

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ (РОСНЕДРА)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КОМПАНИЯ ВОТЕМИРО»
(ОАО «КОМПАНИЯ ВОТЕМИРО»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 550.8.528(084.3М1000)(470.55/57)

Лядский П. В., Кваснюк Л. Н., Жданов А. В., Чечулина О. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41. **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 392 с. + 1 вкл.

С современных позиций освещено геологическое строение южной оконечности Урала и прилегающей юго-восточной части Русской плиты. Приведено описание стратиграфических подразделений верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя, кайнозоя и интрузивных комплексов в возрастном интервале от позднего рифея по среднюю пермь. Охарактеризованы метаморфические изменения пород, главные элементы тектонической структуры, геоморфология, гидрогеология, эколого-геологическая обстановка, различные виды минерального сырья. Определены перспективы территории в отношении углеводородов, черных, цветных, редких и благородных металлов, неметаллических полезных ископаемых, солей, минеральных и пресных вод. Выполнена оценка прогнозных ресурсов категории P_3 железа, марганца, хрома, меди, цинка, никеля, вольфрама, молибдена, бериллия, стронция, золота, изумрудов, каолина.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Табл. 2, ил. 1, список лит. 228 назв., прил. 7.

Авторы

*Лядский П. В., Кваснюк Л. Н., Жданов А. В., Чечулина О. В.,
Шмельков Н. Т., Бельц Г. М., Курочкина Е. С., Оленица Т. В.*

Научный редактор *Жданов А. В.*

Эксперты НРС *Водолазская В. П., Шкатова В. К., Нелюбин В. В.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 28 апреля 2011 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2013
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2011
- © Открытое акционерное общество «Компания вотемиро», 2011
- © Коллектив авторов и редакторов, 2011
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Работа выполнялась по конкурсному проекту Федерального агентства по недропользованию МПР РФ двумя организациями: ФГУП «ВСЕГЕИ» и ОАО «Компания вотемиро».

Географические сведения. Исследуемая площадь (63 946 км²) включает в себя 17 районов Оренбургской области, а также незначительные по размеру южные территории Республики Башкортостан и Челябинской области. Она охватывает юго-восточную окраину Восточно-Европейской равнины, северо-восток Прикаспийской низменности и южную оконечность Уральского кряжа. На западе местность представляет собой низкохолмисто-увалистую поверхность, изрезанную реками, ручьями, промоинами и оврагами. Предуралье представлено возвышенной, сильно расчлененной сыртовой равниной. Для западных склонов Южного Урала характерен низкогорно-грядовый рельеф. В Оренбургском Зауралье выделяются Орская равнина и Урало-Тобольское плато.

Гидрографическая сеть данной территории в основном относится к бассейну р. Урал, куда входят ее крупные притоки – реки Илек, Сакмара, Урта-Буртя, Орь, Суундук, Большой Кумак. Бассейны Самары (на северо-западе) и Тобола (на востоке) представлены самыми верховьями этих водотоков. Главная водная артерия – р. Урал – несудоходная; ширина ее 54–170 м, глубина 1–3 м (местами до 10 м), скорость течения 0,2–0,5 м/с. Берега местами обрывистые и скалистые (высота обрывов до 16 м), грунт дна преимущественно песчаный с мелкой галькой. Река Сакмара имеет ширину в межень 50–70 м, глубину 1–5 м, скорость течения 0,3–0,4 м/с. Берега ее иногда также обрывистые, дно твердое. Поймы названных рек широкие, покрыты лесом и лугами, вмещают много мелких озер и стариц. Паводок на всех реках обычно приурочен к середине апреля, межень устанавливается в конце июня; замерзают водотоки в конце ноября, вскрываются в середине апреля. Реки относятся к типу равнинно-степных, в основном снегового и дождевого питания, с интенсивным весенним половодьем, небольшими паводками после сильных дождей летом и устойчивым меженным ординаром в остальное время. Большая часть мелких водотоков летом пересыхает, и вода остается в виде отдельных небольших водоемов на наиболее глубоких местах (плесах).

Озера пресные, неглубокие, большинство их не пересыхает, хотя к концу лета уровень воды падает, изменяются очертания и размеры водной поверхности. На территории много прудов, которые образованы земляными

плотинами по пересыхающим рекам. Наиболее крупным водоемом является оз. Шалкар-Ега-Кара с площадью 96 км² и длиной береговой линии 96 км; оз. Жетьколь имеет площадь более 50 км². Значительными запасами воды обладают и некоторые водохранилища (млн м³): Ириклинское (3257), Красночабанское (54,6), Черновское (52,7), Кумакское (48,0), Елшанское (23,6), Ушкоттинское (10,0).

