью 14 см кварца с содержанием Au – 3–4 г/т. Прослежено выработками на 120 м. Ресурсы кат. P₂ – 7,4 кг [84].

В Верхнеуральском рудном поле известно 7 коренных месторождений, 10 россыпей и одно проявление золота. Верхнеуральское месторождение (II-2-3) золото-кварцевой формации объединяет более 20 золотоносных жил кварца мощностью 0,15–1,5 м и протяженностью от 30–40 до 400 м, секущих восточную часть Верхнеуральского массива. Содержание Au – (2–3)–17 г/т, иногда до 36–70 г/т. Суммарные запасы кат. C₂ – 198,3 кг [84]. Месторождение Гусевская жила (II-2-4) золото-полисульфидно-кварцевой формации представлено 2 жилами кварца с пиритом, галенитом, халькопиритом мощностью 0,1 и 0,7 м и протяженностью 400 м. Содержание Au – 1,8–180 г/т. Запасы кат. C₂ – 94,9 кг [84]. Отработано до глубины 24 м. Известковая жила (II-2-21) в южной части Верхнеуральского массива имеет мощность 0,1–0,4 м и протяженность 100 м. Содержание Au – 5,4 г/т. Запасы кат. C₂ – 10,1 кг [84]. Отработано. Месторождения (II-2-23), Заводское-1 (II-2-7), Заводское-2 (II-2-13), Гумеровское (II-2-6) золото-кварцевой формации представлены кварцевыми жилами мощностью 0,11–0,3 м, протяженностью 40–300 м в вулканитах шумилинской свиты. Содержания Au от 8 до 10–40 г/т. Отработаны. Россыпи Большевик (II-2-10) и Чекмарская (II-2-9), аллювиальные развиты по р. Черная и ее притокам на протяжении 2,5 км при ширине 10–50 м. Содержания Au – 5–12 г/м³. Добыто более 300 кг Au. Нижняя часть россыпи Большевик не отработана из-за водопритока. Запасы кат. C₂ – 100,8 кг [84]. Россыпи Глубокая (II-2-15), Гвоздовская (II-2-18), Мотыхляевская (II-2-12) аллювиально-делювиальные, протяженностью 500–700 м и шириной 30–40 м. В россыпи Глубокая (II-2-15) содержание Au – 3,2 г/м³. Ресурсы кат. P₁ – 114 кг [84]. Россыпи Бурлычинская (I-2-48), Бурлачка (II-2-2), Ново-Воронинская (II-2-24), Пятая площадь (II-2-19), Пролетарка (II-2-29). Среди

них выделяют аллювиальные (I-2-48) и (II-2-29), аллювиально-делювиальные (II-2-19) и элювиально-делювиальные (II-2-2) и (II-2-24) россыпи. Для последних характерно неокатанное золото (II-2-2), нередко в сростках с кварцем [84]. Отработаны.

В пределах **Чернореченского золоторудного поля** известно 2 коренных месторождения, 2 проявления и 4 золотоносные россыпи. *Месторождения Чернореченское 2* (II-3-34) и *Старый рудник* (II-3-36) золото-полисульфидно-кварцевой формации представлены серией сближенных жил кварца с пиритом, сфалеритом, халькопиритом мощностью 0,05–2 м, протяженностью до 150 м. Содержание Au – 2–202 г/т. На (II-3-34) запасы кат. C₂ – 56,8 кг [84]. *Россыти прииска Черная речка* (II-3-28) и *Александровского прииска* (II-3-15) протяженностью 4,3 и 1,8 км находятся в притоках р. Гумбейка. Отработаны. *Россыти Александровская* (II-3-14) и *Благословенная* (II-3-23) элювиально-делювиальные, протяженностью 100–300 м при ширине 10–12 м [84]. *Месторождение Большевик* (II-3-10) золото-кварцевой формации представлено серией выработанных золотоносных кварцевых жил в экзоконтактовой части Нижегородского массива [84]. *Проявление* (I-2-35) золото-полисульфидно-кварцевой формации представлено 12 жилами мощностью 0,1–0,15 м кварца с сульфидами в вулканитах карагайской толщи. Содержания Au – 0,4–10,2 г/т. Ресурсы кат. P₁ – 210 кг [84]. *Проявление Поленовская жила* (I-3-30) золото-кварцевой формации локализовано среди вулканитов карагайской толщи. Представлено кварцевой жилой мощностью 0,3–0,4 м, протяженностью 70–75 м, прослеженной на глубину 5 м. Содержание Au – 0,8–2 г/т. Ресурсы кат. P₁ – 6 кг [84]. Неперспективно. *Проявление* (I-3-34) золото-полисульфидно-кварцевой формации, представленное 2 жилами кварца с сульфидной минерализацией мощностью 0,6–0,65 и 0,12 м и протяженностью 250 м находится в вулканитах карагайской толщи. Содержание Au – от знаков до 2,8 г/т [84]. Ресурсы кат. P₁ – 96 кг [84]. *Проявление* (II-3-2) золото-кварцевой формации представлено 5 кварцевыми жилами мощностью до 40 см в туфах базальтов карагайской толщи в экзоконтакте Нижегородского массива. Содержание Au – от 2,4 до 60 г/т [98]. Ресурсы кат. P₁ – 1 900 кг (прямой расчет). Перспективно для старательской добычи. *Россыть* (I-3-20) и *группа россыпей* (II-3-18) протяженностью 100–300 м, шириной 10–12 м относятся к элювиально-делювиальным. Отработаны. *Прииск Топкая речка* (II-3-4) объединяет группу отработанных залежей общей протяженностью 2 км в аллювии одноименной реки. Данных о добычи нет [145]. *Россыти Спорная* (I-3-9), *Старая (Топкая)* (I-3-16), *Поверенная* (I-3-38) протяженностью 300–1 200 м и шириной (5–6)–20 м относятся к аллювиально-делювиальным. Содержание Au – от 1,3 г/м³ (I-3-38) до 4,2 г/м³ (I-3-16). В (I-3-38) в сростках с золотом присутствует платина [84].

В пределах **Курасанского рудного поля** выявлено 4 месторождения, 2 проявления и 4 золотоносные россыпи. *Месторождение Промежуточный участок* (I-3-1) золотосеребряной формации локализовано в обеленных базальтах гумбейской свиты, минерализованных пиритом, сфалеритом, галенитом. Выявлено 5 рудных тел протяженностью 200 м, мощностью 1–5 м. Содержание Au – 3–6 г/т, Ag – до 17 г/т [99]. Разведано. Законсервировано. *Месторождение Южный Курасан* (I-3-3) золотосеребряной формации представлено зоной полевошпат-барит-гидрослюдистых метасоматитов минерализованных пиритом, сфалеритом, магнетитом, халькопиритом, размером 400×(100–200) м в базальтах гумбейской свиты. Содержание Au в рудах – 4,7–15,3 г/т [99]. Разведано. Законсервировано. *Краснинское месторождение* (I-3-17) золотосеребряной формации представлено серией кварц-полевошпатовых и кварцевых жил мощностью 5–8 м, длиной 50–60 м в зоне 2×0,8 км окварцевания, баритизации, хлоритизации и серицитизации вулканитов карагайской толщи. В метасоматитах из отвалов Au – 0,6–11,2 г/т. Добыто значительное количество Au [99]. Ресурсы зоны метасоматитов кат. P₂ – Au – 10 т, Ag – 30 т (прямой расчет). Опоисковано, перспективно. *Месторождение Шевченковская жила* (I-3-33) золото-кварцевой формации представлено кварцевой жилой мощностью 0,25 м, протяженностью 30 м с Au – 3–5 г/т в габбро краснинского комплекса [85]. *Проявление Черепановское* (I-3-6) представлено 4 зонами окварцевания и серицитизации с вкрапленностью пирита по базальтам гумбейской толщи. Зоны размером (140–200)×(20–35) м с Au – 0,8–2,4 г/т, Ag – 1,2 г/т [99]. Ресурсы кат. P₂: Au – 7,2 т, Ag – 3,6 т (прямой расчет). *Проявление Горбуновское* (I-4-1) представлено зоной окварцевания и баритизации с сульфидами мощностью 10–12 м, прослеженной на 90 м в породах гумбейской свиты. Содержания Au – 0,8–2 г/т, Ag – 12,2 г/т. Является продолжением месторождения Южный Курасан. Ресурсы кат. P₂: Au – 1,1 т, Ag – 3,3 т (прямой расчет). *Россыть* (I-3-4) аллювиальная, размером 2,3×0,4 км. Мощность песков – 1–3,6 м. Золотины – 0,5–0,3 мм. Содержание Au – 2 г/м³. Не разрабатывалась. Ресурсы кат. P₂ – 4 200 кг. [99]. *Россыти* (I-3-23), *Майская* (I-3-21), *Шевченковские* (I-3-32) аллювиально-делювиальные, размером (300–1 000)×(5–15) м с содержанием Au – 0,86–4,5 г/м³. В низах разреза одной из Шевченковских залежей есть неотработанные участки с Au – 1 г/м³ [84].

В пределах **Хлебинского прогнозируемого рудного поля** известно 2 месторождения золо-

та - *Чебачка* (I-3-26) и *Чебачье I* (I-3-29) золото-полисульфидно-кварцевой формации, сложены жилами минерализованного сульфидами кварца мощностью до 0,6 м. Содержания Au – 1,3–7,15 г/т. Вмещающие кварц-гематитовые породы содержат Au до 1,6 г/т (I-3-29) [84].

В **Курасанском рудном районе** за пределами рудных полей и зон известно проявление *Остроленское I* (III-3-1), приуроченное к контакту кремнистых пород и туфов базальтов ново-буранной толщи. Здесь развита зона лимонитизации, хлоритизации, серицитизации и окварцевания мощностью 15 м с содержаниями Au в лимонитах – 1,2 г/т и в окварцованных туфах – 6 г/т [84]. Перспективно. Ресурсы кат. P₂ – 6,3 т (прямой расчет).

В **прогнозируемой Копаловской рудной зоне** известно 2 проявления и золотоносная россыпь. Проявления *Копаловское I* (I-4-14) и *Копаловское 2* (I-4-16) гидротермального метаморфогенного типа представлены зонами 600×120 м лимонитизации и пиритизации в серицит-кварцевых аподацитовых сланцах копаловской толщи с Au до 2,7 г/т [84]. *Копаловская россыпь* (I-4-19), аллювиальная размером 1 200×50 м с содержанием Au – 3,2 г/м³ [84].

10 месторождений золото-шеелит-кварц-гумбеитовой формации и 7 россыпей золота известны на **Балканском рудном поле**. *Балканское месторождение* (IV-3-10) расположено в зоне контакта одноименного массива и включает более 20 жил кварца с пиритом, халькопиритом, галенитом, шеелитом, мощностью 0,15–0,4 м (редко 1–2 м) и протяженностью (50–70)×(300–500) м. Содержание Au – 2,5–30 (преимущественно 8–10) г/т, встречены самородки до 26,6 кг. Резервные запасы на некоторых жилах кат. A+B+C₁+C₂ – 237 кг [84]. *Месторождения* (IV-3-22), *Верхнесолодянское* (IV-3-20), *Солодянское нижнее* (IV-3-21), *Саратовское* (IV-3-24), *Старательское* (IV-3-25), *Желанная жила* (IV-3-23), *Батырское* (IV-3-31), *Соповская жила* (IV-3-26), *Первомайское* (III-3-29) сложены жилами кварца с пиритом, халькопиритом, шеелитом, с Au – 3–47 (преимущественно 5–10) г/т, мощностью 0,1–0,6 м и протяженностью 100–700 м. Ресурсы кат. P₁ – 350 кг [84]. *Россыпь Крутого лога* (IV-3-13) объединяет 9 аллювиальных и аллювиально-делювиальных залежей размером (500–1 300)×(10–70) м на протяжении более 7 км. Содержание Au – 5–10 г/м³. Добыто более 1 т Au. Целесообразна повторная механизированная добыча [84]. *Россыпь Кордонного лога* (IV-3-14) объединяет 12 аллювиально-делювиальных и аллювиальных залежей (500–2 000)×(30–90) м на протяжении более 6 км. Содержание Au – 1,3–13 г/т. Встречены самородки до 24 кг. Добыто 4 т [84]. Перспективны для повторной механизированной добычи. *Россыпи* (IV-3-30), *Хлопотливая* (IV-3-16), *Лесная* (IV-3-18), *Александровская* (IV-3-19), *Первомайская* (III-3-31) аллювиально-делювиальные, размером (1 500–2 300)×(10–30) м. Содержания Au – 1–20 г/м³. Встречены самородки до 1,5 кг [84].

В пределах **Зареченского рудного поля** известно 2 месторождения золото-шеелит-кварц-гумбеитовой формации, 1 проявление и россыпь золота. *Загумбейское месторождение* (IV-3-34) представлено штокверком золотоносных кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и прожилков в интенсивно карбонатизированных и хлоритизированных базальтах аблязовской толщи. Отработано. [84]. *Буранное месторождение* (IV-3-40) залегает в гранитоидах Новобуранного массива, включает 13 жил кварца с шеелитом, молибденитом, айкинитом, висмутином, колумбитом, тетраэдритом, галенитом, протяженностью до 2 км и мощностью 0,2 м. Отработано. [84]. *Проявление Песчаный лог* (IV-2-8) представлено 9 кварцевыми жилами длиной до 240 м и мощностью 0,11–0,35 м в кремнистых породах гумбейской свиты с содержанием Au – 1,57–5,8 г/т. Ресурсы кат. P₂ – 150 кг [84]. Может иметь интерес для старательской добычи. *Россыпь песчаного лога* (IV-2-7) элювиально-делювиальная размером 200×(5–7) м с содержанием Au – 1,5 г/м³, не разрабатывалась. Ресурсы кат. P₁ – 1,5 кг [84].

В **Кировском рудном поле** известно 4 месторождения и 9 россыпей золота. *Кировское месторождение* (IV-4-21) золото-серпентинитовой формации залегает в серпентинитах бриентского комплекса и представлено 20 зонами с хризотилowymi жилами и тальк-карбонатными метасоматитами минерализованными пиритом, никелином, галенитом простиранием 25–30°, мощностью 0,2–0,4 м и протяженностью 15–600 м. Содержания Au – 10–60 г/т. Добыто более 211 кг. Запасы кат. C₂ – 146,4 кг [84]. На южном фланге месторождения выделяются 5 рудных зон простиранием 250°, мощностью 0,1–1,2 м с содержанием Au – 0,4–3,2 г/т и 3 субширотные кварцевые жилы мощностью 0,5–0,8 м с содержанием Au – 0,8–3,2 г/т. *Месторождения Благодатное* (IV-4-12) и *Зайнобское* (IV-4-24) золото-полисульфидно-кварцевой формации. В сланцах слюдинской толщи (IV-4-24) и тальк-карбонатных метасоматитах по серпентинитам бриентского комплекса (IV-4-12) – жилы кварца с пирита и халькопирита мощностью 0,1–1,1 м с содержанием Au до 10,6 г/т (IV-4-12) [84]. Отработаны до глубины 11–14 м. На *месторождении Евдокимовский прииск* (IV-4-15) золото-серпентинитовой формации в серпентинитах бриентского комплекса – 2 золотоносные зоны: первая представлена хризотиловой жилой мощностью 18 см с прожилками кварца и содержанием Au 13 г/т; вторая – тальковыми метасоматитами с прожилковым окварцеванием мощностью до 2,1 м. Золото встречается среди талька, со-

держания – 20,8 г/т [84]. *Ольгинская россыпь* (IV-4-14) объединяет 6 аллювиально-делювиальных залежей размерами (200–2 000)×(10–200) м на протяжении более 3,3 км. Содержания Au – 1,3–5,2 г/м³ [84]. Добыто более 1 200 кг. Нижняя часть Ольгинской россыпи не выработана из-за обводненности [17]. Ресурсы кат. P₂ – 1 т (прямой расчет). *Россыпи Успенская* (IV-4-10), *Первоначальная* (IV-4-18), *Александро-Невская* (IV-4-20) объединяют несколько аллювиально-делювиальных залежей шириной от 10 до 40 м на протяжении до 2 км. Содержания Au – 0,6–1,2–4 г/т [84], встречены самородки до 2 кг (IV-4-10). На (IV-4-18) – добыто 192 кг. *Россыпи* (IV-4-22), *Фершампенуазская* (IV-4-1), *Чингиз* (IV-4-25), *Екатерининская* (IV-4-11), *Зайнобская* (IV-4-23) аллювиально-делювиальные, размером (30–50)×(120–1 200) м с содержанием Au – 3,2–4 г/м³. На (IV-4-11) – добыто 168 кг. *Россыпи Орликова* (III-4-9) и *Прииск Верный* (III-4-16), аллювиально-делювиальные, отработаны. На (III-4-16) добыто 50 кг Au [17]. За пределами рудных полей и зон известна 1 россыпь и 2 проявления золота. *Россыпь* (III-3-27), элювиально-делювиальная, длиной 200 м с содержанием Au – 0,13–0,16 г/т [84]. Не разрабатывалась.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

В пределах листа известно *Агаповское месторождение* (IV-1-35). В разрезе лигнитоносных песчано-глинистых отложений карстовой депрессии протяженностью 6 км на глубинах от 10–70 до 150–215 м выделено от 2–3 до 5–6 линзовидных рудных тел мощностью 0,4–5,35 м (в среднем 3,5), шириной от 150–200 до 700 м. Содержание U от 0,01 до 0,2 % (среднее – 0,019 %).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ

В *Астафьевской кварцеворудной зоне* в слюдинской толще развиты жилы кварца с кристаллами горного хрусталя. Известные проявления *Синие васильки 1* (IV-4-2), *Синие васильки 2* (IV-4-4), *Таштыбутакское* (IV-4-7) бесперспективны [46].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ДОЛОМИТ

В разрезе карбонатной кизильской свиты локализовано *Агаповское (Лисьегорское) месторождение* (IV-1-42). Его залежи достигают в поперечнике 500 м, мощность – до 186 м. Состав: MgO – 19,13 %; CaO – 32,8 %; SiO₂ – 0,17 %. Запасы кат. В+С₁ – 110 705 тыс. т, С₂ – 106 тыс. т [152]. Разрабатывается. Попутно добывается известняк. Запасы кат. В+С₁ – 40 265 тыс. т, С₂ – 1 340 тыс. т [152].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

КАОЛИН

Мезозойско–палеогеновые отложения карстовой котловины вмещают каолины *Куйбасовского проявления* (IV-1-17). Площадь проявления 722 500 м², мощность – 13,7 м. Огнеупорность – 1 710–1 750 °С. Ресурсы кат. P₁ – 9,4 млн м³ [120]. Вскрыша – 29 м.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ ХРИЗОТИЛОВЫЙ

На *проявлении Куликовское 4* в серпентинитах бриентского комплекса развиты тонкие (до 2 мм) прожилки хризотил-асбеста [46]. Неперспективно.

МУСКОВИТ

На *Ольгинском месторождении* (IV-4-17) в пегматитах джабыкско-санарского комплекса мусковит слагает блоки от 5×7 до 20×30 см. Выход – 1–1,5 %. Запасы: балансовые кат. В – 214 т, С₁ – 386 т, С₂ – 123 т; забалансовые кат. С₁ – 271 т, С₂ – 510 т [105]. Законсервировано.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Известно 9 месторождений. На *Кассельском месторождении* (II-3-33) и *месторождениях* (II-3-49), (II-3-57) полезным ископаемым являются гранитоиды кассельского комплекса с плитчатой отдельностью размером 30×50×(10–20) см. Месторождение (II-3-33) разрабатывается мелкими карьерами. Запасы на (II-3-49) и (II-3-57) кат. С₁ – по 240 тыс. м³ [133]. На *месторождении Малый Куйбас* (III-2-33) в комплексе с магнетитовыми и титаномагнетитовыми рудами добываются гранитоиды и, в меньшей степени, базальты, скарны, роговики, пригодные для производства щебня. Запасы кат. А+В+С₁ – 39 859 тыс. м³ [120]. На *месторождении* (III-3-13) крупноблочные гранитоиды Рассыпнянского массива пригодны для укладки в нижний и средний слой шоссе. На площади 1,6 га при мощности 2,07 м запасы кат. С₁ – 34,8 тыс. м³ [122]. *Месторождение* (III-3-18) среднезернистых морозостойких гранитов Рассыпнянского массива расположено на площади 3,4 га. Мощность залежей щебня и камня – по 0,5 м. Запасы: камня кат. С₁ – 73,7 тыс. м³, щебня кат. С₁ – 18 тыс. м³ [122]. Вскрыша – 0,5 м. *Месторождение Берёзовское* (IV-1-6) представлено гранитоидами мосовского комплекса пригодными для всех видов строительных работ. Запасы кат. А+В+С – 20 141,8 тыс. м³ [138]. На *месторождении г. Берёзовая* (IV-1-14) гранитоиды магнитогорской серии пригодны для всех видов строительных работ. Запасы кат. С₂ – 18 389 тыс. м³ [120]. На *месторождении Янгыз-Каин* (IV-3-27) разрабатываются для местных нужд дайки гранитоидов балканского комплекса с параллелепипедальной отдельностью, прочные, слабо поддающиеся выветриванию [101].

ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Известно 5 месторождений. На *месторождении* (II-4-21) полезным ископаемым являются базальты копаловской толщи, трещиноватые до глубины 2,4 м. Запасы на площади 2,3 га до глубины 2,8 м кат. С₂ – 66 тыс. м³ [133]. На *месторождении* (III-3-10) базальты александринской толщи пригодны для местного строительства. Запасы на площади 1,3 га до глубины 4,6 м кат. С₁ – 93,3 тыс. м³ [133]. На *месторождении Петровское* (III-3-15) базальты александринской толщи обладают прочностью более 8,59 кг/см³. Мощность – 40,5 м. Запасы кат. С₁ – 3 949 тыс. м³, С₂ – 4 224,6 тыс. м³ [122]. Вскрыша – 4,2 м. На *месторождении Гумбейское* (III-3-20) пироксен-плаггиоклазовые базальты аблязовской толщи имеют водопоглощение – 1 %. До глубины 46,5 м запасы кат. С₁ – 2 698,6 тыс. т [122]. Вскрыша – 1,8 м. На *Среднеуральском месторождении* (IV-1-9) базальты греховской свиты пригодны для бута, бетона, строительства дорог. Запасы кат. А₂ – 1 827 тыс. т [133].

ИЗВЕСТНЯК

На *месторождении Агаповское 2* (IV-1-46) разведан участок 600×380 м известняков кизильской свиты. Вскрыша – 0,5–6,5 м. Пригодны для производства извести 1 сорта. Запасы кат. А+В+С – 12 709 тыс. т [133]. На *месторождении* (IV-3-36) мраморизованные известняки аблязовской толщи дают хороший выход жирной извести. Разрабатывалось до 1941 г. [101].