Климат данной площади резко континентальный; Оренбургская область расположена на значительном удалении от морей и океанов и в близком соседстве с полупустынями Казахстана. Характерна большая амплитуда колебаний средних температур воздуха между зимой (январь) и летом (июль), которая достигает 34–38 °С. Отличительной особенностью является также дефицит атмосферных осадков, годовая сумма которых колеблется от 450 мм на северо-западе до 350 мм на юге и юго-востоке территории; около двух третей осадков приходится на теплый период. Продолжительность залегания снегового покрова – от 135 дней на юге до 154 дней на севере. Глубина промерзания почв меняется от 70 см на юго-западе до 100 см на востоке.

Зима продолжительная и холодная с устойчивыми морозами. Обычные дневные температуры воздуха –8, –16 °С, ночные до –25, –35 °С. В суровые зимы бывают похолодания до –40 °С (абсолютный минимум – 55 °С). Мощность снежного покрова достигает 30–50 см. Весеннее снеготаяние идет интенсивно, повышение средних значений температуры от 0° до 10° происходит в течение 2–3 недель. Снег начинает сходить в начале апреля, грунты просыхают быстро. Последние заморозки наблюдаются в середине мая. Лето (конец мая–конец августа) жаркое, сухое с большим количеством ясных дней. Преобладающая дневная температура воздуха 25–30 °С (максимум до 48 °С), ночная 14–20 °С. Осадки выпадают в виде редких ливневых дождей, иногда с грозами (обычно в июне); периодически бывает засуха. Реки замерзают в ноябре, тогда же начинается снегопад.

Ветры с апреля по октябрь (в теплое время) преимущественно западные и южные (суховеи), в холодное время года (ноябрь–март) северо-восточные и восточные. Преобладающая скорость ветра 4–5 м/с. Зимой часты метели, бураны, значительно затрудняющие движение всех видов транспорта.

В пределах рассматриваемой площади существует довольно большое разнообразие почв, обусловленное рельефом и составом материнских пород. Наиболее плодородный почвенный покров лесостепной зоны образуют типичные черноземы, формирующиеся под разнотравно-злаковой растительностью. На территории граничат, а нередко и сочетаются природные комплексы лесостепей средней полосы России, степей юго-востока европейской части, песчаных и солончаковых пустынь Среднего Прикаспия и Тургая, лесистых низкогорий Южного Урала, сосново-березового лесостепья Зауралья и Западной Сибири.

Преобладает степная растительность. Для степной зоны характерно отсутствие леса на ровных водоразделах. Участки лесной растительности занимают здесь поймы рек и песчаные надпойменные террасы, а также приурочены к холмистым междуречьям, склонам, выходам разрушающихся скальных пород. Пойменные леса, сохранившиеся практически по всем

значительным рекам области, образованы тополем (серебристым и черным), ветлой, реже – вязом. По поймам Самары, Урала и Сакмары значительную площадь занимают дубравы. Отдельно следует сказать о «галерейных» и «колковых» насаждениях черной ольхи (черноольшанниках), растущих по ручьям и горным речкам, а также среди болотистых участков на Общем Сырте, в долине Илека и Губерлинских горах. Овражно-балочные рощи («колки») и лески холмисто-увалистых водоразделов степной зоны состоят преимущественно из березы бородавчатой и осины. До долины Урала по водоразделам произрастает дуб. На востоке территории (в верховьях р. Суундук) лесостепной облик ландшафту придают сосновые редколесья (с примесью лиственницы) и березово-осиновые колки.

Степная растительность, связанная с черноземными и каштановыми почвами, почти полностью уничтожена в результате длительного земледельческого освоения территории. О первоначальном её составе можно судить по небольшим участкам целинной степи, взятым под охрану в заповеднике «Оренбургский», и другим нераспаханным угодьям. В пределах степной зоны в местах лучшего увлажнения, связанных с широкими понижениями, подножиями склонов северных экспозиций, выходами грунтовых вод, сохранились фрагменты луговых степей. Они во многом сходны с таковыми для лесостепной зоны. Ведущая роль в них принадлежит крупнодерновинному злаку – ковылю красивейшему. Для травостоя характерны также ковыль красный, мятлик степной, типчак и большое количество разнотравья; подобные сообщества насчитывают до 90–100 видов растений. В северной части степной растительной зоны, приблизительно до широтного отрезка долины р. Урал, преобладают разнотравно-ковыльные степи. Южнее, на междуречье Урала и Илека, Суундука и Кумака основу растительного покрова образуют дерновинно-злаковые (типчаково-ковыльные) степи. К югу от долины Илека и Кумака наиболее распространены полынно-типчаково-ковыльные формы. Кроме того, в пределах степной зоны выделяются степи каменистые, песчаные, обширные участки зарослей степных кустарников и солонцово-степные участки.

Необходимо отметить, что «эталонные» типы травянистой степной растительности находятся под сильным влиянием хозяйственной деятельности человека (в первую очередь – выпаса скота). Поэтому сохранившиеся формы давно уже стали музейной редкостью и заслуживают охраны в составе заповедников, ландшафтных заказников и памятников природы. К таковым, в частности, относятся участки государственного степного заповедника «Оренбургский» («Буртинская степь», «Айтуарская степь» и др.), главные достопримечательности которых – ботанические и зоологические, но они содержат также и ценную геологическую информацию (под наблюдением и охраной находятся выходы горных пород). Памятники природы имеют местный, региональный и федеральный статус.

Богатство фауны обусловлено разнообразием природных условий и угодий, представляющих среду обитания для различных видов животных (степи, луга, леса, болота, водоёмы и др.). Основной группой животного мира степей являются грызуны. Повсеместно распространены суслик, серая и степная полевка, пеструшка, домашняя и полевая мышь, хомяк, тушканчик

и заяц-русак. Сохранился сурик (байбак), популяция которого в связи с распашкой степей, сильно сократилась. К животным лесостепной зоны и лесистых низкогорий относятся волк, лисица, горностай, ласка, хорек, барсук. Всего на территории обитает около 80 видов млекопитающих, представляющих 19 семейств. Обширны охотничьи угодья: их площадь составляет около 10 тысяч гектаров. Промысловая фауна представлена более чем 40 видами. Основными объектами охоты являются лось, кабан, косуля, заяц-русак, лисица, корсак, барсук, бобр.

На рассматриваемой площади зафиксировано более 280 видов птиц; из них число гнездящихся видов составляет около 200, зимующих – 52. Наиболее распространены жаворонок, перепелка, дрофа (дудак), стрепет, кречетка (степная пигалица), степной орел, лушь степной, мелкие соколы. Речные заросли и приозерные камыши изобилуют шилохвостками, серухами, чирками, кряквами, имеющими промысловое значение. Во всех ландшафтных зонах обитают пресмыкающиеся (змеи, ящерицы).

В реках и озерах водятся разнообразные рыбы: лещ, сазан, карась, красноперка, налим, пескарь и др. (более 30 видов). Наиболее ценные из них – осетровые (белуга, осетр, севрюга) и частиковые (сазан, судак, щука, налим, карась, сом и др.). На реках Урал и Илек имеются нерестилища осетровых (площадью до 200 га), которые относятся к заповедным зонам. Основные рыбохозяйственные водоемы – реки Урал и Сакмара, их притоки, Ириклинское водохранилище; в последнем, площадью 260 км², обитают все виды рыб, представленные в р. Урал (кроме осетровых), а также климатизированные сиг и рипус.

На данной территории расположены восемь городов и десятки поселков городского типа. Областной центр – г. Оренбург, насчитывающий 526,4 тысячи жителей; к крупным промышленным центрам относятся города Орск и Новотроицк. Остальные городские поселения являются средними и малыми, число сельских населенных пунктов – 1707. Плотность населения – 17,1 жителей на 1 км². Почти все населенные пункты на рассматриваемой площади связаны между собой дорогами с твердым покрытием, а города – магистралями республиканского и областного значения.

Площадь листа охватывает фрагменты двух крупнейших тектонических единиц – юго-восточную окраину Русской плиты и примыкающий к ней с востока западный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса. Эта геологическая особенность явилась причиной уникального разнообразия комплексов минерального сырья. Так, на западе территории локализованы углеводородные ископаемые (нефть и природный газ, асфальтиты), а также бурые угли и горючие сланцы, каменные и калийно-магнезиальные соли, фосфориты, мел, гипс, строительные пески и песчано-гравийные смеси, кирпичные глины. Для её восточной (уральской) части основными полезными ископаемыми являются руды цветных и черных металлов, коренное и россыпное золото, асбест, облицовочные и строительные камни, высококачественные известняки, доломиты и кварциты для металлургической промышленности, минеральные краски, бентонитовые, керамзитовые, керамические и кирпичные глины, цементное сырье; известны проявления редких земель.