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Известно 7 месторождений. На *Верхнеуральском месторождении* (I-1-24) разведаны бурые пластичные аллювиальные глины мощностью 2,73 м, пригодные для кирпича марки 100 и 150. Вредных включений – 0,7–13,1 %. Запасы кат. А₂+В+С₁ – 271 тыс. м³ [133]. На *Ивановском месторождении* (III-1-37) бурые вязкие аллювиальные глины мощностью 0,7 м развиты на площади 1 км² [127]. На *Верхне-Кизильском месторождении* (III-1-40) гончарные и кирпичные аллювиальные глины мощностью 4,5–7,3 м развиты на площади 5 км² [46]. На *Нагайбакском месторождении* (III-4-23) разведаны глины коры выветривания базальтов александринской толщи, пригодные для морозостойкого кирпича марок 100 и 150. Мощность залежи – 1,1–6 м. Запасы кат. А+В+С – 504 тыс. м³, С₂ – 8 000 тыс. м³ [133]. На *Среднеуральском месторождении*

(IV-1-49) бурые аллювиальные глины пригодны для кирпича низких марок [133]. *Месторождение г. Лисья* (IV-1-50) представлено вязкими, жирными, пластичными глинами, пригодными для пластичных добавок к автоклавному кирпичу марки 100. Мощность – 4,6–8,7 м. Запасы кат. A_2+B+C_1 – 15 274 тыс. м³ [132]. Вскрыша – 0,6 м. На *Сухореченском месторождении* (IV-1-45) разведаны низкосортные делювиальные глины с обломками известняка, частично обводненные, мощностью 2–14 м. Вскрыша 1,1 м. Запасы кат. A_2+B+C_1 – 8 932 тыс. м³ [133].

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

Известно 2 месторождения. На *месторождении Восточнолиственный участок* (III-1-38) в пойме р. Урал разрабатываются для местных нужд аллювиальные песчано-галечные отложения [46]. На *Северо-Кизильском месторождении* (III-1-39) в качестве песчано-гравийных смесей разрабатываются аллювиальные отложения наиболее глубоко врезанной части долины р. Урал. Мощность залежи – 3–9 м (средняя – 6 м). Смесей пригодны для изготовления бетона и строительных растворов. Запасы кат. C_1 – 12,6 млн м³ [115]. Вскрыша – 2 м. Законсервировано из-за расположения в охранной зоне водозабора.

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Известно 6 месторождений. На *месторождениях Московское* (I-1-21) и *Спасское* (II-1-14) используется для местных нужд аллювий поймы р. Урал [126]. На *Верхнеуральском месторождении* (I-1-27) разведаны разнозернистые пески поймы р. Урал, пригодные для известково-песчаных блоков. Мощность – 0,1–2,5 м. Вскрыша 0,1–1,2 м. Запасы кат. A_2+B+C – 28 тыс. т [133]. Обводнено, законсервировано. На *Мохнатогорском месторождении* (III-1-41) добывается аллювий поймы р. Урал. Запасы кат. C_1 – 1,8 млн м³ [126]. На *месторождении* (IV-3-42) залежь песка площадью 1 км² слагает террасу в долине р. Гумбейка. Вскрыша – 1,2–1,5 м. Ресурсы кат. P_1 – 2,5 млн м³ [101]. *Нагайбакское месторождение* (IV-4-26) представлено аллювием р. Гумбейка мощностью 3,1 м. Запасы кат. C_1 – 47 тыс. м³ [121].

ПРОЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГИПС, АНГИДРИТ

Гипсоангидритовая залежь *Агаповского месторождения* (IV-1-29) локализована среди известковистых алевролитов и мергелей агаповской свиты. Мощность – 1–12,1 м, глубина залегания – 84–221 м, содержание – 83,9 %. Запасы кат. C_2 – 33,3 млн т [120].

ГЛИНЫ КРАСОЧНЫЕ

На *проявлениях Спасское* (II-1-15) и *Требиатское* (IV-3-41) залежь представлена аллювиальными глинами с красящим оранжевым пигментом. Пригодны для клеевых красок. *Проявления Краснинское* (I-3-14), *Копаловское* (I-4-20), *Нижегородское* (II-3-5), *Арсинское* (II-4-19), *Ново-Желтинское* (III-2-18), *Арсламбаевское* (III-3-23), *Гумбейское* (III-4-17) и *Новобуранное* (IV-2-12) представлены бурыми, малиново-красными, оранжево-желтыми глинами коры выветривания пригодными для клеевых и масляных (III-3-23), (III-4-17) красок.

Характеристика неперспективных проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых приведена в таблицах 24 и 25.

Обобщенная характеристика проявлений полезных ископаемых

Индекс клетки и номер на карте	Тип объекта, ассоциирующие геологические подразделения, вмещающие породы	Характеристика оруденения	Рудная формация или генетический тип
Железо			
(III-1-12)	Скарны по известнякам шумилинской свиты мощностью 40-60 м, протяженностью 500 м	Магнетитовое и сульфидно-гематитовое оруденение с Fe=23,8 %, S=0,831 %	Скарновый
(III-1-29)	Скарны по известнякам свиты г. Магнитная	Fe(магнетитового)=2-28 %, V ₂ O ₃ =0,76-0,84 %	-"
(IV-1-3)	Скарны по вулканитам шумилинской свиты	Оруденение магнетитовое, вкрапленное. Содержание Fe=32,1 %	-"
(IV-1-23)	Глины на известняках кизильской свиты	На известняках щебень лимонитов	Инфильтрационный
(I-2-27)	Горизонт гематит-кремнистых пород	Магнетитовое Fe=24 %, Mn=3,3 %, S=0,1 %	Гидротермальный
(II-3-26)	Базальты аблязовской толщи в зоне контакта Кассельского массива	В роговиках и ороговикованных базальтах вкрапленность магнетита	Контактово-метаморфический
(II-3-41)	Ксенолит скарнов в Кассельском массиве	Массивный и густовкрапленный магнетит	Скарновый
(I-3-28)	В габбро сплошное и шпировое титаномagnetитовое оруденение	Рудная зона 19×130 м. В канавах Fe=38 %, на глубине 50-75 м содержание Fe=20 %	Титаномagnetитовая
(III-2-28)	В габбро вкрапленность титаномagnetита	Fe=8,6-15,5 %, TiO ₂ =1,9-6 %, V ₂ O ₅ =0,06-0,19 %	Титаномagnetитовая
Медь, цинк			
(II-2-45), (III-2-2), (III-2-21), (III-2-23)	Серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты по дацитам и риолитам александринской толщи	Вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и содержания Cu=0,17-8,22 %, Zn=0,3-11 %, Pb до 5,28 %, Au до 6 г/т, Ag до 20 г/т	Медно-цинковая колчеданная
(III-3-8), (III-3-9), (IV-2-2), (IV-2-4), (IV-2-5)	Серицитизированные, хлоритизированные, баритизированные дациты, аподацитовые серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты александринской толщи	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная минерализация сульфидов с содержанием Cu=0,1-0,35 %, Zn=0,4 %, Au до 11 г/т, Ag до 20 г/т и маломощные линзы колчеданов с содержанием Cu до 1,13 %, Zn до 0,5 %	-"
(I-2-9)	Сильно серицитизированные вулканогенно-осадочные породы александринской толщи	Линза медно-цинкового колчедана мощностью 0,7 м с содержанием Cu=0,4 %, Zn=3,16 %	-"
(I-2-10)	Сильно серицитизированные туфопесчаники урядинской толщи	Линза медно-цинкового колчедана мощностью 1,5 м с содержанием Cu=0,56 %, Zn=1,29 %, Pb=0,1 %	-"
Золото			
(II-2-17)	Измененные дациты шумилинской свиты	Среди дацитов развал лимонитов с содержанием Au=2,6 г/т	Не ясен
(II-3-17), (II-3-24)	Кварцевые жилы длиной 40-80 м в гранитах Северокассельского массива	В жилах вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и содержание Au до 4-32 г/т	Золото-полисульфидно-кварцевая
(II-4-4)	Измененные дациты копаловской толщи	В лимонитах из развалов содержание Au=0,4-1,6 г/т	Метаморфогенный
(III-4-1)	Серия кварцевых жил в копаловской толще	В жилах мощностью 3-10 см содержания Au до 2,4 г/т	-"
(IV-4-19)	Выщелоченные и лимонитизированные серпентиниты бриентского комплекс	В зоне прожилкового окварцевания содержания Au от следов до 4,2 г/т (1 проба с Au=10,8 г/т)	Золото-серпентинитовая
Уран			
(I-1-26)	Торфяно-глинистые пойменные отложения	В почве содержания U=0,01 % (до 0,128 %)	U-ая в торфяниках
(II-1-2)	Туфопесчаники шумилинской свиты	В интервале 79-369,7 м содержание U до 0,041 %	Не ясен

Индекс клетки и номер на карте	Тип объекта, ассоциирующие геологические подразделения, вмещающие породы	Характеристика оруденения	Рудная формация или генетический тип
Каолин			
(III-1-2), (III-1-13)	Дациты и риолиты берёзовской и шумилинской свит	По дацитам и риолитам каолиновые коры выветривания мощностью 2,5 м	Первичных каолинов (элювиального типа)
Драгоценные и поделочные камни			
(I-3-11), (I-3-18), (II-3-13)	Дайки базальтов аблязовского вулканического комплекса	Декоративные базальты с крупными вкрапленниками плагиоклаза размером до 3-4 см	Субвулканический
(I-3-41), (II-3-6)	Вулканогенно-осадочные породы новобуранной толщи	Развалы и коренные выходы вишневых, сургучных, желто-зеленых полосчатых яшм	Вулканогенно-осадочный
(III-2-16), (III-2-27), (III-3-17), (IV-2-3)	Базальты александринской толщи	В базальтах прослой сургучных, вишнево-красных, серых до черных (III-2-27) яшм	-"
(IV-2-6), (II-3-32)	Базальты гумбейской свиты	Прослой сургучных, серых, белых яшм	-"
(II-4-3)	Базальты желкубаевской толщи	Прослой декоративных кремнистых туффитов	-"
Глины красочные			
(II-1-15), (IV-3-41)	Глинистые аллювиальные отложения	В аллювиальных отложениях прослой красочных глин с оранжевым пигментом	Осадочный

Обобщенная характеристика пунктов минерализации

Индекс клетки и номер на карте	Тип объекта, ассоциирующие геологические подразделения, вмещающие породы	Характеристика пунктов минерализации	Генетический тип или рудная формация
Железо			
(I-2-26)	На границе урлядинской и александринской толщ в скважине кварц-гематитовые породы	В кварц-гематитовых породах – прожилково-вкрапленная минерализация магнетита (35-40 %), гематита (1-2 %), пирита, халькопирита	Гидротермальный
(I-2-32)	Роговики в экзоконтакте верхнеуральского комплекса. Вскрыты скважиной	В роговиках – вкрапленность магнетита, $Fe_{общ}=62\%$, $S=0,01\%$, $P=0,035\%$	Контактово-метаморфический
(II-3-31), (II-3-44), (II-3-45), (II-3-47), (II-3-50)	Коренные выходы скарнов в экзоконтакте Кассельского массива	Вкрапленность магнетита в скарированных и ороговикованных пироксен-плагиоклазовых базальтах	Скарновый
(II-3-35)	Элювиальный развал роговиков в экзоконтакте Кассельского массива	Вкрапленность магнетита в апобазальтовых роговиках	Контактово-метаморфический
(II-3-63)	Выход базальтов александринской толщи	Гематитовая и магнетитовая вкрапленность в зоне дробления	Гидротермальный
(III-1-18)	Делювиальные развалы в зоне экзоконтакта Мосовского массива	Мелкие высыпки массивного магнетита	Скарновый
(III-1-16)	Вулканиды берёзовской свиты. Вскрыты скважиной	В вулканидах основного состава – вкрапленность магнетита	Предположительно гидротермальный
(III-2-5)	Зона тектонического контакта аблязовской и урлядинской толщ. Вскрыта скважиной	В зоне скарирования – вкрапленность и прожилки магнетита, пирита, халькопирита	Скарновый
(IV-1-7)	Зона экзоконтакта Куйбасовского массива. Вскрыта скважиной	В амфибол-пироксен-полевошпатовых метасоматитах – тонкая вкрапленность магнетита	-"
Железо, титан			
(II-1-4)	Коренной выход габбро куйбасовского комплекса	Густая вкрапленность титаномагнетита в габбро	Титаномагнетитовая
(III-1-11)	Габбро куйбасовского комплекса	В габбро вкрапленность титаномагнетита Fe (магнетитовое) – 3,4-7,8 %, TiO_2 – 1,78-5,68 %, VO_3 – 0,03-0,1 %	-"
Марганец			
(I-2-2), (I-2-6), (II-2-26)	Коренные выходы кремнистых пород бабурькинской толщи	Зона дробления с окисной минерализацией Mn с содержанием MnO – от 0,21 до 10-15 %	Инфильтрационный
(IV-2-11), (IV-2-13), (IV-2-14)	Элювиальные развалы кремнистых пород гумбейской свиты	Яшмоиды с примазками и корочками окисной марганцевой минерализации	Эффузивно-кремнистая марганцеворудная
Хром			
(III-4-5), (III-4-12), (III-4-13)	Коренные выходы серпентинитов бриентского комплекса	Шлировая минерализация хромита в серпентинитах	Хромитовая
Медь			
(I-1-3), (II-2-31), (II-2-32), (II-2-33), (II-2-35), (II-2-36), (II-2-37), (II-2-38)	Коренные выходы базальтов новоивановской и аблязовской толщ	Вкрапленность самородной меди с примазками малахита в туфах, базальтах и их миндалинах	Медно-цеолитовая

Индекс клетки и номер на карте	Тип объекта, ассоциирующие геологические подразделения, вмещающие породы	Характеристика пунктов минерализации	Генетический тип или рудная формация
(II-2-14), (I-2-30)	Коренной выход и делювиальные развалы трахидацитов шумилинской свиты	Лимониты среди дацитов с пустотами выщелачивания сульфидов, вкрапленностью магнетита и примазками малахита	Гидротермальный вулкано-генный
(III-1-1), (III-1-4), (III-1-14), (IV-1-36), (IV-1-39), (IV-1-43)	Коренные выходы базальтов греховской свиты	В миндалинах базальтов, в трещинах - минерализация куприта, малахита, азурита. Содержания Cu – до 0,1-2 %	"-
(II-2-20)	Коренной выход габбро погорельского комплекса	Примазки малахита по трещинам в габбро	Титаномагнетитовая
(IV-1-28)	Базальты новоивановской толщи. Вскрыты скважиной	В базальтах вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание Cu – 0,29 %, Ag – 1,3 г/т	Предположительно гидротермальный вулкано-генный
(II-2-28), (III-3-11)	Делювиальные развалы базальтов александринской толщи	Вкрапленность пирита и халькопирита в базальтах. Содержание Cu – 0,17 %	Медно-колчеданная
(III-2-3), (III-2-7), (III-2-10)	Делювиальные развалы дацитов александринской толщи	Вкрапленность пирита, халькопирита в серицитизированных дацитах (содержание Cu – до 0,2 %) и лимонитовые образования с повышенными концентрациями Cu, Au, Ag	"-
(III-3-7)	Базальты александринской толщи. Вскрыты скважиной	Вкрапленность сульфидов в базальтах и сплошное медно-колчеданное оруденение. Содержание Cu – до 0,64 %	"-
Медь, цинк			
(I-3-2)	В скважине зона контакта дацитов и андезитов новобуранной толщи	Гнездовая минерализация пирита, халькопирита, сфалерита	Гидротермальный вулкано-генный
(II-3-22), (III-3-28)	Коренные выходы вулканитов гумбейской свиты	В лимонитовых образованиях мощностью до 0,35 м в коре выветривания содержания Cu – до 0,06 %, Zn – до 0,1 %	"-
(II-3-29)	Коренной выход базальтов аблязовской толщи в экзоконтакте Кассельского массива	Вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, магнетита в ороговикованных кислых вулканитах. Следы Au и Ag	Предположительно гидротермальный вулкано-генный
(I-2-3), (I-2-5), (I-2-8), (I-2-11), (II-2-1), (II-2-44), (II-3-21), (II-3-54), (II-3-56), (III-2-4), (III-2-9), (III-3-16), (III-2-41)	Коренные выходы и элювиальные развалы серицитизированных дацитов александринской толщи с линзами лимонитовых образований	В массивных и пористо-кавернозных лимонитовых образованиях – содержания Cu – до 0,02-0,1 %, Zn – 0,03-0,16 %, Au – 0,4-6,4 г/т, Ag – до 40 г/т	Предположительно медно-цинковая колчеданная
(II-2-30)	Среди дацитов развалы бурых железняков с реликтами неокисленных колчеданов	В бурых железняках повышенные концентрации Cu, Zn, Au	Предположительно гидротермальный вулкано-генный
(I-2-12), (I-2-22), (I-2-24), (III-2-25)	Коренные выходы серицитизированных дацитов александринской толщи	Прожилково-вкрапленная минерализация пирита, сфалерита, халькопирита в измененных дацитах. Содержания Cu – 0,1-0,41 %, Zn – 1-1,25 %, Pb – до 0,74 %	Медно-цинковая колчеданная
(III-2-12), (III-2-17), (III-2-24), (III-2-43)	Вулканиты александринской толщи. Вскрыты скважинами	Прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, сфалерита в измененных вулканитах. Содержания Cu – до 1,34 %, Zn – до 6,46 %	"-
(III-1-27)	Базальты новоивановской толщи. Вскрыты	Вкрапленность халькопирита, сфалерита, галенита в базаль-	Гидротермальный вулка-

Индекс клетки и номер на карте	Тип объекта, ассоциирующие геологические подразделения, вмещающие породы	Характеристика пунктов минерализации	Генетический тип или рудная формация
	скважиной	тах. Содержания Zn до 0,6 %, Cu до 0,18 %	ногенный
Медь, молибден			
(I-2-41), (I-2-47)	Монцодиориты верхнеуральского комплекса. Вскрыты скважинами	Вкрапленность пирита, халькопирита, молибденита в монцодиоритах. Содержания Cu – до 0,12 %, Mo – до 0,034 %	Медно-порфировая
(IV-1-33)	В скважине базальты берёзовской свиты	В эпидот-кварцевых прожилках вкрапленность пирита, халькопирита и содержание Cu до 0,17 %, Mo до 0,025 %	Гидротермальный вулканоногенный
Свинец, цинк			
(IV-1-44)	Риодациты берёзовской свиты. Вскрыты скважиной	Вкрапленность галенита, пирита и халькопирита в зонах эпидотизации. Содержание Pb – до 0,1 %	"-
(IV-3-28)	Коренной выход жилы кварца среди вулканических гумбейской свиты	Обильная вкрапленность галенита в кварце	Золото-шеелит-кварц-гумбеитовая
(III-1-6), (III-1-23), (IV-1-1)	Базальты новоивановской толщи. Вскрыты скважинами	Вкрапленность пирита, халькопирита, галенита в пропильтизированных базальтах. Содержания Zn – до 1 %, Ag – до 2,2 г/т	Гидротермальный вулканоногенный
(III-1-15)	Кварцевые монциты мосовского комплекса. Вскрыты скважиной	Вкрапленность пирита, сфалерита в зоне серицитизации и эпидотизации. Установлены содержания Zn – 0,22 %, Ag – 1-1,5 г/т	Гидротермальный плутоногенный
Никель			
(I-3-35), (II-3-53), (II-4-9), (III-4-2), (III-4-7), (III-4-11)	Кора выветривания серпентинитов бриентского комплекса. Вскрыта скважинами и шурфами	В нонтронитовой коре выветривания содержания Ni – от 0,2 до 0,8 %	Остаточный тип никеленосной коры выветривания
Молибден			
(IV-1-38)	Риодациты берёзовской свиты. Вскрыты скважиной	Вкрапленность пирита в риодацитах. Содержания Mo – до 0,012 %	Гидротермальный вулканоногенный
(IV-3-39)	Кварцевые жилы в гранитоидах балканского комплекса	В кварцевых жилах – вкрапленность, примазки молибденита, пирита, халькопирита	Золото-шеелит-кварц-гумбеитовая
Вольфрам			
(III-3-24), (IV-3-32)	Коренные выходы кварцевых жил в вулканах гумбейской свиты	В кварцевых жилах – вкрапленность шеелита	"-
Бериллий, молибден			
(I-3-40)	Выходы гранитов и диоритов Нижегородского массива	Вкрапленность молибденита, флюорита в зонах гематитизации. Содержание Be=0,003 %	Гидротермальный плутоногенный
Золото			
(I-2-38), (I-3-24), (II-3-9)	Выходы кварцевых жил и зон прожилкового окварцевания	Знаки золота в кварцевых жилах и прожилках	Золотокварцевая
(I-2-28), (II-4-7), (II-3-1), (II-4-22)	Коренные выходы и развалы кварцевых жил	Вкрапленность пирита, халькопирита, редко галенита в кварцевых жилах	Золото-полисульфидно-кварцевая
(I-4-3), (I-4-9)	Коренные выходы в экзоконтактной части Краснинского массива	Вкрапленность пирита, халькопирита, магнетита в скарнированных и амфиболитизированных базальтах, повышенные концентрации золота	Скарновый

Индекс клетки и номер на карте	Тип объекта, ассоциирующие геологические подразделения, вмещающие породы	Характеристика пунктов минерализации	Генетический тип или рудная формация
(III-3-30), (III-4-20)	Коренные выходы и развалы лимонитов среди серпентинитов бриентского комплекса	В сухаревидных лимонитовых породах – повышенные концентрации Au, участками содержание Au более 1 г/т	Золото-серпентинитовая
(I-4-13), (I-4-21)	Коренной выход и элювиальные развалы арсинской толщи	Вкрапленность пирита в метасилицитах. Содержание Au=0,6 г/т	Не ясен
(I-3-39), (II-3-3), (II-3-8), (II-3-11), (II-3-19), (II-3-20), (II-3-30), (II-3-59), (II-3-61)	Выходы и развалы туфов базальтов, туфопесчаников и кремнистых пород гумбейской свиты	Вкрапленность лимонитизированного пирита. Концентрация золота – от следов до 0,6 г/т	Гидротермальный вулкано-огенный
(I-4-18), (II-3-38), (II-3-62), (II-3-55), (II-3-58), (II-4-25)	Коренные выходы и делювиальные развалы базальтов гумбейской свиты	Вкрапленность пирита в базальтах в зонах эпидотизации, карбонатизации. Содержание Au=0,4-0,5 г/т	"-
(II-2-34), (II-3-39), (III-3-5)	Коренные выходы и делювиальные развалы дацитов александринской толщи	Вкрапленность сульфидов в серицитизированных, лимонитизированных дацитах. Содержания Au=0,2-0,8 г/т, Ag=0,8-2,2 г/т	"-
(III-3-19)	Коренные выходы и делювиальные развалы дацитов	Вкрапленность пирита, сфалерита, галенита, барита в серицитизированных, лимонитизированных дацитах. Содержание Au=0,2-0,4 г/т	Предположительно золото-серебряная
(III-1-20)	Кварцевые диориты мосовского комплекса. Вскрыты скважиной	Вкрапленность пирита в зоне пропилитизации. Содержания Au=1,5 г/т, Ag=1,3 г/т	Гидротермальный плуто-огенный
Уран, торий			
(I-1-13)	Выходы кремнистых туффитов и туфопесчаников шумилинской свиты	Аномалии урановой природы в кремнистых туффитах и туфопесчаниках. Содержания U=0,003-0,005 %	Гидротермальный вулкано-огенный
(III-4-4)	Кора выветривания кислых вулканитов копаловской толщи	Ареал радиоактивности размером 4×0,2 км в коре выветривания. Содержания U=0,0028 %, Th=0,0109 %	Инфильтрационный
(IV-4-8)	Кора выветривания плагиигранитов астафьевского комплекса	Ареал радиоактивности размером 1×0,4 км в коре выветривания. Содержания U=0,0006 %, Th=0,0025 %	"-
(IV-1-24)	Прослой лигнитовых глин. Вскрыт скважиной	Радиоактивная аномалия урановой природы интенсивностью 186 мкР/ч в лигнитовых глинах	Урановая в угленосных лигнитоносных отложениях
(IV-4-5)	Выходы углеродсодержащих сланцев слюдинской толщи	Ареал радиоактивности размером 2,5×0,3 км в углеродсодержащих сланцах. Содержание U=0,0039-0,0076 %, Th=0,0012 %	Урановая в углистых сланцах и их корах выветривания
Асбест			
(II-4-11), (III-4-6), (III-4-8), (III-4-14), (III-4-15), (III-4-21), (III-4-25)	Выходы и развалы серпентинитов бриентского комплекса	Прожилки поперечно-волоконистого хризотил-асбеста в серпентинитах	Хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой формации
Тальк (тальковый камень)			
(IV-3-1)	Элювиальные развалы серпентинитов бриентского комплекса	Зоны оталькования и тальк-карбонатных пород в серпентинитах	Тальковая в породах дунит-гарцбургитовой формации