Территория по объему разведанных запасов и добыче полезных ископаемых входит в ведущую группу регионов Российской Федерации. Здесь разведано 2500 месторождений 75 видов полезных ископаемых. В числе основных природных ресурсов: нефть, газ, медные и никелевые руды, асбест, каолины, соль, бурый уголь, золото. На территории расположены такие крупные горнодобывающие и горно-металургические предприятия Южного Урала как ООО «Уральская сталь», ОАО «Южуралникель», ОАО «Орский хромовый завод», а также объекты машиностроительной и металлообрабатывающей, химической, нефтехимической, легкой и пищевой промышленности. Сельское население занято возделыванием зерновых культур и скотоводством.

Геологическая изученность. История геологических исследований Южного Урала и, в частности, Оренбургской области насчитывает не менее 200 лет. Она условно подразделяется на четыре этапа: первый (с 1800 по 1917 г.), второй (с 1917 по 1950 г.), третий (с 1950 по 1970 г.) и четвертый (с 1970 г. по настоящее время).

На первом этапе исследования носили эпизодический характер и проводились (особенно в отношении региональных работ) бессистемно. Несмотря на это, в данный период были открыты объекты хромитовых руд Халиловского массива и проявления меди у сел Аккермановка и Узембаево. Следующий этап характеризовался созданием первых стратиграфических схем и составлением на их основе геологических карт различного масштаба – от 1:1 000 000 до 1:50 000, а на отдельных участках (Орско-Халиловский район) и 1:10 000. К концу этого периода были выявлены многие известные месторождения и проявления металлических и неметаллических полезных ископаемых (железа, меди, марганца, флюсовых известняков, строительных песков, цементных глин и др.), а также объекты углеводородного сырья.

Третий этап знаменуется постановкой планомерных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 и 1:50 000, отличавшихся уже отчетливой поисковой направленностью, проведением опережающих и сопутствующих металлотрических и геофизических исследований. Недостатком этих работ явился малый объем бурения, что отрицательно сказалось на точности геологических границ в протерозойско-палеозойских и мезозойско-кайнозойских образованиях.

Заключительный этап изучения региона связан с дифференциацией региональных работ по направлениям; при этом особая роль отводилась глубинному геологическому картированию оренбургской части Южного Урала в масштабе 1:50 000. Проведено ГГК-50 значительной территории; работы выполнялись в основном под руководством В. Т. Тищенко (1972–1983 гг.), А. Г. Галимова (1974–1981 гг.), П. В. Лядского (1977–1982 гг.), Е. И. Якобса (1978–1982 гг.), В. Л. Алексеева (1981–1984 гг.). Этими исследователями внесены существенные изменения в стратиграфию, петрографию и тектонику как осадочных, осадочно-вулканогенных, метаморфических и магматических пород палеозойского основания, так и мезозойско-кайнозойских рыхлых образований. Более значительные работы в этом направлении с 1985 г. на территории не проводились. Примерно в

те же сроки (до середины 90-х годов) осуществляются крупномасштабная групповая геологическая съемка и ГДП-50. В этот период выполнен также основной объем специализированных поисковых, геофизических, геохимических и тематических работ. В последние годы проводится обобщение на современной основе всех предшествующих материалов в рамках программы «Госгеолкарта-200 второго поколения». На сегодняшний день подготовлены к изданию семь комплектов ГК-200/2, еще по четырем листам работы продолжаются.

Стратегия изученности территории на углеводородное сырье повсеместно строилась на необходимости восполнения извлекаемых в результате добычи запасов нефти и газа. В основу поисков нефти и газа положен комплекс геолого-геофизических методов, технических и экономических критериев, которые позволяли выбирать оптимальные направления и намечать участки концентрации геофизических и буровых работ. Первая промышленная нефть в Оренбургской области была получена в 1937 г. на Бугурусланском поднятии (за пределами исследуемой территории). Со времени этого открытия на территории проведен большой объем геолого-поисковых и геофизических работ, поисково-разведочного и эксплуатационного бурения. В 1930–1960-е гг. геологические съемки с применением структурно-картировочного и разведочного бурения проводились геолого-поисковой конторой треста «Востокнефть», ГПК треста «Куйбышевнефтеразведка», Альметьевской ГПК треста «Татнефтеразведка», ГРК треста «Бугурусланнефть», ГПК треста «Бузулукнефть». Созданное в Оренбурге в 1960 г. Оренбургское территориальное геологическое управление способствовало интенсификации геолого-поисковых и разведочных работ. В этом же году геофизическая служба была усилена Пугачевской комплексной геофизической экспедицией, после чего на территории были проведены широкомасштабные региональные сейсмические работы КМПВ, МОВ, МРНИ, МПОВ, а также рекогносцировочные площадные гравиметрические и электроразведочные исследования, которые позволили выделить структуры 1-го порядка по поверхности кристаллического фундамента и осадочного чехла Русской плиты. Важнейшим этапом явилось открытие в 1966 г. уникального по запасам Оренбургского месторождения, на базе которого в 1968 г. создано производственное предприятие «Оренбурггазпром». В 1959–1984 гг. были предприняты специализированные гидрогеологические и газогидрохимические исследования, в результате которых разработаны и апробированы соответствующие критерии поисков месторождений нефти и газа. К концу 80-х годов были составлены разрезы по многим скважинам и литолого-фациальные карты перспективных объектов. В последние годы осуществляются межведомственные программы геологоразведочных работ и лицензирования объектов на поиски и освоения нефти и газа. Средне- и мелкомасштабная геолого-картографическая изученность территории иллюстрируется схемами использованных материалов.