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В формировании металлогенического потенциала территории отчетливо проявлены две эры: палеозойская и мезозойско–кайнозойская. Основные черты его определились в **палеозойскую эру** при главенствующей роли надсубдукционного магматизма, сопровождавшегося разнообразными процессами метаморфизма, под влиянием которых сформировались залежи руд Fe, Cu, Zn, Au, Ag, Mo, W, Cr, ряда сопутствующих компонентов. Осадочное рудообразование имело резко подчиненное значение. Именно в палеозойское время сформировались в основных чертах Магнитогорская железорудная, Узынкыр-Сибайская меднорудная и Учалино-Александринская золото-меднорудная, Гумбейская золоторудная и Джабык-Суундукская вермикулит-кварцевая минерагенические зоны, Копаловская и Кировско-Куликовская рудные зоны. В **Узынкыр-Сибайской зоне** в связи с интенсивным **среднедевонским** вулканизмом сформировалось медно-колчеданное оруденение Ялайского рудного поля, представляющего на площади Ялайский меднорудный район. В **Магнитогорской зоне** оруденение сформировалось в **раннекаменноугольный и среднекаменноугольный этапы**. В связи интенсивным раннекаменноугольным магматизмом формировалось оруденения *железорудной скарново-магнетитовой и титаномагнетитовой формаций* на Магнитогорском и Спасском рудных полях Магнитогорского железорудного района. В это же время образовалась убогая Cu, Zn, Pb и Mo минерализация, а также скарны, обогащенные редкими землями. В связи со становлением среднекаменноугольной агаповской свиты сформировались залежи гипса Агаповского рудного поля. В **Учалино-Александринской зоне** оруденение сформировалось в три этапа: **среднедевонский, позднедевонский и раннекаменноугольный**. В связи со становлением риолит-базальтовой формации среднего девона сформировалось оруденение *медно-колчеданной, медно-цинковой колчеданной и колчеданно-полиметаллической формаций* Орловского и Александринского рудных узлов. С образованием позднедевонского верхнеуральского магматического комплекса связаны *золотокварцевая и золото-полисульфидно-кварцевая формации* Верхнеуральского и *медно-порфировая формация* Мохнатогорского рудных полей. С формированием позднедевонского погорельского комплекса образовалось оруденение *медно-титаномагнетитовой формации* Погорельского рудного поля и минерализация *скарновой формации*. С позднедевонскими аблязовским и новоивановским вулканическими комплексами связана убогая минерализация *медно-цеолитовой формации*. В раннекаменноугольный этап в связи со становлением северокассельского магматического комплекса образовались *золото-кварцевая и золото-полисульфидно-кварцевая формации* Северокассельского и Чернореченского рудных полей, скарновая и контактово-метаморфическая магнетитовая минерализация в экзоконтакте Кассельского массива. В Гумбейской зоне оруденение палеозойской эпохи сформировалось в 2 этапа: **средне-позднедевонский и позднекаменноугольный**. В связи со становлением средне-позднедевонской базальт-андезит-дацитовой формации образовалось оруденение *золотосеребряной формации* Курасанского, Хлебинского и Нижегородского рудных полей, а также минерализация *эффузивно-кремнистой марганцеворудной формации*. В позднекаменноугольный этап в связи с балканским магматическим комплексом сформировалась *золото-шеллит-кварц-гумбейтовая формация* с золоторудным, вольфрамовым оруденением и молибденовой минерализацией Балканского и Зареченского рудных полей. В эндоконтакте Балканского массива образовались скарны с вольфрамовым оруденением и с повышенной концентрацией Y и Yb (Балканское рудное поле). В **Джабык-Суундукской зоне** процесс позднепалеозойского метаморфизма привел к образованию минерализации *хрусталеносной кварцево-жильной формации*. Со становлением пермского джабыкско-санарского магматического комплекса связана *формация мусковитовых пегматитов*. В Копаловской рудной зоне в связи с позднепалеозойским метаморфизмом возникла гидротермальная метаморфогенная золоторудная минерализация. Становление Кировско-Куликовской рудной зоны происходило в три этапа:

ордовикский, раннедевонский и позднепалеозойский. В первый и второй сформировалась хромитовая минерализация, соответственно, куликовского и бриентского комплексов. В позднепалеозойский этап возникли *золото-полисульфидно-кварцевая и золото-серпентинитовая формации*, хризотил-асбестовая и тальковая минерализация, связанные со становлением балканского магматического комплекса (Кировское, Южно-Темирское и Арсинское рудные поля).

Мезозойская–кайнозойская эры делится на мезозойско–палеогеновый и кайнозойский этапы. В течение первого сформировалось оруденение, связанное со становлением *формации коры выветривания*, второго – *песчано-глинистой формации долин*. В **Узынкыр-Сибайской зоне** со становлением аллювиальных отложений долины р. Урал и ее притоков образовались залежи торфяников в старичных отложениях и залежи строительного песка и песчано-гравийных смесей. В **Магнитогорской зоне** в первый этап образовалась иттрий-иттербиевая остаточная минерализация и остаточные окисленные образования по магнетитовым рудам (на Магнитогорском железорудном поле), остаточные красочные глины, первичные (элювиальные) каолины; бокситы, каолины, лимонитовые руды, залежи урановой формации в осадочных отложениях карстовых впадин. Во второй этап сформировались залежи железных руд осадочно-механического типа («валунчатые руды»), торфяники в старичных отложениях и залежи строительного песка и песчано-гравийных смесей в аллювии р. Урал и ее притоков, *урановая формация в торфяниках*, осадочные кирпичные глины. В **Учалино-Александринской зоне** в мезозойскую–кайнозойскую эры образовались элювиально-делювиальные, аллювиальные и аллювиально-делювиальные россыпи золота (Верхнеуральское и Чернореченское рудные поля). В **Гумбейской зоне в мезозойско–палеогеновый этап** образовались элювиально-делювиальные золотоносные россыпи (Нижегородское и Балканское рудные поля) и проявления красочных глин остаточного типа, а также минерализация *формации никеленосной коры выветривания*. В **кайнозойский этап** образовались кирпичные глины осадочного типа и песчано-гравийные смеси в аллювиальных отложениях р. Гумбейка и ее притоках, шлиховые ореолы и потоки шеелита, аллювиальные и аллювиально-делювиальные золотоносные россыпи (Балканское, Нижегородское, Курасанское рудные поля). В **Джабык-Суундукской зоне в мезозойско–палеогеновую эпоху** образовалась уран-ториевая минерализация инфильтрационного типа, в том числе, минерализация *урановой формации в углеродсодержащих сланцах и их корах выветривания*. Наиболее интенсивно оруденение мезозойско-палеогенового этапа проявлено в Кировско-Куликовской рудной зоне, где сформировалось оруденение никеленосной коры выветривания по серпентинитам бриентского и куликовского комплексов (Арсинское и Южно-Темирское рудные поля).

В **кайнозойский этап** сформированы аллювиальные и аллювиально-делювиальные россыпи золота. За пределами минерагенических и рудных зон в этот этап сформировались залежи песка и кирпичных глин в аллювиальных отложениях плиоцен–четвертичной долинной сети.

Таким образом, в пределах листа N-40-XXIV отчетливо проявлены три обстановки формирования минерагенических комплексов: а) палеозойская обстановка становления рудогенерирующих и рудоносных формаций с образованием магматогенного, гидротермального, вулканогенно-осадочного и метаморфогенного оруденения; б) обстановка формирования мезозойских кор выветривания с остаточными, инфильтрационными и осадочными рудными формациями; в) обстановка кайнозойской денудации с аллювиальными и аллювиально-делювиальными золотоносными россыпями.

Оруденение хромитов, талька и хризотил-асбеста локализовано в серпентинизированных гипербазитах бриентского и куликовского комплексов, наличие которых является основным рудоконтролирующим фактором. На современном срезе значимых концентраций хромитов, талька, хризотил-асбеста не установлено, что не исключает их наличия на глубине.

Комплекс вулканогенно-осадочных рудных формаций включает в себя *эффузивно-кремнистую марганцеворудную и колчеданные: медную, медно-цинковую и колчеданно-полиметаллическую формации*. Основными рудоконтролирующими факторами являются: наличие отложений гумбейской свиты для эффузивно-кремнистой марганцеворудной формации, карамалыташской свиты для медно-колчеданной и александринской толщи для медно-цинковой колчеданной, медно-колчеданной и колчеданно-полиметаллической формаций. Залежи руд эффузивно-кремнистой марганцеворудной формации локализуются в яшмах, яшмоидах, кварц-гематитовых и кремнистых породах среди туфов и туффитов гумбейской свиты. Оруденение сформировалось на некотором удалении от субмаринных гидротермальных источников. Оно сопровождается комплексными аномалиями Cu, Pb, Mn. *Колчеданные формации* связаны с карамалыташским и александринским риолит-базальтовыми вулканическими комплексами. Оруденение преимущественно локализуется в верхних частях разреза одноименных свиты и толщи и приурочено к уровням развития кислых вулканитов, точнее к горизонтам вулканоген-

но-осадочных пород, фиксирующим перерывы между отдельными ритмами кислого вулканизма. В непосредственной близости от рудных тел в рудолокализирующих породах отмечаются обломки околорудных метасоматитов, руд. Рудоносные горизонты сопровождаются кремнистыми металлоносными осадками [118]. Оруденение сопровождается зонами серицит-кварцевых, карбонат-серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью сульфидов. Ореол метасоматитов с рудной минерализацией часто проникает в вышележащие породы урлядинской толщи, что может служить поисковым признаком глубокозалегающего оруденения. С поверхности рудоносные зоны фиксируются развалами пористых лимонитовых пород с повышенными концентрациями Cu, Pb, Zn, Ag, Au и комплексными геохимическими аномалиями Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, Mo. Рудные зоны фиксируются аномалиями МЗТ и ВП, интенсивностью до 4 % и выше.

Комплекс вулканогенных гидротермальных формаций представлен золотосеребряной и медно-цеолитовой формациями. *Золотосеребряная формация* генетически связана с дифференцированным базальтоидным вулканизмом известково-щелочной петрогеохимической серии. Оруденение развито в вулканитах дацит-андезит-базальтовой формации гумбейского комплекса, наличие которых является региональным рудоконтролирующим фактором для этого типа оруденения. Рудные залежи локализованы в зонах интенсивной гидротермально-метасоматической проработки. Зоны метасоматитов с оруденением золотосеребряной формации иногда выходят за пределы гумбейской свиты и установлены в карагайской толще вблизи ее контакта с гумбейской свитой. Рудные поля характеризуются развитием зон баритизации и аргиллизитов с адуляром метасоматитов с вкрапленностью сульфидов, являющихся рудовмещающими для золотосеребряного оруденения. Оруденение с поверхности фиксируется развалами массивных и сухаревидных лимонитовых пород и сопровождается комплексными литохимическими ореолами Cu, Pb, Mo, Ag. *Медно-цеолитовая формация* генетически связана с позднедевонским вулканизмом, проявлена крайне слабо в виде убогой минерализации цеолитов и самородной меди. Отмечаются также убогие Cu, Mo, Pb гидротермальная вулканогенная минерализация, связанная с вулканитами берёзовской ассоциации, и Cu, Zn, U-Th минерализация в позднедевонских вулканитах.

Комплекс магматогенных рудных формаций генетически связан с базитовыми плутонами, которые играют роль основного рудоконтролирующего фактора. Он включает в себя титаномагнетитовую и медно-титаномагнетитовую формации. *Титаномагнетитовая формация* приурочена к габброидам куйбасовского и краснинского комплексов, интрузии которых выделяются положительными гравитационными и магнитными аномалиями. Рудные зоны фиксируются интенсивными локальными аномалиями магнитного поля. *Медно-титаномагнетитовая формация*, генетически связанная с погорельским комплексом, фиксируется положительным магнитным и гравиметрическим полем. Признаками этих типов оруденения служат локальные литохимические аномалии Cu, Zn, V.

Комплекс контактово-метаморфогенных и контактово-гидротермальных формаций представлен железорудным скарново-магнетитовым оруденением и минерализацией магнетита в роговиках. Залежи этих руд приурочены к структурам поднятия фундамента раннекаменноугольных вулканических сооружений, в пределах которых развита дифференцированная серия магматических образований берёзовской вулканоплутонической ассоциации. Становление последней сопровождалось генерацией рудоносных флюидов. Под их воздействием сформировался большой объем метасоматитов, в ряду которых свое место занимают скарны и магнетитовые руды. Их локализация происходила в фундаменте отдельных вулканических построек центрального типа. Оруденение фиксируется магнитными аномалиями и литохимическими аномалиями Mn, Ag, Mo. Контактново-метаморфогенная и скарновая минерализация магнетита развита также в ороговикованных и скарнированных основных вулканитах в эндоконтактной зоне Кассельского плутона и фиксируется локальными магнитными и гравиметрическими аномалиями. Источником золотой минерализации в экзоконтакте Краснинского массива служат основные вулканиты с оруденением *золотосеребряной формации*, вовлеченные в мощную зону ороговикования и скарнирования. Помимо магнетитового оруденения и золотой минерализации в комплекс контактово-метаморфогенных и контактово-гидротермальных формаций входит скарновое вольфрамовое оруденение в контактовой части балканского комплекса, с которым оно генетически связано.

Комплекс пегматитовых формаций представлен *формацией мусковитовых пегматитов*. Пегматиты принадлежат джабыко-санарскому магматическому комплексу. Становление их происходило на значительной глубине среди слюдинской толщи, претерпевшей метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, что является основным поисковым критерием на этот тип оруденения.

Комплекс гидротермальных плутоногенных формаций включает в себя *медно-порфировую и золоторудные формации*, генетически связанные со становлением верхнеуральского комплекса, имеющего золото-медно-молибденовую специализацию, золото-шеелит-кварц-гумбеитовую формацию, генетически связанную с балканским комплексом, а также золоторудные формации, парагенетически связанные с плутоном северокассельского комплекса. *Золоторудные формации* локализуются в экзо- и эндоконтактных частях плутонов этих комплексов и фиксируются площадными литохимическими аномалиями Ag, Au, Cu (верхнеуральский комплекс), Mo, Cu (северокассельский комплекс) и Mo, Pb, Ag (балканский комплекс). *Медно-порфировая формация* с медно-молибденовым оруденением, генетически связанная с верхнеуральским комплексом, локализуется в западной (поднятой) части Верхнеуральского плутона на более глубоких, чем золотое оруденение, уровнях и фиксируется площадными аномалиями ВП и литохимическими ореолами Mo, Cu, As. Золотое оруденение среди серпентинитов бриентского и куликовского комплексов имеет парагенетическую связь с плутонами балканского комплекса. Его формирование происходило за счет флюидов, отделявшихся на заключительных стадиях кристаллизации этих плутонов, в протяженных зонах кислотного выщелачивания в апосерпентинитовых карбонат-талковых, кварц-карбонат-талковых метасоматитах и в зонах с хризотиловой минерализацией. Серпентиниты служили не только благоприятной средой рудоотложения, но и источником металла. Оруденение фиксируется литохимическими ореолами Au, As, Mo.

Комплекс гидротермальных метаморфогенных формаций включает в себя *хрусталеносную кварцевую формацию*, метаморфогенное золотое оруденение и генетически связан с региональным метаморфизмом. Он локализован в породах, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой фаций, которые являются основным рудоконтролирующим фактором для этого типа оруденения. Формирование комплекса происходило в результате перераспределения вещества под действием метаморфогенных флюидов из зон высоких ступеней в зоны более низких ступеней метаморфизма. Золотое оруденение сопровождается зонами окварцевания, вкрапленной сульфидной минерализации и фиксируется слабопроявленными литохимическими аномалиями Cu, Ni, Zn.

Комплекс стратиформных формаций представлен убогой минерализацией *формации медистых песчаников* в отложениях шумилинской свиты. Минерализация формировалась на значительном удалении от вулканических центров.

Комплекс рудных формаций, связанный с *остаточной субформацией формации коры выветривания*, определяется преимущественно характером субстрата. С телами серпентинитов куликовского и бриентского комплексов связаны площадные нонtronитовые коры выветривания с оруденением никеля и кобальта, с корами выветривания силикатных пород – остаточные каолины, минеральные краски, с корами выветривания скарнов – иттрий-иттербиевая минерализация. Общим рудоконтролирующим фактором для рудного комплекса является хорошая сохранность мезозойских кор выветривания, характерная для мезозойской поверхности, занимающей значительную часть водораздельных пространств территории.

Главным фактором локализации мезо–кайнозойской инфильтрационной минерализации U является наличие линейных и площадных кор выветривания по углеродсодержащим породам, а инфильтрационного лимонитового оруденения – карстовые впадины, заполненные рыхлыми отложениями.

Комплекс мезозойско–палеогеновых осадочных рудных формаций, включающий залежи U в угленосных и лигнитоносных отложениях, гипса, бокситов, каолинов, связан с образованиями *осадочной субформации коры выветривания*, сохранившейся на площади в пределах карстовых впадин. Благоприятными факторами локализации этих типов оруденения являются развитие карстующихся карбонатных пород и приуроченность карстовых впадин к мезозойской поверхности водораздельных пространств с хорошей сохранностью образований мезозойско–палеогеновой коры выветривания, которая, как предполагается, имела латеритный профиль.

Комплекс осадочных неоген–четвертичных формаций представлен довольно широко. *Формации золотоносных россыпей* локализуются в непосредственной близости от коренных источников золота в единых рудных полях. Аллювиальные и аллювиально-делювиальные россыпи приурочены к линейным отрицательным формам рельефа с отложениями светлинской и наурзумской свит и плиоцен–четвертичными осадками. Элювиальные россыпи развиты по рудным зонам золото-кварцевой, золото-полисульфидно-кварцевой, золото-серпентинитовой формаций. В них часто присутствует неокатанное золото, обломки и выходы золотоносных жильных пород. Россыпи фиксируются старыми старательскими разработками и шлиховыми ореолами. В непосредственной близости от скарновых железорудных месторождений присутствуют осадочно-механические (валунчатые) железные руды, являющиеся продуктами разрушения

магнетитовых залежей. В аллювиальных отложениях широко развиты песчано-гравийные смеси, пески, кирпичные и красочные глины. С долинно-старичными отложениями р. Урал и ее притоков связаны торфяники с U минерализацией.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Магнитогорская минерагеническая зона. Спасское прогнозируемое рудное поле расположено на продолжении структуры палеоподнятия, с которым связано Магнитогорское железорудное месторождение. В пределах поля выявлена *Спаская магнитная аномалия* размером $0,5 \times 2$ км, интенсивностью 1 300 нТл, в связи с которой прогнозируется скарново-магнетитовое оруденение на глубине 500 м. Ресурсы кат. P_3 – 100 000 тыс. т [123]. Рекомендации по проведению дальнейших работ здесь и ниже см. на карте полезных ископаемых. Магнитогорское рудное поле связано с палеоподнятием, центральная часть которого фиксируется плутонами нижнего карбона. В пределах рудного поля известно Магнитогорское месторождение и многочисленные более мелкие объекты железорудной скарновой формации, а также ряд магнитных аномалий. Объекты скарново-магнетитового типа прогнозируются на юге рудного поля с ресурсами кат. P_3 – 600 000 тыс. т [112], а также на *флангах и глубоких горизонтах месторождения Малый Куйбас* с ресурсами кат. P_3 – 170 000 тыс. т [112]. Развитие подземной добычи на месторождении Малый Куйбас и оценка глубоких горизонтов южного фланга Магнитогорского рудного поля (также для последующей подземной добычи) – единственный, на наш взгляд, реальный путь воссоздания собственной минерально-сырьевой базы Магнитогорского металлургического комбината.

Учалино-Александринская минерагеническая зона. В Орловском рудном узле широко развиты вулканиты александринской толщи с проявлениями медно-колчеданной и медно-цинковой колчеданной формаций. Имеются перспективные проявления, зоны рудоносных метасоматитов, литогеохимические аномалии и аномалии ВП разной интенсивности. Прогнозные ресурсы кат. P_3 – 107 тыс. т, P_2 – 260 тыс. т [114]. **Мохнатогорское прогнозируемое рудное поле.** В его пределах известны проявления медно-порфировой формации с минерализацией халькопирита и молибденита. Ресурсы Cu кат. P_{1+2} оценены в 244 тыс. т [150]. Ресурсы Mo кат. P_2 – 37 тыс. т (прямой расчет). **Погорельское прогнозируемое рудное поле.** В его пределах в Погорельском массиве выявлено оруденение медно-титаномагнетитовой формации. Известна контрастная площадная *комплексная магнитная и гравиметрическая аномалия* предположительно рудной природы. Ресурсы Cu кат. P_3 – 1 300 тыс. т [131]. **Кутюбукское рудное поле.** В пределах поля широко развиты вулканиты александринской толщи с проявлениями и пунктами минерализации медно-цинковой колчеданной формации. Фланги рудных зон некоторых проявлений не изучены. Ресурсы кат. P_2 составляют: Cu – 300 тыс. т, Zn – 390 тыс. т [131]. **Фестивальное рудное поле.** В его пределах развита крупная вулканическая постройка, сложенная дацитами александринской толщи и выявлены многочисленные проявления медно-цинковой колчеданной формации, зоны рудоносных метасоматитов с сульфидами. Площадь слабо опоискована. Ресурсы кат. P_3 : Cu – 600 тыс. т, Zn – 800 тыс. т [131]. В пределах **Александринского рудного поля** помимо одноименного месторождения, известны многочисленные проявления и пункты минерализации медно-цинковой колчеданной формации среди измененных кислых вулканитов александринской толщи. Суммарные ресурсы кат. P_2 отдельных рудных зон проявлений Лебяжьего, Бабарыкинского, Сабановского, флангов Александринского месторождения составляют: Cu – 1 130 тыс. т, Zn – 1 690 тыс. т [131].

В целом, в Учалино-Александринской минерагенической зоне возможно обнаружение залежей Cu-Zn руд, запасы которых будут достаточны для обеспечения осваиваемой Александринское месторождение Александринской горнорудной компании на многие десятилетия.

Гумбейская минерагеническая зона. В Курасанском рудном поле известны месторождения и проявления золотосеребряной формации среди вулканитов гумбейской свиты. Выявлены зоны рудоносных метасоматитов и баритизации. Наиболее крупных рудоносных зон две. Ресурсы зоны *Краснинского месторождения* оцениваются по кат. P_2 в 10 т Au и 30 т Ag (прямой расчет). Ресурсы *зоны баритизации южнее Краснинского массива* по кат. P_3 оцениваются в 15 т Au и 45 т Ag (прямой расчет). Суммарные ресурсы **Курасанского рудного поля** (прямой расчет) по кат. P_2 составляют: Au – 18,3 т; Ag – 36,9 т, ресурсы кат. P_3 составляют: Au – 22,6 т; Ag – 67,8 т. Прогнозные ресурсы россыпи (I-3-4) категории P_2 – 4,2 т [99]. **Хлебинское рудное поле.** В его пределах известны многочисленные пункты минерализации золоторудного гидротермального вулканогенного оруденения и предположительно золотосеребряной формации. Подавляющее их большинство сгруппировано в мощной протяженной *зоне вкрапленной пири-*

тизации среди кремнистых пород новобуранной толщи. Ресурсы зоны кат. P_3 оцениваются в 3 т Au (прямой расчет). В **Балканском рудном поле**, связанном с гранитоидами балканского комплекса известны месторождения W и многочисленные мелкие жильные месторождения Au, а также много золотиносных россыпей. Ресурсы рудного поля кат. P_3 составляют: WO_3 – 5 тыс. т [112], россыпное золото – 3 т (прямой расчет). **Зареченское рудное поле** также связано с гранитоидами балканского комплекса. В его пределах находятся отработанные вольфрамовое месторождение и 2 жильных месторождения Au. Ресурсы рудного поля кат. P_3 оценены в 7 т WO_3 [112] и 2,2 т россыпного золота (прямой расчет).

Копаловская прогнозируемая рудная зона. В ней известны проявления и пункты минерализации с гидротермальной метаморфогенной золоторудной минерализацией, отработанная золоторудная россыпь и выявлены две зоны лимонитизации и прожилкового окварцевания с повышенной концентрацией Au. Зона практически не опоискована. Ее ресурсы кат. P_3 составляют 6,8 т Au (прямой расчет). Ресурсы россыпного золота долин рек Курасан и Хлебinka кат. P_3 оценены в 0,4 т (прямой расчет).

Кировско-Куликовская никель-золоторудная зона. В **Кировском рудном поле** известны 4 месторождения Au в серпентинитах бриентского комплекса и многочисленные золоторудные россыпи. В его пределах выявлены многочисленные зоны оталькования, тальк-карбонатных метасоматитов, с которыми связано золотое оруденение. Ресурсы коренного золота кат. P_3 – 5 т (прямой расчет). Самая крупная россыпь золота (Ольгинская) отработана не полностью из-за водопритока. Ресурсы россыпного золота кат. P_2 – 1 т (прямой расчет). **Южно-Темирское рудное поле** включает месторождение силикатных никелевых руд в коре выветривания серпентинитов куликовского комплекса. Ресурсы Ni в пределах рудного поля кат. P_1+P_2 – 23 тыс. т [95].

Помимо никеля, в рудной зоне известна отработанная золоторудная россыпь, а также многочисленные пункты минерализации хризотил-асбеста. Аналогичные хризотиловые прожилки в серпентинитах бриентского комплекса содержат золоторудную минерализацию. Ресурсы Au кат. P_3 – 7,4 т (прямой расчет). **Арсинское рудное поле** ограничено площадью развития тел серпентинитов бриентского комплекса. В его корах выветривания находится Арсинское месторождение и ряд проявлений и пунктов минерализации силикатных никелевых руд. Рудное поле опоисковано. Перспективных проявлений не выявлено. Суммарные ресурсы проявлений кат. P_1 – 16,9 тыс. т Ni [95].

В серпентинитах установлены повышенные концентрации Pt и Pd. Прогнозные ресурсы в коре выветривания Арсинского месторождения кат. P_3 составляют: Pt – 2 т; Pd – 3 т (прямой расчет). Известно проявление хризотил-асбестовой минерализации. В пределах рудного поля поисков золота не велось. Прогнозные ресурсы Au кат. P_3 – 1,1 т (прямой расчет).

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория расположена в пределах Восточно-Уральской группы бассейнов регионального стока коровых безнапорно-субнапорных вод, входящей в состав провинции Большеуральского сложного бассейна корово-блоковых вод (схема ВСЕГИНГЕО, 1988 г.).

Пластово-поровые воды имеют ограниченное распространение и приурочены к аллювиальным отложениям долин рек Урал и Гумбейка. Водоносными являются разнородные пески и песчано-галечниковые отложения, слагающие нижние части разреза террас. Мощность обводненных слоев невелика и не превышает 10 м. Коэффициент фильтрации в долине реки Урал достигает 66,7 м/сут, в долине реки Гумбейка не превышает 4 м/сут. Дебиты скважин достигают 3 л/с при понижении уровня на 0,6 м. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков и за счет контактирующих водоносных горизонтов. По химическому составу преобладают гидрокарбонатно-кальциево-магниевые воды с минерализацией до 1 г/л. Эти воды используются для индивидуального водоснабжения в небольших населенных пунктах. Воды элювиально-делювиальных образований носят характер верховодки, отличаются непостоянством режима и практического значения не имеют [140].

Подземные воды района приурочены в основном к трещиноватым образованиям коры выветривания, в которой развит обширнейший горизонт безнапорных трещинных и трещинно-карстовых грунтовых вод. По данным гидрогеологической съемки [140] выделяются ряд зон (см. схему).

В зонах тектонических нарушений заключены трещинно-жильные часто напорные воды.

Мощность водоносных зон трещиноватости составляет 10–80 м. Минимальные ее значения (40–60 м) присущи корам выветривания интрузивных пород, максимальные (60–80 м) – карбонатным породам. Карбонатные породы в этих зонах закарстованы, включают в себе трещинно-карстовые воды и являются наиболее водообильными. Питание подземных вод осуществляется в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков, менее, за счет поверхностных вод. Инфильтрация осадков затрудняется глинистым составом кор выветривания, преобладающим в районе. Препятствуют накоплению вод также засушливость климата района и значительная расчлененность рельефа. Водообильность водоносных зон невелика. Разгрузка подземных вод происходит в виде мочажин и родников в местных понижениях рельефа у подножия склонов гор и холмов, в речных долинах. Дебиты скважин в основном, не превышают 1–3 л/с при понижении на 10–20 м. И лишь в долине реки Урал, где циркуляция подземных вод наиболее интенсивна, пути циркуляции более промыты, дебиты скважин могут достигать 7–8 л/с и даже 27 л/с при понижении уровня до 10 метров, а коэффициенты фильтрации по ним достигают 17 м/сут. Подземные коровые воды – пресные до слабо солоноватых с минерализацией до 1 г/л, местами до 3 г/л. Преобладают воды гидрокарбонатного типа, занимающие около 80 % территории, встречаются воды смешанного состава гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного типа. В метаморфических и интрузивных породах в водах преобладают катионы кальция, натрия и калия. В ультраосновных породах формируются магниевые, а в известняках – кальциевые воды. По своим физико-химическим свойствам подземные воды отвечают требованиям ГОСТа предъявляемых к питьевой воде, за исключением отдельных участков с повышенной минерализацией, и могут использоваться для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Подземные воды не защищены с поверхности от хозяйственной деятельности, поэтому в границах населенных пунктов и различных предприятий они повсеместно «загрязнены» по всем показателям (бактериологическим, органолептическим, химическим). В них присутствуют нефтепродукты – до 1,1 мг/дм³, сульфаты – до 890 мг/дм³, фенолы – до 0,003 мг/дм³, жесткость достигает до 20,5 мг-экв/дм³ [85].

Основными потребителями подземных вод на территории являются города Магнитогорск и Верхнеуральск, районное село Фершампенуаз и более 70 мелких населенных пунктов. Из всего объема разведанных запасов подземных вод в настоящее время используется 274 тыс. м³/сут

[85] (табл. 26). Водоснабжение населенных пунктов осуществляется за счет вод в скважинах и колодцах, а также за счет поверхностных вод, для крупных населенных пунктов сооружены плотины. На р. Урал образовано два водохранилища у г. Магнитогорск полезной емкостью равной соответственно 186 и 600 млн. м³.

Таблица 26

Запасы хозяйственно-питьевых подземных вод разведанных месторождений

№ п/п	Месторождения	Утвержденные эксплуатационные запасы	Водопользователи
1	Верхнекизильское	70 тыс. м ³ /сут	ММК
2	Верхнеуральское	4,77 тыс. м ³ /сут	Не эксплуатируется
3	Фершампенуаз, участки:		
	3.1 Кизилчиликский	1,2 тыс. м ³ /сут	Не эксплуатируется
	3.2 Кривоозерный	2,6 тыс. м ³ /сут	Не эксплуатируется
	3.3 Арсамбаевский	2,1 тыс. м ³ /сут	Не эксплуатируется

В районе действуют горнорудные предприятия, где ведется водоотлив [85] (табл. 27).

Таблица 27

Список горных предприятий ведущих водоотлив

№ п/п	Месторождение твердых полезных ископаемых	Водоотлив	Примечания
1	Карьерный водоотлив Лисьегорского месторождения доломитов	0,312 м ³ /ч	Цель водоотлива – обеспечение отработки месторождения
2	Водоотлив главного карьера Магнитогорского железорудного месторождения	0,02 м ³ /ч	Месторождение отработано, цель – исключить подтопление территории

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

По территории листа, примерно по линии г. Магнитогорск – п. Остроленский, проходит условная граница южной лесостепи и разнотравно-злаковой степи, которая под влиянием антропогенеза (вырубка лесов, распашка) исторически сместилась к северу от природного ее положения.

Выделено четыре класса природных ландшафтов. В северо-западном углу развит низкогорный рельеф с преимущественным выносом загрязняющих веществ. В северной, центральной и юго-западной частях листа преобладает увалисто-холмистый рельеф, здесь загрязняющие вещества накапливаются на водоразделах, слабо выносятся на склонах. В юго-восточной и крайней западной части рельеф равнинный, преобладает накопление загрязнений, вынос практически отсутствует. В долинах реки Урал и ее притоков развиты аллювиальные отложения, в которых загрязняющие вещества накапливаются и выносятся в период паводков. В связи с деятельностью предприятий Магнитогорского промышленного узла широко развиты техногенные ландшафты.

В юго-западной части планшета выделен участок с кризисной экологической обстановкой. Он связан с деятельностью более чем 70 предприятий г. Магнитогорск, из которых крупнейшим загрязнителем природной среды является Магнитогорский металлургический комбинат, а крупнейшим нарушителем – рудники месторождений Магнитогорское, Малый Куйбас, Восточное, Лисьегорское. Выбросы пыли и газа в атмосферу от стационарных источников в г. Магнитогорск в 1988–1993 гг. составляли 850–400, а в 1996 г. – 250 тыс. т (из последних ММК – 246 тыс. т). Основные загрязнители: цинк, свинец, хром, бензапирен, диоксид азота, сероуглерод (фон превышен по каждому в 6–30 раз), марганец, железо, кадмий, никель, медь (превышение фона в 2–10 раз). Интенсивность загрязнения всех компонентов окружающей среды (по валу и подвижным формам) нарастает с приближением к ММК. Локальным очагом интенсивного загрязнения геологической среды нефтепродуктами является Магнитогорская нефтебаза, кальцием с повышением рН – цементный завод. В Магнитогорском водохранилище (Заводский пруд) в 1996 г. содержание меди превышало ПДК в 3–8 раз, цинка и железа – в 2–5 раз, фенолов – в 2–4 раза, нефтепродуктов – до 2 раз, рН воды – 8–9.

На территории зоны расположены горные выработки открытого типа (площадь более 2 700 га), хвостохранилища (более 1 300 га), шлаковые отвалы и другие отходы производства. Началась рекультивация отходами производства карьеров Магнитогорского месторождения. Западный карьер после частичного прекращения водоотлива быстро заполняется водой. Наиболее крупные действующие карьеры – Малый Куйбас (магнетитовые и титаномагнетитовые руды), Восточный (валунчатые железные руды), Лисьегорский (доломиты), Александринский (медноколчеданные руды). При добыче металлургических доломитов Лисьегорским карьером в год откачивается 1,5 млн м³ воды, которая сбрасывается в р. Сухая. рН воды – 10,2, общая минерализация – более 1 г/л, содержание гидрокарбоната – 655 мг/л. В 1993 году при инвентаризации отходов предприятий Магнитогорска установлены следующие объемы образования не утилизируемых отходов (тонн в год): I класса токсичности – 2,1, II класса – 2 484, III класса – 27 003, IV класса – 3 463 618. Нетоксичные отходы горного производства – 15,6 млн т, мясокомбината и птицефабрики – 46,1 тыс. т в год. Учтено 25 несанкционированных свалок общей площадью 36,6 га. Городской полигон твердых бытовых отходов имеет площадь 18,5 га. Всего в районе Магнитогорска накоплено более 160 млн т отходов металлургического и 35 млн т отходов горного производства.

Основным негативным для окружающей среды фактором в отходах являются сульфидсодержащие шламы, хвосты, отвалы с сульфатным загрязнением, подкислением почв и высоким содержанием тяжелых металлов. Наиболее загрязнена и нарушена левобережная часть города Магнитогорска, в Правобережную часть загрязнение проникает «языками» по направлениям переходов через Заводской пруд.

Из природных геоэкологических факторов в зоне с критической ситуацией выделяется радиохимическая зона второго порядка с радоновым потенциалом выше 385 Ки/км² со значительным количеством аномалий гамма-активности (260 мкР/ч на Подотвальном участке), содержанием радона в почвенном воздухе, скоплениями радионуклидов вплоть до промышленных содержаний (0,2 % урана в пределах Агаповской аномалии). В пределах зоны отмечены природные геохимические аномалии цинка при содержаниях в почве существенно выше ПДК.

В соответствии с розой ветров загрязнение распространяется преимущественно к северо-востоку и востоку от города (установлено космическими, снеговыми, почвенными, биогеохимическими съемками и опробованием донных отложений). По интенсивности техногенного загрязнения, превышающей ПДК, вокруг зоны с кризисной ситуацией выделяется зона с напряженной экологической ситуацией. На запад она расширена за счет влияния выбросов цементного завода, существенно влияющих на продуктивность почв и состояние растительного покрова. Эта зона также относится к радиохимической зоне второго порядка. Кроме того, она включает в себя значительное количество участков с высоким содержанием в почве токсичных преимущественно халькофильных элементов. Так, около 5 отделения хозяйства Буранное содержание в почве меди локально повышается до 1,5 % (примерно 300 фонов).

В юго-восточной части листа выделен участок с напряженной экологической обстановкой природного характера. Здесь располагается часть Джабыкского ареала загрязнения литосферы естественными радионуклидами с высоким радоновым потенциалом – более 762 Ки/км², большим количеством аномалий содержания в почве (уран – до 0,03 %, радон – до 150 Эман), донных отложениях, поверхностных и подземных водах ЕРН. Радона в воде – до 150 Эман (норма – 7). Ситуацию усложняют комплексные геохимические аномалии (никель, кобальт, хром – до 100 ПДК и, локально, выше), связанные с куликовским комплексом ультрабазитов.

На остальной части листа, которая условно считается зоной с удовлетворительной эколого-геологической ситуацией, отрицательное влияние на геологическую среду (как и в пределах первых двух зон) оказывают животноводческие комплексы, склады ГСМ, транспортные магистрали, карьеры по добыче строительных материалов и т. д. Около 60 % этой зоны относится к радиохимической зоне второго порядка. Здесь установлено большое количество природных геохимических аномалий (токсичные халькофильные элементы и металлы группы сидерофильных), достигающих наибольшей интенсивности в районе Верхнеуральского, Погорельского, Куликовского массивов.

Во всех зонах аномально высокие содержания химических элементов в горных породах наследуются почвой, поверхностными и подземными водами, донными осадками, биотой, особенно растительностью.

В связи с вырубкой лесов и распашкой лесостепи во всех зонах широко развита дефляция, пыльные бури повторяются через 5–10 лет. Местами отмечается подтопление полей и пастбищ. На отдельных участках развиты оврагообразование, интенсивный карст, по рекам и водохранилищам – береговая эрозия.

Магнитогорск и другие населенные пункты в основном обеспечены качественной питьевой водой. Локальные проблемы возникают в связи с природной трансформацией водозаборов (карсты с возможным загрязнением подземных вод), периодическое загрязнение вод.

Для выхода из кризисной и напряженной ситуации необходим обширный комплекс мероприятий, направленных на ликвидацию накопленного и предотвращение дальнейшего загрязнения. С целью улучшения экологической обстановки разработана Федеральная целевая программа на 1996–2006 годы, проводится реконструкция ММК. Важное место в этой программе занимают мероприятия по переработке накопленных отходов, рекультивации и реабилитации нарушенных и загрязненных территорий.

Вся площадь листа относится к территории с сильным горизонтальным сжатием земной коры, возможной слабой сейсмичностью (до 4 баллов по шкале Рихтера).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований собран и обобщен большой фактический материал по геологии и полезным ископаемым района, получены новые оригинальные данные по стратиграфии, магматизму и металлогении. Предложена по существу новая схема стратиграфии девонских отложений Восточномагнитогорской и Уйско-Новооренбургской зон, палеонтологическое обоснование которой по конодонтам проведено О. В. Артюшковой и В. А. Масловым. Детально расчленены отложения карбона Магнитогорской мегазоны. На основе новых геологических, геофизических, петрохимических, изотопно-геохронологических данных в районе впервые установлена ордовикско–силурийская вулканоплутоническая ассоциация (астафьевская). Получен обширный материал по петрологии и геохимии магматических пород, который использован при геодинамических построениях. По представлениям авторов структура площади представляет собой коллаж блоков уралид, сформировавшихся в результате скучивания и преобразования комплексов активной (островодужной) окраины Русской платформы. С преобладающими в строении территории надсубдукционными вулканоплутоническими ассоциациями связаны месторождения и проявления золота, серебра, меди, цинка, железа, хрома, платины и палладия. Высоко оцениваются перспективы обнаружения золотосеребряного и медноцинкового колчеданного оруденения. На глубинах более 1 км возможен существенный прирост запасов магнетитовых руд.

Дискуссионными остаются вопросы о возрасте метаморфизованных пород Кочкарско-Адамовской зоны, которые авторы считают раннепалеозойскими, а другие исследователи, в том числе редактор настоящей записки, частично относят к докембрию. Разные точки зрения существуют также по поводу отнесения вулканитов киембаевской свиты к раннему девону. Для решения этих вопросов необходимы интенсивные биостратиграфические исследования, учитывая, что перспективы поисков фауны, в частности, конодонтов, здесь достаточно хорошие, хотя и требуют больших затрат времени даже для опытных палеонтологов. В условиях слабой оснащенности территории необходимо также проведение целенаправленных горных работ (прежде всего бурения) для выяснения положения в разрезе слоев с фауной, их взаимоотношений с вмещающими образованиями. Без этих работ не снять остроту дискуссий о принципиальном устройстве земной коры региона и соответственно оценке ее ресурсов, так как геодинамические построения зависят от точки зрения на возраст этих толщ. Поскольку образование главных полезных ископаемых генетически или парагенетически связано с формированием вулканоплутонических ассоциаций, то на доизучении и более детальном расчленении их, по нашему мнению, следует сосредоточить основные усилия в дальнейшем. Требуется более детальное расчленение берёзовской ассоциации, с которой связано образование железорудных залежей, в особенности вулканитов берёзовской свиты. Необходимо более детальное изучение гумбейской золотоносной вулканической ассоциации. Недостаточно изучены вулканогенные образования Уйской подзоны и формации ультрабазитов. Слабо изучены дайковые комплексы, особенно наиболее поздние. Их петролого-геохимическое доизучение может пролить свет на коллизионную историю Урала. Недостаточно изучено платино-палладиевое остаточное оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Алейников А. Л., Егоркин А. В., Немзоров Н. И. Прогноз вещественного состава земной коры по данным ГСЗ // Советская геология, 1990, № 10. С. 91-97.
2. Анцыгин Н. Я. К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // В сб.: Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. – М., 1985. С. 68–86.
3. Артюшкова О. В., Маслов В. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 156 с.
4. Баклаев Я. П. Контактново-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). – М.: Наука, 1973.
5. Балашиов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. 268 с.
6. Баранов Э. Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. – М.: Наука, 1987. 296 с.
7. Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. – М.: Наука, 1988. 249 с.
8. Бочкарев В. В., Сурин Т. Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. – Екатеринбург: Наука, 1993. 80 с.
9. Булашевич Ю. П., Шапов В. А. Геотермическая характеристика Урала. Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. – Свердловск, 1983. С. 3-17.
10. Взаимосвязь разнотемпературного магматизма. – М.: Наука, 1982. 268 с.
11. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегаинклинория (геология, петрохимия, геохимия) / Салихов Д. Н., Яркова А. В., Салихова Р. Н., Мосейчук В. М. – Уфа: Препринт, ИГ БАН СССР, 1987. 33 с.
12. Вулканизм Южного Урала / Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. Н. и др. – М.: Наука, 1992. 197 с.
13. Горюшин В. М., Мосейчук В. М., Сурин Т. Н. Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джамбульского и Астафьевского массивов // Ежегодник-1997. Информационные материалы. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 191–196.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Южноуральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка / Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В. и др. – Челябинск, 1998. В печати.
15. Гранитоидный магматизм эвгеосинклиналей / Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Малахова Л. В., Рапорт М. С. и др. // В сб.: Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Тр. ИГГ АН СССР. – Свердловск, 1978.
16. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. – М.: Мир, 1989. 430 с.
17. Заварицкий А. Н. Материалы для изучения золотоносных районов Урала. Ч. 1. Гумбейский золотоносный район. Ч. II. Тогузакский золотоносный район // Геол. Ком. Мат. по обл. и прикл. геологии. Вып. 16, 1926.
18. Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд // Тр. Геол. Ком. Нов. сер. Вып. 123, 1927.
19. Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала // Дисс. на соискание уч. ст. – Екатеринбург, 1998. 252 с.
20. Климатическая геоморфология денудационных равнин / Дедков А. П., Мозжерин В. И., Ступишин А. В., Трофимов А. М. – Казань: Изд-во Казанского университета, 1977.
21. Ключина М. Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. – М.: Наука, 1985. 190 с.
22. Корреляция вулканогенных комплексов девона Магнитогорской мегазоны / Маслов В. А., Яркова А. В., Артюшкова О. В., Мосейчук В. М. и др. // В сб.: Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Часть 2. – Екатеринбург, 1997. С. 31–33.
23. Краснобаева А. Г. О геоэлектрической модели строения земной коры и верхней мантии Среднего Урала // Электромагнитные моделирования. – М., 1981. С. 41.
24. Курбанов Н. К., Ширай Е. П. Александринский рудный район // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 105, 1973. С. 129–131.
25. Лампроиты / Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А. и др. – М.: Наука, 1991. 302 с.
26. Лампроиты Южного Урала / Лукьянова Л. И., Богдасаров Э. А., Мареев А. М. и др. // В кн.: Геология и минералогия подвижных поясов. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 174–186.
27. Ленных В. И. Эклогит – глаукофансланцевый пояс Южного Урала. – М.: Наука, 1977. 160 с.
28. Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 81. – Л.-М.: ОНТИ, 1936.
29. Лидер В. А. Четвертичные отложения Урала. – М.: Недра, 1976.

30. Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля / Мосейчук В. М., Сурин Т. Н., Яркова А. В., Кашина Л. В. – Уфа: УНЦ РАН, 1995. 24 с.
31. *Мамаев Н. Ф.* Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала // В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 6. – М.: Геосгеоиздат, 1958. С. 58–70.
32. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век / Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключица М. Л., Анфимов Л. В. – М.: Наука, 1974.
33. *Мосейчук В. М., Кашина Л. В., Коллегова Т. Ф.* О составе и условиях формирования осадочных толщ палеозоя Джабык-Суундукской подзоны Восточно-Уральской зоны (Южный Урал) // В сб.: Седиментогенез и литогенез осадочных образований. Уральское литологическое совещание. Тезисы докладов. – Екатеринбург, 1996. С. 102–103.
34. *Мосейчук В. М., Сурин Т. Н.* Новые данные о раннепалеозойских надсубдукционных комплексах Южного Урала // В сб.: Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тезисы докладов Международной научной конференции «Чтения А. Н. Заварицкого», посвященной 115-летию со дня рождения А. Н. Заварицкого. – Екатеринбург, 1999. С. 98–102.
35. *Мосейчук В. М., Сурин Т. Н.* Ранний палеозой восточного склона Южного Урала // В сб.: Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы. Материалы III Республиканской геологической конференции. – Уфа, 1999. С. 48–52.
36. *Мосейчук В. М., Сурин Т. Н., Кашина Л. В.* О генезисе нижнепалеозойских отложений Джабык-Суундукской подзоны // В сб.: Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Ч. 1. – Екатеринбург, 1997. С. 147–150.
37. *Никифорова К. В.* Континентальные мезо-кайнозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала // Тр. инст. геол. наук. Вып. 45. Сер. геол. № 13. 1948.
38. *Никифорова К. В.* Кайнозой голодной степи Центрального Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 45, 1960.
39. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала / Овчинников Л. Н., Степанов А. И. и др. // В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрографического совещания. Т. 1. – Свердловск, 1969. С. 173–204.
40. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала / Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П. и др. – Свердловск: ПГО Уралгеология, 1981. 232 с.
41. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Рапопорт М. С. и др. – Миасс, 1994.
42. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций / Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. и др. – М.: Недра, 1977.
43. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / Ненахов В. М., Иванников В. В., Кузнецов Л. В., Стрик Ю. Н. – М.: Роскомнедра, Геолкарт, 1992. 100 с.
44. Палеогеография ордовика Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон Южного Урала / Мосейчук В. М., Сурин Т. Н., Кашина Л. В., Коллегова Т. Ф. // В сб.: Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96). Тезисы докладов всероссийского совещания. – Екатеринбург, 1996. С. 104–107.
45. *Печерский Д. М., Диденко А. Н.* Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. – М., 1995. 298 с.
46. *Плюснин К. П., Плюснина А. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южноуральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. 104 с.
47. *Порошин Е. Е.* Петрология нижнекаменноугольных вулканогенных толщ Магнитогорского прогиба // В сб.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания. – Свердловск, 1974. С. 61–62.
48. *Пучков В. Н.* Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.: Наука, 1979. 260 с.
49. *Пучков В. Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997, № 4. С. 42–61.
50. *Ронкин Ю. Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. – Свердловск: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 1989. С. 107–110.
51. *Ронкин Ю. Л., Журавлев Д. З., Чащухина В. А.* Sm-Nd изохронное датирование Московского SO массива Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны // Ежегодник-1989. – Свердловск: УрО РАН СССР, 1990. С. 67–69.
52. *Румянцева Н. А.* Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса // В сб.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. – Свердловск, 1974.
53. *Салихов Д. Н., Митрофанов В. А., Горожанин В. М.* Верхнеуральская группа интрузивов (геология, вещественный состав). – Уфа: Препринт, 1990. 32 с.
54. *Салихов Д. Н., Митрофанов В. А.* Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.
55. *Салихов Д. Н., Мосейчук В. М.* Формации железорудных месторождений // В сб.: Вулканогенная металлогения Южного Урала. – М.: Наука, 1994.
56. *Салихов Д. Н., Яркова А. В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. – Уфа: ИГ БНЦ УрО РАН, 1992. 136 с.
57. *Селиверстов В. А., Колосков А. В., Чубаров В. М.* Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта. Восточная Камчатка // Петрология. Т. 2, 1994. С. 197–213.
58. *Семенов И. В.* Пространственные и временные границы открытия, закрытия, формирования океанической рифтовой структуры и ширина раздвига в различных частях Урала // Ежегодник-1995. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 52–56.
59. *Серавкин И. Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. – М.: Наука, 1986. 268 с.

60. *Сергиевский В. М.* Вулканизм и метаморфизм Магнитогорского района // В кн.: Геология СССР. Т. XII. Урал. – Л.-М.: Госгеоллиздат, 1944.
61. *Сигов А. П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969.
62. *Сондерс А. Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // В кн.: Геология окраинных бассейнов. – М.: Мир, 1987. С. 102–133.
63. *Сурин Т. Н.* Геодинамика и металлогения Учалино-Александринской зоны // В сб.: Материалы ко 2-му Уральскому металлогеническому совещанию. – Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. С. 122–123.
64. *Сурин Т. Н.* Раннеживетский контрастный вулканизм Учалино-Александринской зоны (Южный Урал): петрология, геохимия и связь с ним колчеданного рудообразования // Автореферат на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. – СПб: СПГУ, 1992. 16 с.
65. *Сурин Т. Н.* Метасоматоз и колчеданное рудообразование. Верхнеуральский рудный район. – Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 102 с.
66. *Сурин Т. Н.* Петролого-минералогические исследования магматитов Восточномагнитогорского пояса (Южный Урал). – Миасс: Геотур, 1997.
67. *Сурин Т. Н., Мосейчук В. М.* Геодинамические условия формирования важнейших рудных формаций Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // В сб.: Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Тезисы докладов. I Всероссийского металлогенического совещания. – Екатеринбург, 1994. С. 203–206.
68. *Сурин Т. Н., Мосейчук В. М.* Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995, вып. 4 (№ 28). С. 11–18.
69. *Сурин Т. Н., Мосейчук В. М.* Александринское колчеданно-полиметаллическое месторождение (Южный Урал): геодинамические условия формирования и петрология рудоносного вулканизма // В сб.: Палеографические и геодинамические условия образования вулканогенно-осадочных месторождений. Тезисы докладов международной конференции. – Миасс, 1997. С. 197–199.
70. *Сурин Т. Н., Мосейчук В. М.* Интрузивные породы позднеостроводужной шошонитовой серии: геология, металлогения, геохимия и петрология (на примере Верхнеуральского массива, Южный Урал) // В сб.: Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. – Сыктывкар, 1997. С. 106–107.
71. *Тесалина С. Г., Масленников В. В., Сурин Т. Н.* Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение. Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга. Урал. – Миасс: РАН УрО Институт минералогии, 1998. 228 с.
72. *Тимофеев Д. А.* О педиментах и равнинах педиментации // Геоморфология. 1974, № 3.
73. *Феритатер Г. Б., Бородин Н. С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). – М.: Наука, 1975.
74. Формирование земной коры Урала / *Иванов С. Н., Пучков В. Н., Иванов К. С.* и др. – М.: Наука, 1986. 248 с.
75. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм. – М.: Изд-во МГУ, 1977. 263 с.
76. *Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В.* Происхождение вулканических серий островных дуг. – М.: Недра, 1985. 275 с.
77. *Чувашов Б. И., Иванова Р. М., Колчина А. Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. – Свердловск, 1984. 228 с.
78. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). – Екатеринбург, 1998. 203 с.
79. *Якимович Н. Н.* К стратиграфии плиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Южного Урала (пояснение к новым местным стратиграфическим подразделениям плиоцена и четвертичной системы, выделенным на восточном склоне Южного Урала) // В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. – М.: Наука, 1965.
80. *Eissen J-P., Nohara M., Cotton J., Hirose K.* North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part I. Incompatible element constraints // *Marine Geol.* 1994, V. 116. P. 153–178.
81. *Mitchell R. H.* A review of the mineralogy of lamprophyres // *Trans. of Geology Society of Africa.* 1985, V. 88. P. 411–437.
82. *Price R. C., Johnson L. E., Crawford A. J.* Basalts of the North Fiji Basin: The generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990, V. 105. P. 106–121.
83. *Rock N. M. S.* The nature and origin of ultramafic lamprophyres: an overview // *Alkaline igneous Rocks. Geological Society Special Publ.* 1987, N. 30. P. 191–226.

Фондовая

84. *Антохина Е. В., Селиверстова Р. Н. и др.* Прогнозная карта на золото по Гумбейскому и Кацбахскому золоторудным районам Челябинской области масштаба 1 : 200 000 листы N-40-XVIII (вост. половина), N-40-XXIV, N-40-XXX, N-40-XXXV (сев. половина). Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1968.
85. *Афоница Н. В.* Отчет по теме: Оценка обеспеченности Челябинской области ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. N-40. Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1996.
86. *Бабкин В. В., Шалагинов Э. В. и др.* Отчет о результатах геологосъемочных работ на площади планшетов N-40-84-Б, N-41-61-В и N-41-73-А, проведенных Сухтелинским геологосъемочным отрядом в Верхнеуральском и Уйском районах Челябинской области в 1966–1971 гг. Т. 1–4. – Челябинский ТГФ, 1971.
87. *Бабкин В. В., Шалагинов Э. В. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения Арсинской площади в масштабе 1 : 50 000 (планшеты N-40-84-Г, N-41-73-В), проведенного Арсинским геологосъемочным отрядом в Нагайбакском, Чесменском и Верхнеуральском районах Челябинской области в 1972–1976 гг. Т. 1–4. – Челябинский ТГФ, 1976.

88. Бердюгин Ю. П., Малолетко И. Г., Денисов В. Г. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия среднеуральская, лист N-41-XIX. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1985.
89. 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.
90. Булатов В. К., Малютин А. П. и др. Отчет о результатах общих поисков на медные руды масштаба 1 : 10 000, проведенных в Верхнеуральском и Нагайбакском районах Челябинской области Геофизической партией на Кассельском участке в 1980–1984 гг. Т. 1–6. – Челябинский ТГФ, 1984.
91. Власко-Власенко А. Е., Старун В. Е. и др. Отчет о поисково-ревизионных работах на борное сырье централизованной поисково-ревизионной партии за 1960 г. Саткинский, Нагайбакский, Агаповский, Кизильский, Карабашский и Магнитогорский районы Челябинской области. Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1961.
92. Говорова А. В. Сравнительная петрологическая характеристика основных эффузивов Магнитогорского рудного поля // Диссертация на соискание ученой степени кандидата г.-м. наук. Т. 1. – Фонды ИГГ УрО РАН, 1968.
93. Горина И. Г., Огородникова Л. П. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Магнитогорской партией на территории Верхнеуральского и Нагайбакского районов Челябинской области в 1960 г. Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1961.
94. Гузовский Л. А., Савельева К. П. и др. Отчет Синарского отряда по проведению поисково-опробовательских работ с целью поисков элювиальных бокситов на восточном склоне Северного, Среднего и Южного Урала и западном склоне Среднего Урала в 1971–1974 гг. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1974.
95. Дмитриев В. А. Отчет о предварительной разведке Куликовской группы месторождений силикатных никелевых руд (Арсинского, Соляноложского, Южно-Темирского), проведенной в Чесменском и Нагайбакском районах Челябинской области в 1988–1991 гг. Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1991.
96. Емельянов Ю. С., Кузьмичева Л. Т. Отчет о результатах поисков железных руд на Спасском участке в Верхнеуральском районе Челябинской области в 1988–1990 гг. Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1990.
97. Емельянов Ю. С., Юрецкий В. Н. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы N-40-83-Б, N-40-83-Г, N-40-95-Б (Отчет о работах Верхнеуральского геологосъемочного отряда по уточнению геологических карт масштаба 1 : 50 000, проведенных в Верхнеуральском районе Челябинской области в 1959–1962 гг.). Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1963.
98. Емельянов Ю. С., Юрецкий В. Н. и др. Отчет о поисковых работах на медь и полиметаллы и работах по уточнению геологических карт масштаба 1 : 50 000 листов N-40-84-В и N-40-96-А, проведенных Верхнеуральским геологопоисковым отрядом в Верхнеуральском и Нагайбакском районах Челябинской области в 1962–1965 гг. // Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы N-40-84-В, N-40-96-А. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1965.
99. Жилин И. В., Иванов В. Ф. и др. Отчет о поисковых и геологосъемочных работах, проведенных Краснинским ГСО на площади планшета N-40-84-А в Верхнеуральском районе Челябинской области в 1962–1963 гг. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1964.
100. Жилин И. В., Плохих Н. А., Петров Г. К. Совершенствование критериев и методов прогнозирования и поисков месторождений магнетитовых руд с оценкой их прогнозных запасов по территории Челябинской области (Отчет за 1987–1989 гг.). Т. 1–7. – Челябинский ТГФ, 1989.
101. Замига Ю. Н., Бабкин В. В. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 планшетов N-40-96-В, N-40-108-А и В (Отчет о работах Субутакского геологосъемочного отряда, исполненных в 1959–1962 гг. в Агаповском и Кизильском районах Челябинской области). Т. 1–4. – Челябинский ТГФ, 1965.
102. Захарьевич А. Н., Замига Ю. Н. и др. Геологическая карта Южного Урала масштаба 1 : 50 000. Планшеты N-40-95-Г, N-40-107-А и Б (Отчет о работах Магнитогорской геологосъемочной партии за 1957–1959 гг.). Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1960.
103. Илларионов В. Д., Зейгермахер А. Л., Усольцев Ю. С. Систематизация данных о естественной радиоактивности территории Челябинской области (Отчет о результатах научно-исследовательской работы за 1991–1993 гг., проведенной по договору от 13.06.1991 г. с Челябинским областным центром Государственного санитарного надзора). Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1993.
104. Каратян Н. Г., Вараксин В. И. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Краснинской геофизической партией на территории Верхнеуральского и Нагайбакского районов Челябинской области в 1962 г. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1963.
105. Катугин Ф. С. Отчет о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит, проведенных на Ольгинском месторождении в Нагайбакском районе Челябинской области в 1953–1957 гг. Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1958.
106. Кашина Л. В., Степанова Т. И. и др. Отчет по теме: Биостратиграфическое изучение верхнедевонских и каменноугольных отложений восточного склона Южного Урала за 1990–1993 гг. Т. 1–4. – Челябинский ТГФ, 1993.
107. Кашибин С. Н. и др. Совершенствование способов глубинных сейсмических исследований анизотропных сред и их использование при изучении сейсмоактивных зон Урала. Т. 1. – ТГФ Уралгеолком, 1998.
108. Керасилов В. А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на вермикулит по Субутакскому участку в Агаповском и Карталинском районах Челябинской области, проведенных Южноуральской ГРП в 1985–1988 гг. Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1988.
109. Клевцов Е. И., Артамонова В. А. Геологическая карта Урала в масштабе 1 : 50 000. Листы N-40-96-Г, N-40-108-Б. Полтавский и Брединский районы Челябинской области (Отчет Джабык-Карагайской геологосъемочной партии за 1945 г.). Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1946.
110. Кондратьев Л. И., Ромашов А. Г., Долганов В. К. Отчет о результатах геофизических работ Магнитогорской гравиметровой партии по поискам медноколчеданных месторождений в Верхнеуральском районе Челябинской области в 1963 г. Т. 1–2. – Челябинский ТГФ, 1964.

111. *Костяшов Г. П., Зубкова Г. Е.* Геоиндикационная карта Урала масштаба 1 : 200 000 листов Р-40-ХVII (ю. п.), -ХVIII (с. п.), -ХХIII, -ХХIV, -41-ХIII (ю. п.), -ХIX, -ХХI, -ХХХI, О-41-1 (без ю.-в. четв.), -VII (с. п.), N-40-VI (ю. п.), -XII, -XVIII, -XXIV, -XXX, -IX (ю. п.), -41-X (ю.-в. четв.), -XVI (з. п.) по данным радиолокационной аэросъемки // Отчет о результатах дешифрирования материалов радиолокационной аэрофотосъемки масштаба 1 : 180000 за 1977–1981 гг. Т. 1 и 2. – ТГФ Уралгеолком, 1981.
112. *Кузнецов Г. П.* Прогнозные ресурсы полезных ископаемых категории Р₃ территории Челябинской области на 01.01.1998 г. Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1997.
113. *Кузьмичев В. В., Малютин А. П. и др.* Отчет о результатах комплексных геофизических исследований масштаба 1 : 10 000, обобщению геофизических материалов по северной части Верхнеуральского района Челябинской области, выполненных в 1975–1976 гг. (Участок Юго-западный). Т. 1–5. – Челябинский ТГФ, 1977.
114. *Кутцов И. Б., Ямицкова В. В. и др.* Отчет о проведении общих поисков медных руд на Нагайбакском участке в Верхнеуральском и Нагайбакском районах Челябинской области в 1978–1983 гг. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1983.
115. *Курбатова Г. И.* Отчет о поисках и детальной разведке Верхне-Кизильского песчано-гравийного месторождения в районе г. Магнитогорска. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1958.
116. *Левит Н. В. и др.* Отчет по составлению геоиндикационной карты Челябинской области масштаба 1 : 200 000 по материалам мелкомасштабной аэрофотосъемки в пределах эвгеосинклинальной зоны Урала с целью создания аэрогеологической основы для прогнозно-металлогенических работ на железные руды. Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1983.
117. *Манукян Г. П., Авдеев А. А.* Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Верхнеуральской геофизической партией ЧГЭ на территории Верхнеуральского района Челябинской области в 1962 г. Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1962.
118. *Масленников В. В., Зайков В. В., Теленков О. С. и др.* Отчет «Составление карт девонских металлоносных отложений Магнитогорской площади с целью локального прогноза месторождений цветных и благородных металлов II квартал 1992 г. – I квартал 1999 г.». Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1999.
119. *Меньшиков Ю. П., Никишева Г. Н., Шарманова Л. И.* Отчет о геофизических работах, проведенных в Кизильском, Брединском, Агаповском районах Челябинской области и Кваркенском районе Оренбургской области в 1971 г. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1972.
120. *Мосейчук В. М., Яркова А. В. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном глубинном геологическом картировании и общих поисках железных руд на Магнитогорской площади, выполненных Геолого-геофизической партией в 1985–1990 гг. Листы N-40-95-A-a (юго-восточная четверть), -б (южная половина), -в (восточная половина), -г, -Б-а (юго-западная четверть), -в (западная половина), -В-а (восточная половина), -В-б, -В-в (восточная половина). Т. 1–9. – Челябинский ТГФ, 1990.
121. *Овчинников В. В.* Отчет о детальной разведке Нагайбакского месторождения кирпичных глин в Нагайбакском районе Челябинской области с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1958 г. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1958.
122. *Осипова А. И.* Отчет о поисках строительного камня в Нагайбакском районе Челябинской области (Петровский, Гумбейский, Рассыпнянский участки). Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1975.
123. *Плохих Н. А., Плохих Г. П. и др.* Отчет по теме: «Обобщение, анализ и переинтерпретация геофизических данных по Магнитогорскому железорудному району». Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1970.
124. *Плохих Н. А., Шаргородский Б. М., Шитов В. Н. и др.* Отчет о результатах работ по теме: «Составление комплекта карт фонового содержания тяжелых металлов на геологической основе». – Челябинск, 1994, 1995, 1996. Т. 1 и 2. Фонды Комитета по землеустройству и земельной реформе при администрации Челябинской области, 1997.
125. *Плюснин К. П.* История формирования структур северной части Магнитогорского синклинория // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1963.
126. *Плюснин К. П., Плюснина А. А. и др.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1 : 50 000, планшеты N-40-83-A и B (Отчет о работах Верхне-Уральской геологосъемочной партии за 1956 г.). Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1957.
127. *Потатьев В. В., Бердюгин Ю. П. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы N-40-95-A и B (Отчет о работах Магнитогорской геологосъемочной партии за 1956 г.). Т. 1–5. – Челябинский ТГФ, 1957.
128. *Пургаев Ф. Я., Поплавский Н. П.* Отчет о результатах металлометрических работ, проведенных Субутаской партией Челябинской геофизической экспедиции в Кизильском и Агаповском районах Челябинской области в 1961 г. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1962.
129. *Рапопорт М. С., Ферштатер Г. Б., Львов Б. К. и др.* Карта гранитоидных формаций Восточноуральского поднятия и прилегающих районов масштаба 1 : 200 000, как основа для прогнозирования, связанного с гранитоидами оруденения (Отчет партии региональной геофизики за 1977–1981 гг.). Т. 3. – Челябинский ТГФ, 1981.
130. *Рыжков Е. Ф., Пихтовникова Н. Н., Медведева Н. Н. и др.* Карта нерудных полезных ископаемых, связанных с мезо–кайнозойскими отложениями Урала в масштабе 1 : 200 000. Т. 1–7. – Челябинский ТГФ, 1964.
131. *Савинков В. И.* Отчет по теме: «Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Челябинской области по состоянию на 01.01.1998 г.». Т. 1–5. – Челябинский ТГФ, 1998.
132. *Самылкин Д. Г.* Отчет о геолого-разведочных работах на пылевидный кремнезем и глины на месторождении Гора Лисья в районе г. Магнитогорска Челябинской области. Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1952.
133. *Серов Г. С., Тесаловская Ю. П. и др.* Геолого-экономический обзор нерудных полезных ископаемых и минеральных строительных материалов Челябинской области // Отчет по теме: «Сводка полезных ископаемых Челябинской области. Геолого-экономический очерк». Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1958.

134. *Сигов А. П.* Отчет по полевым работам 1941 г. Бурановской поисково-съёмочной партии на вольфрам. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1942.
135. *Стефановский В. В., Сеницких Е. С., Лукошков В. И.* Четвертичные отложения Южного Урала и Зауралья. Листы N-41-А, Б, N-40-Б, -Г (Информационный отчет о работе Четвертичного отряда № 4 за 1961–1963 гг.). Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1963.
136. *Удачин В. Н.* Отчет по теме: Оценка загрязнения земель в районах горнодобывающей и горноперерабатывающей промышленности и составление карты нарушенных земель (Магнитогорский промузел). Т. 1. – Фонд Облкомзема, 1997.
137. *Утемов В. М., Емельянов Ю. С. и др.* Отчет о результатах общих поисков медноколчеданных руд на Ново-Озернинском участке, выполненных Геолого-геофизическим отрядом ПСП в 1979–1983 гг. (Верхнеуральский, Агаповский, Нагайбакский районы Челябинской области). Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1983.
138. *Ушаков Н. А., Лекомцев Э. А. и др.* Березовское месторождение строительного камня в Челябинской области. Подсчет запасов по состоянию на 01.05.1982 г. по результатам геологоразведочных работ Магнитогорской ГРП, проведенных в 1977–1982 гг. Т. 1–4. – Челябинский ТГФ, 1982.
139. *Ферштатер Г. Б., Штейнберг А. Д. и др.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 10 000 на площади Магнитогорского рудного поля (1955–1959 гг.). Т. 1–8. – Челябинский ТГФ, 1964.
140. *Феценко Н. Д., Феценко Е. Л., Руднев В. И.* Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-40-XXIV. Т. 1–8. – Челябинский ТГФ, 1969.
141. *Фолитар М. И., Бобков М. Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на силикатные никелевые руды, проведенных на Арсинском и Новотемирском участках Нагайбакского и Чесменского районов Челябинской области за 1966–1967 гг. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1968.
142. *Фунтиков Б. В.* Отчет партии № 11 о проведении опытно-методических работ по применению материалов дистанционного зондирования для составления обновленной Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 на примере Южного Урала в 1991–1997 гг. Листы N-40-XXIV, XXX. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1997.
143. *Цабадзе Д. Э., Александров Ю. А. и др.* Геологическое строение Сибайского рудного района // Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Сибайской площади, планшеты N-40-106-В-в, г, N-40-118-А, В, N-40-130-А-а, б за 1980–1984 гг. Т. 1–3. – Башгеолфонд, 1984.
144. *Чайко Г. И., Яркова А. В., Плехих Г. П.* Отчет о поисковых работах на железо с составлением генеральной программы поисков слепых скарново-магнетитовых месторождений в Магнитогорском районе, выполненных Магнитогорским отрядом в 1971–1974 гг. // Геологическая карта масштаба 1 : 50 000 палеозойских образований Южного Урала (N-40-83-В, -94-Б, -95-А, В, -118-Г, -119-А, В, -130-Б, Г, -131-А, В). Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1974.
145. *Черменинов Б. А., Черменинова И. В.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Планшеты N-40-84-А, -Б, -В по работам Курасанской поисково-съёмочной партии за 1955 г. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1956.
146. *Черменинов Б. А., Черменинова И. В.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, планшеты N-40-84-Г, N-41-73-В // Отчет по работам Кочкарской поисково-съёмочной партии за 1954 г. Нагайбакский район Челябинской области. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1955.
147. *Шарфман В. С., Костина Р. И. и др.* Отчет по теме: «Сравнительная геолого-петрологическая характеристика перспективных колчеданосных районов Урала на основе палеовулканологических реконструкций для определения направления геолого-поисковых работ». Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1986.
148. *Штейнберг А. Д., Иванов В. И., Шаргородский Б. М. и др.* Отчет по теме: Прогнозные карты 1 : 50 000 для поисков месторождений медноколчеданных руд в Учалино-Александринской структурно-формационной зоне (Отчет по теме № Б.П.1;4/308(10), составленный в ЦНИГРИ (г. Москва) и ЧКГРЭ (г. Челябинск) за 1977–1979 гг.). Т. 1–2. – Челябинский ТГФ, 1979.
149. *Штейнберг А. Д., Левит А. И. и др.* Составление прогнозной карты масштаба 1 : 50 000 Учалинско-Александринской меднорудной зоны (Отчет по теме: Б.П.4/308(10)41-4 за 1985–1987 гг.). Т. 1–2. – Челябинский ТГФ, 1987.
150. *Штейнберг А. Д., Сурин Т. Н., Абдуллин Р. З. и др.* Отчет о геологическом доизучении поверхности палеозойского фундамента масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном объемном геологическом картировании и общих поисках медноколчеданных руд на Орловской площади в пределах трапещей N-40-71-Г, N-40-83-Б, проведенных Орловским геологосъёмочным отрядом в 1985–1990 гг. Т. 1–7. – Челябинский ТГФ, 1990.
151. *Шуб И. З., Морозов В. Н. и др.* Отчет Миасского отряда по проведению геоморфологических поисково-съёмочных работ в пределах Родничковской и Субутакской депрессий в 1970–1972 гг. (Нагайбакский, Агаповский, Кизильский, Карталинский, Брединский районы Челябинской области). Т. 1–3. – Челябинский ТГФ, 1972.
152. *Щербина А. В., Козулин В. А.* Лисьегорское месторождение доломитов. Геологический отчет и подсчет запасов по состоянию разведанности на 01.01.1976 г. (Агаповский район Челябинской области). Т. 1–12. – Челябинский ТГФ, 1976.
153. *Юшков Ю. Н.* Информационный геологический отчет о поисково-картировочных работах в пределах Сухтелинской площади в 1991–1995 гг. Т. 1. – Челябинский ТГФ, 1995.
154. *Юшков Ю. Н., Ибрагимов Ю. Р., Кислицин П. А. и др.* Отчет о проведении общих поисков на Амамбайском участке в Кизильском районе, Агаповском районе Челябинской области с 1978–1981 гг. Т. 1–5. – Челябинский ТГФ, 1981.
155. *Янтурин Р. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на медные руды на площади Аслаевского участка в 1988–1991 гг. Т. 1 и 2. – Челябинский ТГФ, 1991.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа N-40-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Железо</i>					
III-2	31	Малый Куйбас	К	[120]	Эксплуатируется
III-2	32	Малый Куйбас	Р	[120]	Эксплуатируется
IV-1	10	Северо-Западное	Р	[120]	Законсервировано
IV-1	19	Подотвальное	Р	[120]	Законсервировано
IV-1	25	Ежовка	Р	[120]	Законсервировано
IV-1	26	Магнитогорское	К	[120]	Отработано
IV-1	27	Восточное	Р	[120]	Эксплуатируется
IV-1	30	Южное-1	Р	[120]	Законсервировано
IV-1	31	Южное-2	К	[120]	Законсервировано
<i>Железо, Титан</i>					
III-2	29	Малый Куйбас	К	[120]	Эксплуатируется
Цветные металлы					
<i>Медь</i>					
I-1	1	Ялайское	К	[155]	Отработано старательским способом в начале века
<i>Медь, Цинк</i>					
III-2	37	Александринское	К	[148]	Эксплуатируется
<i>Никель</i>					
II-4	14	Арсинское	К	[95]	Законсервировано
III-4	10	Южно-Темирское	К	[95]	Законсервировано
<i>Вольфрам</i>					
IV-3	3	Без названия	К	[101]	Отработано
IV-3	4	Без названия	К	[101]	Отработано
IV-3	6	Без названия	К	[101]	Отработано
IV-3	8	Без названия	К	[101]	Отработано
IV-3	38	Новобуранное	К	[101]	Отработано
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-2	33	Красный партизан	К	[84]	Отработано

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
I-2	37	Весеннее	К	[84]	Отработано
I-2	45	Полоснинское	К	[84, 46]	Отработано
I-2	46	Пригорное	К	[84, 46]	Отработано
I-2	48	Бурлычинская	Р	[46]	Отработано
I-3	1	Промежуточный участок	К	[99]	Законсервировано
I-3	3	Южный Курасан	К	[99]	Законсервировано
I-3	4	Без названия	Р	[99]	Законсервировано
I-3	9	Спорная	Р	[84]	Отработано
I-3	16	Старая (Топкая)	Р	[99, 84]	Отработано
I-3	17	Краснинское	К	[99, 84]	Отработано
I-3	20	Без названия	Р	[99]	Отработано
I-3	21	Майская	Р	[84]	Отработано
I-3	23	Без названия	Р	[99]	Отработано
I-3	26	Чебачка	К	[84]	Отработано
I-3	29	Чебачье 1	К	[99, 84]	Отработано
I-3	32	Шевченковские россыпи	Р	[84]	Отработано
I-3	33	Шевченковская жила	К	[84]	Отработано
I-3	38	Поверенная	Р	[84]	Отработано
I-4	19	Копаловская	Р	[84]	Отработано
II-2	2	Бурлачка	Р	[84]	Отработано
II-2	3	Верхнеуральское	К	[84]	Отработано
II-2	4	Гусевская жила	К	[84]	Отработано
II-2	6	Гумеровское	К	[84]	Отработано
II-2	7	Заводское-1	К	[84]	Отработано
II-2	9	Чекмарская	Р	[84, 97]	Отработано
II-2	10	Большевик	Р	[84, 97]	Отработано
II-2	12	Мотыхляевская	Р	[84]	Отработано
II-2	13	Заводское -2	К	[84]	Отработано
II-2	15	Глубокая	Р	[84, 97]	Отработано
II-2	18	Гвоздовская	Р	[84]	Отработано
II-2	19	Пятая площадь	Р	[84]	Отработано
II-2	21	Известковая жила	К	[84]	Отработано
II-2	23	Без названия	К	[97]	Отработано
II-2	24	Ново-Воронинское	Р	[46]	Отработано
II-2	29	Пролетарка	Р	[84, 97]	Отработано
II-3	4	Прииск Топкая речка	Р	[46]	Отработано
II-3	10	Большевик	К	[84, 97]	Отработано
II-3	14	Александровская	Р	[84]	Отработано
II-3	15	Александровский прииск	Р	[46]	Отработано

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
II-3	18	Без названия	Р	[84]	Отработано
II-3	23	Благословенная	Р	[84]	Отработано
II-3	28	Прииск Черная речка	Р	[46]	Отработано
II-3	34	Чернореченское 2	К	[84, 97]	Отработано
II-3	36	Старый рудник	К	[84]	Отработано
III-3	27	Без названия	Р	[84]	Законсервировано
III-3	29	Первомайское	К	[84]	Отработано
III-3	31	Первомайская	Р	[84]	Отработано
III-4	9	Орликова	Р	[151]	Отработано
III-4	16	Прииск Верный	Р	[151]	Отработано
IV-2	7	Россыпь песчаного лога	Р	[84]	Законсервировано
IV-3	10	Балканское	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	13	Россыпь Крутого лога	Р	[84, 101]	Отработано
IV-3	14	Россыпь Кордонного лога	Р	[84, 101]	Отработано
IV-3	16	Хлопотливая	Р	[84, 101]	Отработано
IV-3	18	Лесная	Р	[84, 101]	Отработано
IV-3	19	Александровская	Р	[84, 101]	Отработано
IV-3	20	Верхнесолодянское	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	21	Солодянское (нижнее)	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	22	Без названия	К	[84]	Отработано
IV-3	23	Желанная жила	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	24	Саратовское	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	25	Старательское	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	26	Соповская жила	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	30	Без названия	Р	[84, 101]	Отработано
IV-3	31	Батырское	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	34	Загумбейское	К	[84, 101]	Отработано
IV-3	40	Буранное	К	[84]	Отработано
IV-4	1	Фершампенуазское	Р	[84]	Отработано
IV-4	10	Успенская	Р	[84]	Отработано
IV-4	11	Екатерининская	Р	[84]	Отработано
IV-4	12	Благодатное	К	[84]	Отработано
IV-4	14	Ольгинская	Р	[84, 109]	Отработано
IV-4	15	Евдокимовский прииск	К	[91]	Отработано
IV-4	18	Первоначальная	Р	[84]	Отработано
IV-4	20	Александро-Невская	Р	[109]	Отработано
IV-4	21	Кировское	К	[84]	Отработано
IV-4	22	Без названия	Р	[84]	Отработано
IV-4	23	Зайнобская	Р	[84]	Отработано

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
IV-4	24	Зайнобское	К	[84]	Отработано
IV-4	25	Чингиз	Р	[84]	Отработано
Радиоактивные элементы					
<i>Уран, торий</i>					
IV-1	35	Агаповское	К	[103]	Законсервировано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Химическое сырье					
<i>Доломит флюсовый (Дф)</i>					
IV-1	42	Агаповское (Лисьегорское)	К	[152]	Эксплуатируется
Горнотехническое сырье					
<i>Мусковит</i>					
IV-4	17	Ольгинское	К	[105]	Законсервировано
Строительные материалы					
а) Магматические породы					
<i>Кислые интрузивные породы</i>					
II-3	33	Кассельское	К	[133, 97]	Эксплуатируется для местных нужд
II-3	49	Без названия	К	[133, 97]	Законсервировано
II-3	57	Без названия	К	[97]	Законсервировано
III-2	33	Малый Куйбас	К	[120]	Эксплуатируется
III-3	13	Без названия	К	[97]	Законсервировано
III-3	18	Без названия	К	[150, 97]	Законсервировано
IV-1	6	Берёзовское	К	[120]	Эксплуатируется
IV-1	14	г. Берёзовая	К	[120]	Законсервировано
IV-3	27	Янгыз-Каин	К	[101]	Эксплуатируется для местных нужд
<i>Основные эффузивные породы</i>					
II-4	21	Без названия	К	[133]	Законсервировано
III-3	10	Без названия	К	[150, 97]	Законсервировано
III-3	15	Петровское	К	[150]	Законсервировано
III-3	20	Гумбейское	К	[150]	Законсервировано
IV-1	9	Среднеуральское	К	[133]	Эксплуатируется
б) Карбонатные породы					
<i>Известняк</i>					
IV-1	46	Агаповское 2	К	[133]	Законсервировано
IV-3	36	Без названия	К	[101]	Эксплуатируется для местных нужд
в) Глинистые породы					
<i>Глины кирпичные</i>					
III-4	23	Нагайбакское	К	[133]	Эксплуатируется для местных нужд
IV-1	45	Сухореченское	К	[133]	Законсервировано

Окончание прил. 1

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
Прочие ископаемые					
<i>Гипс, Ангидрит (g, a)</i>					
IV-1	29	Агаповское	К	[120]	Законсервировано
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ					
Воды питьевые					
<i>Пресные</i>					
I-1	8	Верхнеуральское	К	[85]	Законсервировано
III-1	24	Верхнекизильское	К	[85]	Эксплуатируется
III-3	26	Фершампенуазское (Арсламбаевский участок)	К	[85]	Законсервировано
III-4	19	Фершампенуазское (Кизил-Чиликский участок)	К	[85]	Законсервировано
IV-4	5	Фершампенуазское (Кривоозерный участок)	К	[85]	Законсервировано

Список проявлений (П.), пунктов минерализации (П.М.) полезных ископаемых, гидрохимических аномалий (Г.Х.А.), шлиховых ореолов (Ш.О.) и потоков (Ш.П.), первичных (П.Г.Х.О.) и вторичных (В.Г.Х.О.) геохимических ореолов, магнитных аномалий (М.А.), комплексных магнитных и гравиметрических аномалий (М, Г.А.), аномалий заряда (А.М.З.Т.), аномалий ВП (А.В.П.), радиоактивных аномалий (Р.А.), имеющих урановую и ториевую природу радиоактивности, показанных на карте полезных ископаемых листа N-40-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-1	9	Форштадская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 0,8 х 0,5 км интенсивностью 700 нТл
I-1	11	г. Извоз	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 0,8 х 0,5 км интенсивностью 300 нТл
I-2	26	Без названия	[150]	П.М. Кварц-гематитовые породы с богатой прожилково-вкрапленной минерализацией магнетита
I-2	27	Без названия	[150]	П. В гематит-кремнистых породах гнезда и прожилки магнетита
I-2	32	Сафроновское	[150]	П.М. В трахидацитах зоны эпидотсодержащих роговиков с богатой вкрапленной минерализацией магнетита
I-3	5	Краснинская-7	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 300 х 600 м интенсивностью 1100 нТл
I-3	7	Шеменовская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 300 х 300 м интенсивностью 400 нТл
I-3	12	Краснинская-8	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 300 х 600 м интенсивностью 2500 нТл
I-3	15	Краснинская-9	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 500 х 800 м интенсивностью 2000 нТл
I-3	37	Северо-Кассельская-1	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 1200 х 1500 м интенсивностью 2200 нТл
I-4	2	Без названия	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 300 х 300 м интенсивностью 400 нТл
I-4	7	Безымянная	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 1000 х 1300 м интенсивностью 600 нТл
I-4	10	Краснинская-2	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии интенсивностью до 2500 нТл
II-1	8	Спасская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 2000 х 500 м интенсивностью до 1300 нТл
II-2	22	Западно-Кассельская-1	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 300 х 600 м интенсивностью до 1000 нТл
II-2	27	Западно-Кассельская-2	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 500 х 1500 м интенсивностью до 400 нТл
II-2	39	Филатовская	[123]	М.А. Магнитная аномалия интенсивностью до 200 нТл
II-3	12	Кассельская-1	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 200 х 300 м интенсивностью до 500 нТл

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-3	16	Кассельская-2	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 200 x 300 м интенсивностью до 500 нТл
П-3	25	Кассельская-3	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 800 x 800 м интенсивностью до 1000 нТл
П-3	26	Змеиногорское	[98]	П. Коренные выходы магнетитовых роговиков и окварцованных базальтов с вкрапленностью магнетита
П-3	31	Без названия	[98]	П.М. В зоне контакта гранитов и диоритов коренной выход кварц-магнетитовых роговиков
П-3	35	Без названия	[98]	П.М. В зоне контакта гранитов и вулканитов основного состава элювиальные развалы кварц-магнетитовых роговиков
П-3	37	Кассельская-4	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 400 x 600 м интенсивностью до 1100 нТл
П-3	40	Кассельская-5	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 150 x 150 м интенсивность до 1500 нТл
П-3	41	Бустандикское	[98, 145]	П. Коренной выход гранат-эпидотовых скарнов с массивными и густовкрапленными магнетитовыми рудами
П-3	43	Кассельская-6	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 2000 x 300 м интенсивностью до 2000 нТл
П-3	44	Без названия	[98]	П.М. Интенсивно скарнированные пироксен-плагиоклазовые базальты с рассеянной вкрапленностью магнетита
П-3	45	Без названия	[98]	П.М. В скарнированных базальтах рассеянная вкрапленность магнетита и сульфидов
П-3	47	Без названия	[98]	П.М. В скарнированных и ороговикованных базальтах рассеянная вкрапленность магнетита
П-3	50	Без названия	[98]	П.М. В скарнированных и интенсивно амфиболизированных базальтах рассеянная вкрапленность магнетита
П-3	63	Без названия	[98]	П.М. В базальтах в зоне дробления и гематитизации рассеянная вкрапленность магнетита
П-4	6	Уфимская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 300 x 1200 м интенсивностью до 1500 нТл
Ш-1	3	Северо-Алексеевская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 300 x 300 м интенсивностью до 1500 нТл
Ш-1	7	Северо-Ивановская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 200 x 600 м интенсивностью до 500 нТл
Ш-1	8	Ивановская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 200 x 400 м интенсивностью до 1000 нТл
Ш-1	12	Ивановское	[101]	П. В известняках зона скарнов с магнетитовым и сульфидно-гематитовым оруденением
Ш-1	16	Верхне-Кизильское	[46]	П.М. В вулканитах основного состава обильная вкрапленность магнетита
Ш-1	18	Мосовское	[46]	П.М. Мелкие делювиальные высыпки магнетита
Ш-1	19	Северо-Куйбасовская	[123]	М.А. Магнитная аномалии на площади 200 x 400 м интенсивностью до 1500 нТл

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	21	Западный Куйбас	[120]	П. Делювиальные развалы скарново-магнетитовых и окисно-магнетит-мартитовых руд
III-1	25	Придорожное	[120]	П. В скарнах по известнякам и мраморам четыре линзы с магнетитовым оруденением
III-1	28	Южно-Мосовская	[123]	М.А. Магнитная аномалии на площади 600 x 1000 м интенсивностью 600 нТл
III-1	29	Башик	[120]	П. В скарнах по известнякам и мраморам сплошное, вкрапленное до густовкрапленного магнетитовое оруденение
III-1	31	Юго-Западный Куйбас	[123]	М.А. Магнитная аномалии на площади 300 x 1000 м интенсивностью 800 нТл
III-2	5	Без названия	[120]	П.М. На контакте туфов базальтов и кремнистых пород зона скарнирования с вкрапленностью и прожилками магнетита, пирита, халькопирита
III-2	6	Восточно-Алексеевская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 200 x 400 м интенсивностью до 600 нТл
III-2	20	Аномалия г. Салихова	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 500 x 1000 м интенсивностью 600 нТл
IV-1	2	Башик	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 200 x 600 м интенсивностью 500 нТл
IV-1	3	г. Железнодорожная	[120]	П. Зона скарнов с вкрапленностью магнетита
IV-1	4	Дмитровская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 400 x 600 м интенсивностью 300-500 нТл
IV-1	5	Дмитровское	[120]	П. Эпидот-пироксен-гранатовые скарны с массивной, брекчиевидной, прожилково-вкрапленной магнетитовой минерализацией
IV-1	7	Без названия	[120]	П.М. Зона амфибол-полевошпатовых, амфибол-пироксен-полевошпатовых, кварц-полевошпатовых метасоматитов с тонкой вкрапленностью магнетита
IV-1	8	Южно-Куйбасовская-1	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии интенсивностью до 800 нТл
IV-1	11	Южно-Куйбасовская-2	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии интенсивностью до 800 нТл
IV-1	12	Южно-Куйбасовская-3	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии интенсивностью до 800 нТл
IV-1	13	Берёзки	[120]	П. Зона скарнов с массивными, брекчиевидными, прожилково-вкрапленными магнетитовыми рудами
IV-1	15	Подотвальное	[120]	П. В амфибол-полевошпатовых, пироксен-полевошпатовых, пироксен-гранатовых скарнах массивное, вкрапленное, прожилково-вкрапленное, брекчиевидное магнетитовое оруденение
IV-1	16	Куйбасовское	[120]	П. На контакте беликовых отложений с каолиновыми глинами и известняками четыре линзы лимонитов
IV-1	23	Без названия	[120]	П. Щебнистые развалы лимонитов
IV-1	32	Первооктябрьская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 500 x 700 м интенсивностью 300 нТл
IV-1	34	Аэродромное	[120]	П. В карстовой впадине в известняках среди беликовых отложений пластообразное тело бурых железняков
IV-1	37	Поля орошения	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 300 x 700 м интенсивностью 300 нТл
IV-1	40	Южномагнитогорская	[123]	М.А. Магнитная аномалия интенсивностью 300 нТл
<i>Железо, титан</i>				
I-2	31	Верхнеуральская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 2200 x 1000 м интенсивностью до 2000 нТл
I-3	13	Краснинская-6	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 200 x 800 м интенсив-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ностью до 1500 нТл
I-3	27	Шевченковская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии интенсивностью до 6100 нТл
I-3	28	Подольское (Шевченковское)	[99]	П. В габбро сплошная и вкрапленная минерализация титаномагнетита
I-4	8	Восточно-Краснинская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 600 x 1000 м интенсивностью до 1500 нТл
II-1	4	Поповское	[46]	П.М. Густая вкрапленность титаномагнетита в габбро
II-2	5	Погорельская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии интенсивностью до 5500 нТл, 4 мГал
II-3	46	Кассельская-7	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 200 x 600 м интенсивностью до 1500 нТл
II-3	48	Кассельская-8	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 300 x 400 м интенсивностью до 1500 нТл
II-3	52	Кассельская-9	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 300 x 3000 м интенсивностью до 4000 нТл
II-3	60	Южно-Кассельская	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии на площади 1000 x 1200 м интенсивностью 600 нТл
III-1	5	г. Грань	[123]	М, Г.А. Магнитная и гравиметрическая аномалии интенсивностью до 2000 нТл
III-1	11	Проявление г. Грань	[120]	П.М. Габбро с вкрапленностью титаномагнетита
III-1	17	Куйбасовская	[123]	М.А. Площадная магнитная аномалия
III-2	28	Западный Куйбас	[120]	П. В габбро вкрапленность титаномагнетита
<i>Марганец</i>				
I-2	2	Спотыковское	[150]	П.М. Зона дробления в кремнистых породах, цементированная гидроокислами Fe и Mn
I-2	6	Без названия	[150]	П.М. В кремнистых породах зона дробления с пиролюзитовым цементом и гидроокислами Fe
II-2	26	Кутюбукское	[46]	П.М. В кремнистых породах линзы с окисной Mn минерализацией
IV-1	22	Без названия	[153]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mn, Mo, Zn
IV-2	11	Без названия	[102]	П.М. Эльвиальные развалы яшмоидов с окисной Mn минерализацией
IV-2	13	Без названия	[102]	П.М. Эльвиальные развалы яшмоидов с окисной Mn минерализацией
IV-2	14	Без названия	[102]	П.М. Эльвиальные развалы яшмоидов с окисной Mn минерализацией
IV-3	17	Трибиятское	[102]	П.М. Развалы яшм и туффитов с примазками и корочками окислов Mn
IV-3	33	Гумбейское	[102]	П. Среди развалов яшм массивные и полосчатые окисные Mn руды
<i>Хром</i>				
II-4	12	Арсинское 2	[46]	П. Коренные выходы и развалы массивных хромитов среди серпентинитов
II-4	13	Арсинское 1	[46]	П. Коренные выходы и развалы массивных хромитов среди серпентинитов
III-4	3	Куликовская	[123]	М.А. Магнитная аномалия на площади 300 x 1200 м интенсивностью до 3500 нТл
III-4	5	Крупское	[46]	П.М. В серпентинитах шлиры хромита
III-4	12	Куликовское 2	[46]	П.М. В старых выработках серпентиниты со шлирами хромита
III-4	13	Куликовское 1	[46]	П.М. В старых выработках серпентиниты со шлирами хромита
IV-4	3	Фершампенуазское	[46]	П. Сплошное хромитовое оруденение в теле серпентинитов

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	9	Ольгинское (северное)	[46]	П. В старых выработках серпентиниты со шлирами хромита
IV-4	13	Ольгинское (южное)	[46]	П. В старых выработках серпентиниты со шлирами хромита
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	3	Черный Бугор	[126, 46]	П.М. В миндалинах базальтов примазки малахита и зерна самородной меди
I-2	29	Верхнеуральское	[150]	П. В песчаниках, известковистых песчаниках тонкая вкрапленность пирита, халькопирита, борнита
I-2	30	Без названия	[150]	П.М. Коренной выход трахидацитов с вкрапленностью пирита и халькопирита
I-2	47	г. Мохнатая	[150]	П.М. В монцодиоритах вкрапленность пирита и халькопирита
II-2	11	Погорельское	[97]	П. В габбро густая вкрапленность титаномагнетита, пирита, халькопирита, борнита
II-2	14	Гвоздовское	[97]	П.М. Развалы лимонитов среди гематитизированных и лимонитизированных дацитов с пустотами выщелачивания сульфидов, вкрапленностью магнетита и примазками малахита
II-2	20	Без названия	[97]	П.М. Коренные выходы габбро с примазками малахита
II-2	28	Без названия	[97]	П.М. Развалы гематитизированных и ороговикованных базальтов с повышенной концентрацией Cu
II-2	31	Без названия	[97]	П.М. В базальтах и в их туфах вкрапленность самородной меди с примазками малахита и азурита
II-2	32	Без названия	[97]	П.М. В базальтах и в их туфах вкрапленность самородной меди с примазками малахита и азурита
II-2	33	Без названия	[97]	П.М. В базальтах и в их туфах вкрапленность самородной меди с примазками малахита и азурита
II-2	35	Без названия	[97]	П.М. В базальтах и в их туфах вкрапленность самородной меди с примазками малахита и азурита
II-2	36	Без названия	[97]	П.М. В базальтах и в их туфах вкрапленность самородной меди с примазками малахита и азурита
II-2	37	Первомайская	[97]	П.М. В базальтах и в их туфах вкрапленность самородной меди с примазками малахита и азурита
II-2	38	Змеиноегорское	[97]	П.М. В базальтах и в их туфах вкрапленность самородной меди с примазками малахита и азурита
II-3	27	Без названия	[99]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Mo
II-4	5	Без названия	[99]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Cu, Ni, Zn, Co
II-4	10	Без названия	[153]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Cu, As, Pb
III-1	1	Полевой стан	[46]	П.М. В миндалинах базальтов минерализация куприта, малахита, азурита
III-1	4	г. Крыкса	[46]	П.М. По трещинам в вулканитах основного состава примазки малахита
III-1	14	Арбузов лог	[46]	П.М. В миндалинах лав основного состава минерализация малахита и азурита
III-2	3	Кара-Бутак	[154]	П.М. В серицитизированных дацитах вкрапленная минерализация пирита и халькопирита
III-2	10	Межевое	[97]	П.М. Среди серицитизированных и окварцованных дацитов развал лимонитов с

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				повышенной концентрацией Cu, Au, Ag
III-2	11	Без названия	[154]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Cu, Zn, Pb
III-2	39	Без названия	[148]	П. В серицит-кварцевых метасоматитах по дацитам вкрапленность пирита, халькопирита и сплошное медно-колчеданное оруденение
III-3	7	Без названия	[84]	П.М. В базальтах с вкрапленностью сульфидов линзы с медно-колчеданным оруденением, а на поверхности развалы лимонитизированных дацитов с повышенной концентрацией Au
III-3	11	Придорожное	[98]	П.М. В хлоритизированных базальтах тонкая вкрапленность пирита и халькопирита
IV-1	28	Без названия	[120]	П.М. В базальтах вкрапленность пирита и халькопирита
IV-1	36	Киргизогорское	[46]	П.М. На контакте дайки диабазов и базальтов по трещинам кливажа лимонитизация и минерализация малахита и азурита
IV-1	39	Каменный овраг 2	[46]	П.М. По трещинам отдельности в вулканитах основного состава пленки малахита и азурита
IV-1	43	Каменный овраг 1	[46]	П.М. В вулканитах основного состава минерализация малахита
IV-2	10	Без названия	[128]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Cu, Pb, Mo, Co, V
<i>Медь, цинк</i>				
I-2	1	Барсучье	[150]	П. В кварц-серицитовых метасоматитах по дацитам медно-цинковое колчеданное оруденение с повышенной концентрацией Au
I-2	3	Спотыковское	[150]	П.М. Развалы пористо-ячеистых апосульфидных лимонитов с повышенными концентрациями Au и Ag
I-2	4	Без названия	[150]	П.М. В серицит-кварцевых метасоматитах по дацитам прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, сфалерита
I-2	5	Участок Барсучий	[150]	П.М. Развал апосульфидных лимонитов с повышенными концентрациями Cu, Pb, Zn, Au, Ag
I-2	7	Без названия	[150]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 4%
I-2	8	Ржавцы-2	[150]	П.М. Среди вулканитов кислого состава развал апосульфидных лимонитов с пористо-кавернозной текстурой и повышенной концентрацией Au
I-2	9	Без названия	[150]	П. В измененных вулканогенно-осадочных породах медно-цинковое колчеданное оруденение
I-2	10	Контрольное	[150]	П. В туфопесчаниках медно-цинковое колчеданное оруденение
I-2	11	Июльское	[150]	П.М. Развал апосульфидных лимонитов пористо-кавернозной текстуры с повышенной концентрацией Au
I-2	12	Восточно-Барсучье	[150]	П.М. В риодацитах прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, сфалерита
I-2	13	Без названия	[150]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью более 4%
I-2	14	Ржавцы	[150]	П. В зоне серицит-кварцевых метасоматитов с густовкрапленной сульфидной минерализацией линзы медно-цинкового колчеданного оруденения с повышенной концентрацией Au и Ag
I-2	15	Озеро Мартышье	[150]	П. Среди лимонитизированных риолитов кварц-баритовая сыпучка и сухаревидные

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				бурые железняки с повышенной концентрацией Au и Ag
I-2	16	Без названия	[150]	А.М.З.Т. Аномалия МЗТ, связанная, предположительно, с медно-цинковым колчеданным оруденением
I-2	17	Мартышья	[150]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью более 4%
I-2	21	Без названия	[150]	А.М.З.Т. Аномалия МЗТ, связанная с медно-цинковым колчеданным оруденением
I-2	22	Без названия	[150]	П.М. В серицитизированных и хлоритизированных дацитах прожилково-вкрапленная минерализация халькопирита, сфалерита, пирита
I-2	23	Без названия	[150]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью более 4%
I-2	24	Без названия	[150]	П.М. В серицитизированных и окварцованных дацитах прожилково-вкрапленная минерализация халькопирита, пирита, сфалерита, галенита
I-2	25	Без названия	[150]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью более 4%
I-3	2	Самаринское	[99]	П.М. На контакте дацитов и андезитов зона эпидотизации, карбонатизации, гематитизации и прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, галенита, сфалерита
I-3	19	Без названия	[99]	Г.Х.А. В реке Топкая повышенная концентрация Cu и Zn
II-2	1	г. Белая	[97, 84]	П.М. Среди серицитизированных и окварцованных дацитов выходы лимонитов с повышенной концентрацией Cu, Zn, Pb, Au, Ag
II-2	25	Нововоронинская	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 5%
II-2	30	Нововоронинское	[97, 84]	П.М. Среди дацитов развалы бурых железняков с повышенной концентрацией Cu, Zn, Au (в центральных частях обломков встречена неокисленная колчеданная минерализация)
II-2	40	Кутюбукское	[97, 84]	П. В риолитах с прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, халькопирита, галенита, сфалерита сплошное колчеданно-полиметаллическое оруденение
II-2	41	Кутюбукская	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 5%
II-2	42	Нагайбакская-4	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 4%
II-2	43	Нагайбакская-3	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 5%
II-2	44	Золотая гора	[84, 97]	П.М. Среди сильно серицитизированных и лимонитизированных дацитов развалы бурых железняков с повышенными концентрациями Cu, Zn, Au, Ag
II-2	45	Золотая осень	[84, 97]	П. В серицитизированных и хлоритизированных дацитах густая вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и повышенные концентрации Au и Ag
II-3	21	Кассельское	[98]	П.М. В обеленных и серицитизированных кислых вулканитах с вкрапленностью сульфидов зона лимонитизации с примазками малахита и повышенными концентрациями Zn, Cu, Au, Ag
II-3	22	Бурлыбайское	[98]	П.М. В коре выветривания вулканитов основного состава тело лимонитов с повышенными концентрациями Cu и Zn
II-3	29	Змеиногорское	[98]	П.М. В ороговикованных и окварцованных кислых вулканитах вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, магнетита и повышенные концентрации Au и Ag
II-3	54	Без названия	[98]	П.М. Среди лимонитизированных риолитов развал апосульфидных бурых железняков

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	56	Без названия	[98]	П.М. Среди лимонитизированных риолитов развал апосульфидных бурых железняков
III-1	27	Без названия	[120]	П.М. В базальтах зона с вкрапленной минерализацией сфалерита, халькопирита, галенита
III-2	1	Карабутакская	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 5%
III-2	2	Каменный плес	[97]	П. В измененных дацитах зоны с прожилково-вкрапленным медно-свинцово-цинковым оруденением и повышенными концентрациями Au и Ag
III-2	4	Воровское	[97]	П.М. В дацитах зона лимонитизации с повышенными концентрациями Pb, Zn, Cu
III-2	7	Сабановская	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 4-5%
III-2	8	Сабановское	[97]	П. В серицитизированных и окварцованных дацитах зоны с прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, халькопирита, сфалерита и линзы серного колчедана
III-2	9	Холмистое	[97]	П.М. Среди измененных дацитов выходы апосульфидных лимонитов
III-2	12	Аще-Бутак	[97]	П.М. В серицит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых метасоматитах по дацитам вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита
III-2	13	Аще-Бутакская	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 7-8%
III-2	14	Озерная	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 4-5%
III-2	15	Северо-Бабарыкинское	[149]	П.М. В серицитизированных дацитах минерализация пирита и халькопирита
III-2	17	Октябрьское	[148]	П.М. В серицитизированных дацитах прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, сфалерита
III-2	21	Без названия	[154]	П. В серицитизированных дацитах густая вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и повышенные концентрации Au и Ag
III-2	22	Правобережная	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 4-6%
III-2	23	Сары-Камыш 2	[154]	П. В хлорит-серицит-кварцевых метасоматитах по дацитам густая вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и повышенные концентрации Au и Ag
III-2	24	Правобережное	[97]	П.М. В кварц-серицитовых метасоматитах по дацитам вкрапленность и гнезда пирита, халькопирита, сфалерита
III-2	25	Маячное	[154]	П.М. Вкрапленность пирита, халькопирита в серицитизированных риолитах. В базальтах гнезда и вкрапленность сфалерита
III-2	26	Правобережная-2	[148]	А.М.З.Т. Аномалия МЗТ, связанная с медно-цинковым колчеданным оруденением
III-2	30	Могильная	[113]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 3-5%
III-2	34	Лебяжье	[148]	П. В серицитизированных дацитах вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, сфалерита
III-2	35	Без названия	[113]	А.М.З.Т. Аномалия МЗТ, связанная с медно-цинковым колчеданным оруденением
III-2	36	Александринская	[113]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 5%
III-2	38	Совхозная	[113]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 6,8%
III-2	40	Без названия	[148]	А.М.З.Т. Аномалия МЗТ, связанная с медно-цинковым колчеданным оруденением
III-2	41	Совхозное	[97]	П.М. Развал лимонитизированных дацитов и апосульфидных лимонитов с повышенными концентрациями Cu, Zn, Au

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	42	Солодянская	[148]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью до 5-7,5%
III-2	43	Без названия	[148]	П.М. В пироксен-плагиоклазовых базальтах с густой вкрапленностью пирита и сфалерита массивное цинково-колчеданное оруденение
III-3	2	Без названия	[110]	А.В.П. Аномалия ВП колчеданно-полиметаллической природы интенсивностью от 4 до 8%
III-3	3	Без названия	[90]	П. В дацитах зона с медно-цинковым колчеданным оруденением
III-3	6	Без названия	[90]	П. В дацитах зоны с вкрапленной минерализацией пирита, халькопирита, сфалерита и линзы медно-цинкового колчеданного оруденения
III-3	8	Без названия	[90]	П. В базальтах и в дацитах зоны с прожилками и вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита и линзы с медно-цинковым колчеданным оруденением
III-3	9	Фестивальное	[98]	П. В серицитизированных, хлоритизированных, окварцованных, баритизированных дацитах гнездовая, прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, сфалерита и повышенные концентрации Au и Ag
III-3	16	Нагайбакское	[98]	П.М. В серицитизированных и лимонитизированных дацитах линзы бурых железняков с повышенными концентрациями Cu, Zn, Ba
III-3	28	Россыпное	[98]	П.М. В серицитизированных дацитах со следами выщелачивания сульфидов гнезда и прожилки лимонита и повышенные концентрации Cu и Zn
IV-2	1	Без названия	[113]	А.М.З.Т. Аномалия МЗТ, связанная с медно-цинковым колчеданным оруденением
IV-2	2	Солодянское	[149]	П. В серицитизированных и хлоритизированных дацитах вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита
IV-2	4	Без названия	[149]	П. В серицитизированных и хлоритизированных дацитах вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита
IV-2	5	Красноярское	[149]	П. В серицитизированных и хлоритизированных дацитах вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита
<i>Медь, молибден</i>				
I-2	36	Без названия	[150]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью более 4%
I-2	40	Без названия	[150]	А.В.П. Аномалия ВП интенсивностью более 4%
I-2	41	Без названия	[150]	П.М. В кварцевых диоритах вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, молибденита
I-2	44	Верхнеуральское (центральное)	[150]	П. В карбонат-кварц-серицитовых метасоматитах вкрапленность пирита, халькопирита, молибденита
IV-1	33	Без названия	[120]	П.М. В базальтах эпидотовые, кварц-эпидотовые прожилки с вкрапленностью пирита, халькопирита и повышенной концентрацией Mo
<i>Свинец</i>				
I-4	11	Без названия	[153]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Pb, Mo, Cu
IV-1	20	Без названия	[120]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Pb, Cu, Ag
IV-1	44	Без названия	[120]	П.М. В риодацитах зоны эпидотизации, хлоритизации, карбонатизации с вкрапленностью галенита, пирита, халькопирита
IV-2	9	Без названия	[153]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Pb, Co, Cu, Zn

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	28	Требиатское	[101]	П.М. В кварцевой жиле густая вкрапленность галенита
<i>Свинец, цинк, медь</i>				
III-2	19	Бабарыкинское	[101, 148]	П. Среди хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов по дацитам линзы с густовкрапленным пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовым оруденением с повышенными концентрациями Au и Ag
<i>Цинк</i>				
I-4	4	Без названия	[104]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Zn, Cu, Ni
III-1	6	Без названия	[120]	П.М. Зона пропицитов с гнездами пирита, вкрапленностью галенита, сфалерита
III-1	15	Без названия	[120]	П.М. В серицитизированных, эпидотизированных, пиритизированных кварцевых диоритах зона с вкрапленностью сфалерита
III-1	23	Без названия	[120]	П.М. В скарнированных известняках, в аповулканогенных метасоматитах и в базальтах зоны с вкрапленностью пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, блеклых руд и повышенные концентрации Au и Ag
IV-1	1	Без названия	[120]	П.М. В базальтах вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита и повышенные концентрации Ag
<i>Никель</i>				
I-3	35	Змеевиковское	[99]	П.М. Никеленосная охристая нонтронитовая кора выветривания серпентинитов
I-4	15	Без названия	[123]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Ni, Cu, Mo
II-3	53	Без названия	[98]	П.М. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	1	Без названия	[123]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Ni, Cu, Mo
II-4	2	Без названия	[141]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	8	Без названия	[141]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	9	Без названия	[141]	П.М. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	15	Без названия	[98]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Ni, Co, Pb
II-4	16	Без названия	[141]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	17	Без названия	[141]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	18	Без названия	[141]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	20	Без названия	[87]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Ni, Pb, Co, Cu, Zn
II-4	23	Калиновское	[87]	П. Нонтронитовая никеленосная кора выветривания серпентинитов
II-4	24	Без названия	[87]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Ni, Co, Cu, Zn, Pb
III-4	2	Без названия	[151]	П.М. Никеленосная нонтронитовая кора выветривания серпентинитов
III-4	7	Без названия	[151]	П.М. Никеленосная нонтронитовая кора выветривания серпентинитов
III-4	11	Без названия	[151]	П.М. Никеленосная нонтронитовая кора выветривания серпентинитов
<i>Кобальт</i>				
I-2	20	Без названия	[97]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Co, Mo, Cu, Ni
I-3	8	Без названия	[136]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Co, Cd, Cr, Cu, Zn, Ni
I-4	6	Без названия	[104]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Co, Cu, Ni
I-4	17	Без названия	[104]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Co, Cu, Ni, Mo, Zn
II-3	42	Без названия	[117]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Co, Cu, Ni, Mo, Zn

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	51	Без названия	[136]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Co, Mn, Hg, Zn, Cr, Pb, Cd
<i>Молибден</i>				
I-2	18	Без названия	[150]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Mo, Sr, Ba
I-2	19	Без названия	[150]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Mo, Ba
I-2	42	Без названия	[97]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Cu, As, Ni, Pb
I-2	43	Без названия	[97, 150]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Cu, Zn
I-3	22	Без названия	[117]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Cu, Ni, Co
I-3	25	Без названия	[117]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Pb, Ni, Cu, Co
I-3	31	Без названия	[99]	Г.Х.А. В сухом остатке в реке Топкой повышенная концентрация Mo
I-3	36	Без названия	[117]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Ni, Cu, Co
II-3	7	Без названия	[117]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Co, Cu, Ni
III-3	21	Без названия	[137, 113]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Pb, Cu, Co, Zn
III-3	22	Без названия	[93, 128]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Cu, Zn, Pb, Co
IV-1	38	Без названия	[120]	П.М. В риодацитах и в кварц-серицитовых метасоматитах по ним вкрапленность пирита и повышенные концентрации Mo, Au, Ag
IV-3	2	Без названия	[93]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Cu, Pb, Co, Zn, Ni
IV-3	11	Без названия	[128]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Pb, Cu, Co, V
IV-3	35	Без названия	[128]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Mo, Co, Pb, Cu, Zn
IV-3	39	Без названия	[101]	П.М. В гранодиоритах кварцевые жилы с вкрапленностью пирита, халькопирита и прожилками молибденита
<i>Вольфрам</i>				
II-2	16	Без названия	[150]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации W, Ba, Sr
III-3	24	Арасламбаевская	[84]	П.М. В дацитах кварцевые жилы с вкрапленностью шеелита
III-3	25	Без названия	[134]	Ш.О. В шлиховых пробах единичные мелкие зерна шеелита
IV-3	29	Тербийское	[101]	П. Кварцевая жила с вкрапленностью шеелита
IV-3	32	Таратайкин лог	[101]	П.М. Кварцевая жила с вкрапленностью шеелита
IV-3	37	Без названия	[101]	Ш.П. Шлиховой поток шеелита в правом притоке р. Гумбейки
<i>Алюминий</i>				
IV-1	21	Куйбасовское	[150]	П. В карстовых впадинах в известняках среди каолиновых глин линзы бокситов и бокситоподобных пород
<i>Ртуть</i>				
III-3	12	Без названия	[136]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация Hg, Mo, Cu, Pb, Co, Zn
<i>Мышьяк</i>				
III-3	4	Без названия	[136]	В.Г.Х.О. В рыхлых отложениях повышенная концентрация As, Mo, Mn, Cu, Zn, Pb, Co
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий, молибден</i>				
I-3	40	Нижегородское	[99]	П.М. В гранитах и в диоритах зона интенсивной гематитизации и лимонитизации со

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				знаками молибденита, флюорита и повышенными концентрациями Be, Sn, As, Cu
<i>Иттрий, иттербий</i>				
III-1	26	Без названия	[91]	П. В коре выветривания эпидот-пироксеновых скарнов повышенные концентрации Y и Yb
III-1	30	Без названия	[91]	П. В коре выветривания эпидот-пироксеновых скарнов повышенные концентрации Y, Yb, В
IV-3	7	Без названия	[91]	П. В коре выветривания эпидот-гранатовых скарнов повышенные концентрации Y и Yb
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-2	28	Золотохинский	[84]	П.М. В дацитах кварцевые жилы с вкрапленностью пирита, халькопирита и повышенной концентрацией Au
I-2	34	Совхозная жила	[84]	П. Золотоносная кварцевая жила
I-2	35	Без названия	[84]	П. Золотоносные кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы с вкрапленностью пирита и халькопирита
I-2	38	Дальняя жила	[84]	П.М. Золотоносная кварцевая жила
I-2	39	Поповская жила	[84, 150]	П. Золотоносная кварцевая жила с вкрапленностью пирита, галенита
I-3	6	Черепановское	[99]	П. В пироксен-плагиоклазовых базальтах четыре зоны окварцевания и серицитизации с вкрапленностью пирита и повышенными концентрациями Au и Ag
I-3	10	Шеметовское	[99]	П.М. В пироксен-плагиоклазовых базальтах зона альбитизации и окварцевания с обильной пиритовой минерализацией и повышенными концентрациями Au и Zn
I-3	24	Без названия	[84]	П.М. В базальтах кварцевая жила со знаками золота
I-3	30	Поленовская жила	[84]	П. Золотоносная кварцевая жила
I-3	34	Без названия	[84]	П. Две золотоносные кварцевые жилы с вкрапленностью сульфидов
I-3	39	Чебачье 2	[84]	П.М. Среди кремнистых пород с вкрапленностью сульфидов развалы лимонитов с повышенной концентрацией Au
I-4	1	Горбуновское	[84]	П. В дацитах и в дациандезитах зона окварцевания и баритизации с вкрапленностью сульфидов и повышенными концентрациями Au и Ag
I-4	3	Хваткин лог	[84]	П.М. В скарнированных базальтах вкрапленность пирита, халькопирита, магнетита и повышенная концентрация Au
I-4	5	Участок 4	[84]	П.М. В кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых сланцах с вкрапленностью сульфидов и повышенной концентрацией Au серия кварцевых и кварц-карбонатных золотоносных жил
I-4	9	Контактная	[84]	П.М. Зона скарнированных и амфиболитизированных базальтов с вкрапленностью сульфидов и повышенной концентрацией Au
I-4	12	Без названия	[84]	П.М. Развалы серицитизированных и хлоритизированных вулканитов основного состава с повышенными концентрациями Au и Ag
I-4	13	Копаловская 1	[84]	П.М. Коренные выходы и развалы кремнистых пород с вкрапленностью пирита и повышенной концентрацией Au

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	14	Копаловская 2	[84]	П. В пиритизированных и лимонитизированных кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых аповулканогенных сланцах повышенная концентрация Au
I-4	16	Копаловское	[84]	П. В кварц-серицитовых аповулканогенных сланцах зона лимонитизации с повышенной концентрацией Au
I-4	18	Кочкина гора	[84]	П.М. В рассланцованных базальтах зона карбонатизации и эпидотизации с вкрапленностью пирита и повышенной концентрацией Au
I-4	21	Кармаковская	[84]	П.М. Развалы лимонитизированных и пиритизированных кремнистых пород со знаками золота
II-2	17	Каолиновое	[84]	П. Среди обеленных, окварцованных и эпидотизированных дацитов развалы лимонитов с повышенной концентрацией Au
II-2	34	Без названия	[84]	П.М. В дацитах вкрапленность сульфидов и повышенные концентрации Au и Ag
II-3	1	Кассельское 2	[84]	П.М. В окварцованных и пиритизированных вулканитах основного состава кварцевые жилы с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита и повышенной концентрацией Au
II-3	2	Без названия	[84]	П. В туфах пироксен-плагиоклазовых базальтов пять золотоносных кварцевых жил
II-3	3	Без названия	[84]	П.М. Развал лимонитизированных кварцитов со знаками золота
II-3	8	Без названия	[84]	П.М. Среди туфов и туфопесчаников основного состава развал лимонитов с повышенной концентрацией Au
II-3	9	Без названия	[84]	П.М. В серицитизированных дацитах прожилки кварца со знаками золота
II-3	11	Без названия	[84]	П.М. Развал лимонитизированных кремнистых пород со знаками золота
II-3	17	Кассельское	[84]	П. Серия золотоносных кварцевых жил с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита
II-3	19	Куропаткинское	[84]	П.М. В кремнистых породах и в дацитах зона с вкрапленностью пирита и повышенными концентрациями Au
II-3	20	Без названия	[84]	П.М. В туфах и в туфопесчаниках основного состава зона лимонитизации с повышенной концентрацией Au
II-3	24	Чернореченское	[84]	П. В базальтах три золотоносные кварцевые жилы
II-3	30	Без названия	[84]	П.М. Среди туфов основного состава развал лимонитов с повышенной концентрацией Au
II-3	38	Без названия	[84]	П.М. В вулканитах основного состава зоны эпидотизации, карбонатизации с повышенной концентрацией золота
II-3	39	Без названия	[84]	П.М. Делювиальные развалы серицитизированных и лимонитизированных дацитов с повышенными концентрациями Au и Ag
II-3	55	Остроленская	[84]	П.М. Развал лимонитов с повышенной концентрацией Au
II-3	58	Без названия	[84]	П.М. Развалы аплитов с пустотами выщелачивания сульфидов и повышенной концентрацией Au
II-3	59	Без названия	[84]	П.М. Коренной выход кварц-гематитовых пород с повышенной концентрацией Au
II-3	61	Без названия	[84]	П.М. Делювиальные развалы лимонитизированных кремнистых пород и пористых лимонитов с повышенной концентрацией Au

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	62	Без названия	[84]	П.М. Делювиальные развалы базальтов с пустотами выщелачивания сульфидов и повышенной концентрацией Au
II-4	4	Смирновский участок	[84]	П. В окварцованных, серицитизированных и лимонитизированных дацитах зона прожилкового окварцевания с вкрапленностью пирита, халькопирита со знаками золота и развалы лимонитов с повышенной концентрацией Au
II-4	7	Без названия	[84]	П.М. Развал кварцевой жилы с вкрапленностью пирита, халькопирита и знаками золота
II-4	22	Остроленское (северное)	[84]	П.М. В серицитизированных дацитах вкрапленная минерализация пирита и знаки золота
II-4	25	Остроленское 2	[84]	П.М. Среди лимонитизированных базальтов с повышенной концентрацией Au серия кварцевых золотоносных жил с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита
III-1	20	Без названия	[120]	П.М. В пропилитах по кварцевым диоритам зона с вкрапленностью халькопиритовой и с повышенными концентрациями Au и Ag
III-3	1	Остроленская 1	[84]	П. На контакте кремнистых пород и туфов базальтов зона хлоритизации, серицитизации, лимонитизации с повышенной концентрацией Au
III-3	5	Без названия	[84]	П.М. Среди серицитизированных и лимонитизированных дацитов развалы лимонитов с повышенной концентрацией Au
III-3	14	Без названия	[83]	П.М. Развал дацитов со следами выщелачивания сульфидов и повышенными концентрациями Au и Ag
III-3	19	Арсламбаевская 1	[84]	П.М. В измененных дацитах с вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, барита кварц-сульфидные прожилки с повышенной концентрацией Au
III-3	30	Башкирское	[84]	П.М. Развал сухаревидных лимонитов со знаками золота
III-4	1	Кара-Узяк	[84]	П. На контакте рассланцованных риолитов и кремнистых пород серия золотоносных кварцевых жил
III-4	20	Без названия		П.М. Элювиальные развалы лимонитов с повышенной концентрацией Au
IV-2	8	Песчаный лог	[84]	П. В кремнистых породах девять золотоносных кварцевых жил
IV-4	16	Без названия		П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Au, As, Mo
IV-4	19	Березняковское	[84]	П. В серпентинитах зоны с пересекающимися кварцевыми прожилками, пустотами выщелачивания, заполненными лимонитом и повышенной концентрацией Au
<i>Серебро</i>				
I-1	2	Без названия	[155]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Ag, Zn
II-1	5	Без названия	[96]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенная концентрация Ag
II-1	9	Без названия	[96]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Ag, Zn, Mo
II-2	8	Без названия	[155]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Ag, Au, Cu
III-1	22	Без названия	[120]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Ag, Pb, Zn
IV-1	41	Без названия	[120]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Ag, Mo, Zn
IV-3	12	Без названия	[155]	П.Г.Х.О. В коренных породах повышенные концентрации Ag, W, Au
Радиоактивные элементы				
<i>Уран, торий</i>				

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	13	Без названия	[126]	П.М. В кремнистых туффитах, туфопесчаниках три радиоактивные аномалии и повышенная концентрация U
II-1	2	Спасское	[103]	П. В туфопесчаниках радиоактивность от 40 до 360 мкР/ч и повышенная концентрация U
III-4	4	Без названия	[103]	П.М. В дацитах и в их коре выветривания радиоактивность от 45 до 120 мкР/ч и повышенные концентрации U и Th
III-4	18	Нагайбакская	[103]	Р.А. В коре выветривания углеродсодержащих метасилицитов радиоактивная аномалия урановой природы интенсивностью до 52 мкР/ч
III-4	22	Фершампенуазская	[103]	Р.А. В вулканитах кислого состава радиоактивная аномалия уран-ториевой природы интенсивностью до 19 мкР/ч и повышенная концентрация Rh в почвенном воздухе до 36 эман
IV-1	18	Подотвальная	[103]	Р.А. В коренных породах радиоактивные аномалии урановой природы интенсивностью от 70 до 260 мкР/ч
IV-1	24	Северо-Сухореченское	[120]	П.М. В лигнитоносных глинах радиоактивная аномалия и повышенные концентрации U и Th
IV-3	5	Балканская-1	[103]	Р.А. В скарнах и в гранодиоритах радиоактивные аномалии урановой природы интенсивностью до 69 мкР/ч и повышенные концентрации Rh в почвенном воздухе от 30 до 105 эман
IV-3	9	Балканская-2	[103]	Р.А. В коре выветривания радиоактивная аномалия ториевой природы интенсивностью до 25 мкР/ч и повышенная концентрация Rh в почвенном воздухе до 60 эман
IV-3	15	Без названия	[103]	Р.А. В гранодиоритах радиоактивная аномалия ториевой природы интенсивностью до 125 мкР/ч и повышенная концентрация Rh в почвенном воздухе до 45 эман
IV-4	6	Без названия	[103]	П.М. В углеродсодержащих метасилицитах радиоактивная аномалия интенсивностью 25-70 мкР/ч и повышенные концентрации U и Th
IV-4	8	Без названия	[103]	П.М. В коре выветривания гранитов радиоактивная аномалия интенсивностью 25-105 мкР/ч и повышенная концентрация Th
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц пьезоэлектрический</i>				
IV-4	2	Синие васильки 1	[46]	П. Кварцевая жила с кристаллами горного хрусталя
IV-4	4	Синие васильки 2	[46]	П. Кварцевая жила с кристаллами горного хрусталя
IV-4	7	Таштыбутакское	[46]	П. Кварцевая жила с кристаллами горного хрусталя
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Каолин (Кл)</i>				
III-1	2	Ржавское 1	[127]	П. Каолиновая кора выветривания риолитов
III-1	13	Ржавское 2	[127]	П. Каолиновая кора выветривания риолитов
IV-1	17	Куйбасовское	[120]	П. Каолиновые глины в карстовой впадине в известняках
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест хризотилковый (асб_х)</i>				

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	11	Арсинское	[46]	П.М. В серпентинитах зона с мелкопрожилковым поперечно-волокнистым хризотил-асбестом
III-4	6	Лесной участок	[46]	П.М. В серпентинитах две зоны с прожилковой минерализацией хризотил-асбеста
III-4	8	Участок детальный	[46]	П.М. Элювиальные обломки серпентинита с прожилками хризотил-асбеста
III-4	14	Пряшниковское 1	[46]	П.М. В серпентинитах прожилки хризотил-асбеста
III-4	15	Куликовское 1	[46]	П.М. В серпентинитах прожилки хризотил-асбеста
III-4	21	Куликовское 2	[46]	П.М. В серпентинитах прожилки хризотил-асбеста
III-4	24	Куликовское 4	[46]	П. Полоса асбестоносных серпентинитов с прожилками хризотил-асбеста
III-4	25	Куликовское 3	[46]	П.М. В серпентинитах прожилки хризотил-асбеста
<i>Тальк (тальковый камень)</i>				
IV-3	1	Без названия	[101]	П.М. Элювиальные развалы тальк-карбонатных пород и оталькованных серпентинитов
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Поделочные камни (кп)</i>				
I-3	11	Без названия	[99]	П. Дайка декоративных базальтов с крупными вкрапленниками плагиоклаза
I-3	18	Без названия	[99]	П. Дайка декоративных базальтов с крупными вкрапленниками плагиоклаза
I-3	41	Без названия	[99]	П. Прослойки полосчатых вишнево-красных яшм
II-3	6	Без названия	[98]	П. Коренные выходы и развалы яшм сургучной, оранжевой, желтой, белой окраски
II-3	13	Без названия	[98]	П. Дайка декоративных базальтов с крупными вкрапленниками плагиоклаза
II-3	32	Без названия	[98]	П. Коренные выходы желтовато-зеленых полосчатых яшм
II-4	3	Восточно-Карагурское	[146]	П. Выходы и развалы декоративных кремнистых туффитов
III-2	16	Без названия		П. Развалы яшм сургучной, оранжевой окраски
III-2	27	Бабарыкинское	[97]	П. Развалы бурых, серых до черных яшм
III-3	17	Нагайбакское	[133]	П. Коренные выходы и элювиальные развалы сургучных, вишневых, красных, зеленых, часто полосчатых яшм
IV-2	3	Без названия	[133]	П. Развалы сургучных и зеленых яшм
IV-2	6	Требинское	[133]	П. Среди кремнистых пород и базальтов прослойки сургучных, зеленых, серых, белых яшм
Прочие ископаемые				
<i>Глины красочные</i>				
I-3	14	Краснинское	[130]	П. Охры бурого цвета с красящим оранжевым пигментом
I-4	20	Копаловская	[145, 46]	П. Охры бурого цвета с красящим оранжевым пигментом
II-3	5	Нижегородское	[130]	П. Интенсивно окрашенные малиново-красные и желтые глины коры выветривания
II-4	19	Арсинское	[46]	П. Охры бурого цвета с красящим оранжевым пигментом
III-2	18	Ново-Желтинское	[130]	П. В глинистой коре выветривания базальтов охры с оранжевым пигментом
III-3	23	Арасламбаевское	[130]	П. Глинистая кора выветривания желтого, красного и малинового цветов
III-4	17	Гумбейское	[130]	П. Глинистая кора выветривания с оранжевым пигментом
IV-2	12	Новобуранное	[130]	П. В глинистой коре выветривания базальтов охры с оранжевым пигментом

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ				
Воды питьевые				
<i>Пресные</i>				
I-1	4	Без названия	[140]	П. Безнапорные воды в речной долине
I-1	5	Без названия	[140]	П. Безнапорные воды в речной долине
I-1	6	Без названия	[85]	П. Безнапорные воды в речной долине
I-1	7	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости с дебитом 7,4 л/с
I-1	8	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости с дебитом 6 л/с
I-1	10	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости
I-1	12	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости с дебитом 0,87 л/с
II-1	1	Без названия	[85]	П. Безнапорные воды в речной долине с дебитом 8,7 л/с
II-1	3	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости
II-1	6	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости с дебитом 1,3 л/с
II-1	7	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости с дебитом 0,138 л/с
III-1	9	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости с дебитом 27,6 л/с
III-1	10	Без названия	[85]	П. Подземные воды в зоне трещиноватости

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте плиоцен–четвертичных образований листа N-40-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
Строительные материалы					
а) Глинистые породы					
I-1	24	Верхнеуральское	Р	[133]	Эксплуатируется сезонно
III-1	37	Ивановское	Р	[127]	Эксплуатировалось для местных нужд. Затоплено
III-1	40	Верхне-Кизильское	Р	[127]	Эксплуатируется для местных нужд
IV-1	49	Среднеуральское	Р	[133]	Отработано
IV-1	50	г. Лисья	Р	[132]	Законсервировано
б) Обломочные породы					
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
III-1	38	Востолиственный участок	Р	[127, 46]	Эксплуатировалось для местных нужд. Затоплено
III-1	39	Северо-Кизильское	Р	[115]	Законсервировано
<i>Песок строительный</i>					
I-1	21	Московское	Р	[126, 46]	Эксплуатируется для местных нужд
I-1	27	Верхнеуральское	Р	[133]	Законсервировано
II-1	13	Поповское	Р	[46]	Эксплуатируется для местных нужд
II-1	14	Спасское	Р	[46]	Эксплуатировалось для местных нужд. Затоплено
III-1	41	Мохнатогорское	Р	[46]	Эксплуатируется
IV-3	42	Без названия	Р	[101]	Законсервировано
IV-4	26	Нагайбакское	Р	[121]	Законсервировано

Список проявлений (П.), показанных на карте плиоцен–четвертичных образований листа N-40-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Торф</i>				
I-1	22	Бехтеевское	[46]	П. В пойменных отложениях линзы торфа с большим количеством ила
I-1	23	Большой Бугодак	[46]	П. В пойменных отложениях линзы торфа с большим количеством ила
I-1	25	Гвоздовские разработки-1	[155, 46]	П. В пойменных отложениях линзы торфа с большим количеством ила
II-2	48	Беловское	[46]	П. В аллювиальных отложениях маломощные линзы торфа
II-2	49	Гвоздовские разработки-2	[46]	П. В аллювиальных отложениях маломощные линзы торфа
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-1	26	Без названия	[126]	П. В торфяно-глинистых отложениях повышенные концентрации урана
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Прочие ископаемые				
<i>Глины красочные</i>				
II-1	15	Спасское	[133]	П. В пойме р. Урал охры бурого цвета. Затоплено
IV-3	41	Трибиатское	[101]	П. В аллювиальных отложениях глины бурого цвета с красящим оранжевым пигментом

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

№ п.п.	Индекс объекта	Название прогнозируемого объекта	Полезное ископаемое	Единица измерения	Прогнозные ресурсы			
					P ₁	P ₂	P ₃	P ₁ +P ₂ +P ₃
1	I-2-1	Барсучье	медь	тыс. т		160	107	267
2	I-2-44	Верхнеуральское	медь	тыс. т	220	24		244
3	III-2-19	Бабарькинское	медь	тыс. т		400		400
			цинк	тыс. т		500		500
4	III-2-34	Лебяжье	цинк	тыс. т	100	200		300
5	III-2-37	Александринское	медь	тыс. т	10			10
			цинк	тыс. т	70			70
6	III-2-31	Малый Куйбас	железо	тыс. т			170000	170000
7	I-3-6	Черепановское	золото	т		7,2		7,2
			серебро	т		3,6		3,6
8	I-3-17	Краснинское	золото	т		10		10
			серебро	т		30		30
9	I-4-1	Горбуновское	золото	т		1,1		1,1
			серебро	т		3,3		3,3
10	III-3-1	Остроленское	золото	т		6,3		6,3
11	III-4-10	Южно-Темирское	никель	тыс. т	17	6		23

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Рудный узел (зона), рудное поле	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Прогнозные ресурсы			
			P ₁	P ₂	P ₃	P ₁ +P ₂ +P ₃
Спасское рудное поле	железо	тыс. т			100000	100000
Магнитогорское рудное поле	железо	тыс. т			770000	770000
Орловский рудный узел	медь	тыс. т		160	107	267
Мохнатовское рудное поле	медь	тыс. т	220	24		244
	молибден	тыс. т		37		37
Погорельское рудное поле	медь	тыс. т			1300	1300
Кутюбукское рудное поле	медь	тыс. т		300		300
	цинк	тыс. т		390		390
Фестивальное рудное поле	медь	тыс. т			600	600
	цинк	тыс. т			800	800
Александринское рудное поле	медь	тыс. т	10	1130		1140
	цинк	тыс. т	270	1690		1960
Курасанское рудное поле	золото коренное	т		18,3	22,6	39,9
	золото россыпное	т		4,2		4,2
	серебро	т		36,9	67,8	104,7
Хлебинское рудное поле	золото коренное	т			3	3
Балканское рудное поле	WO ₃	тыс. т			5	5
	золото россыпное	т			3	3
Зареченское рудное поле	WO ₃	тыс. т			7	7
	золото россыпное	т			2,2	2,2
Копаловская рудная зона	золото коренное	т			6,8	6,8
	золото россыпное	т			0,4	0,4
Кировское рудное поле	золото коренное	т			5	5
	золото россыпное	т		1		1
Южно-Темирское рудное поле	никель	тыс. т	17	6		23
	золото коренное	т			7,4	7,4
Арсинское рудное поле	никель	тыс. т	16,9			16,9
	золото коренное	т			1,1	1,1
	платина	т			2	2
	палладий	т			3	3

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Метаморфизованные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, габбро астафьевского комплекса	рубидий-стронциевый	471±92	549/22,5; 5400; 5407-2; 533/15; 3451-7; 3451-4; 510/35; 538/7,5
2	Габбро, гранодиориты биотит-роговообманковые, граниты роговообманково-биотитовые нижегородского комплекса	рубидий-стронциевый	423±11	5358, 5360, 5362-2, 5528/50, 5530/35, 5530/211,5
3	Габбро, монзониты, кварцевые монзониты, сиениты, сиенит-порфиры, микрограносиениты верхнеуральского комплекса	—” —	362±9	[54]
4	Монцогаббро, монцодиориты, умереннощелочные граниты, умереннощелочные лейкограниты касельского комплекса	—” —	328±4,3	5053, 5439, 5443, 5453, 5455, 8203
5	Гранодиориты, гранит-аплиты, пегматиты северокасельского комплекса	рубидий-стронциевый	346±1	[54]
6	Монзониты, сиениты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, граниты роговообманковые, лейкограниты гумбейского комплекса	рубидий-стронциевый	285±5	5264, 5269-6, 5269-3, 3106, 3106-4, 3106-5, 5048-7, 5048-9, 5048, 5324, 5321-5
7	Гранитоиды мосовского комплекса	рубидий-стронциевый	333±4	[50]

Каталог памятников природы, показанных на листе N-40-XXIV

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геоморфологический	Гора Извоз - отдельная сопка в окрестностях г. Верхнеуральска с живописными скальными обнажениями - останцами выветривания. На горе произрастают эндемичные растения
2	Гидрогеологический	Родник с радоном. Расположен восточнее г. Верхнеуральска у подножия Каменной сопки. Мощный источник питьевой воды, содержащей различные микроэлементы, в том числе радон, что придает ей целебные свойства
3	—“—	Озеро Чебачье II. Небольшой водоем со щелочной водой. Место массового отдыха населения
4	Политипный	Стратотип свиты горы Магнитной. Опорный разрез мраморизованных известняков с фауной в бортах Главного карьера Магнитогорского месторождения (уже не разрабатывается). Разрез вулканитов шумилинской свиты на склонах г. Атач на восточном борту карьера
5	—“—	Яр Батыртау. Опорное обнажение. Скальные выходы разнообразных по составу и текстурам вулканитов, секущие их дайки, разрывные нарушения

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	6
СТРАТИГРАФИЯ	9
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	32
ТЕКТОНИКА	51
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	61
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	64
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	66
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	82
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	88
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	90
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	92
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	93
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа N-40-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	99
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П.), пунктов минерализации (П.М.) полезных ископаемых, гидрохимических аномалий (Г.Х.А.), шлиховых ореолов (Ш.О.) и потоков (Ш.П.), первичных (П.Г.Х.О.) и вторичных (В.Г.Х.О.) геохимических ореолов, магнитных аномалий (М.А.), комплексных магнитных и гравиметрических аномалий (М, Г.А.), аномалий заряда (А.М.З.Т.), аномалий ВП (А.В.П.), радиоактивных аномалий (Р.А.), имеющих урановую и ториевую природу радиоактивности, показанных на карте полезных ископаемых листа N-40- XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 ...	104
<i>Приложение 3.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте плиоцен–четвертичных образований листа N-40-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	121
<i>Приложение 4.</i> Список проявлений (П.), показанных на карте плиоцен–четвертичных образований листа N-40-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	122
<i>Приложение 5.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых	123
<i>Приложение 6.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	124
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	125
<i>Приложение 8.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе N-40-XXIV	126