Основные графические документы комплекта (с условными обозначениями и необходимыми элементами зарамочного оформления) составлены: геологическая карта доплиоценовых образований – П. В. Лядским, карта плиоцен-четвертичных образований – Г. А. Алексеевой и Ю. В. Чечулиной,

тектоническая схема, схемы тектонического районирования и глубинного строения – А. В. Ждановым, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых и карта прогноза на нефть и газ – П. В. Лядским, Л. Н. Кваснюк и Ю. В. Чечулиной, гидрогеологическая карта – Т. В. Оленицей. Участие исполнителей в написании разделов объяснительной записки отражено в оглавлении.

Цифровые модели комплекта Госгеолкарты-1000/3 (лист М-40 – Оренбург с клапаном М-41) выполнены в ГИС Arc View (версия 3.3) в Региональном информационном центре ОАО «Компания вотемиро» В. Л. Алексеевым, Ю. В. Мережко, А. Н. Голушковым, О. В. Косаревой и в ФГУП «ВСЕГЕИ» Е. А. Лебедевой, С. Ю. Петровым и Л. О. Пиньковой.

СТРАТИГРАФИЯ

Доступные геологическому изучению стратифицированные вещественные комплексы в пределах листов М-40 (41) сформировались в рифейско-кайнозойское время. В вертикальных рядах их породных ассоциаций проявлена дискретность, отражающая этапность развития территории. В частности, в стратиграфическом разрезе отчетливо фиксируются группы стратонов допозднекембрийского (байкальского), каледонско-герцинского (позднекембрийско-триасового) и мезозойско-кайнозойского этапов.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Докембрийские стратиграфические подразделения на современном эрозионном срезе развиты локально – в Уралтауской и Кумакской структурно-формационных зонах. На остальной (большей) части территории они либо перекрыты фанерозойскими комплексами, залегая на большой глубине, либо (в Магнитогорской мегазоне) предположительно отсутствуют. Представлены в упомянутых зонах образованиями нижнего и среднего рифея, а также венда.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Нижнерифейские(?) стратоны обнажены только в Кумакской СФЗ, где представлены метаморфическими породами яршалинской, бескрыковской и осиновской толщ.

Яршалинская толща (RF₁?jr) выделена П. В. Лядским в 1966 г. [107]. Состоит из переслаивания силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов, (силлиманит)-плагиоклаз-слюдяно-кварцевых, реже кварц-биотит-силлиманитовых, гранат-кварц-силлиманитовых, биотит-силлиманит-кварцевых кристаллосланцев, редко биотитовых плагиогнейсов. Мощность слоев колеблется от 3 до 15 м. Породы неравномерно мигматизированы, часто диафторированы и преобразованы в сланцы, состоящие из мусковита, хлорита, кварца, плагиоклаза с реликтами зерен граната, силлиманита и редкой примесью магнетита. Указанная ассоциация образовалась по терригенным отложениям в результате прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (с сопутствующей гранитизацией, мигматизацией) и последующих

эпигенетических изменений. Метаморфиты толщи слагают ядра наибо­лее эродированных горст-антиклиналей (Адамовской, Камсакской, Обалькольской). Залегание пород здесь в основном пологое, осложнен­ное брахискладками, слабо вытянутыми в северо-западном направлении и имеющими углы падения на крыльях от 20 до 50°. По периферии ядер относительно спокойное залегание осложнено крутопадающими зонами смятия, рассланцевания с поясами даек ортоамфиболитов и гранитоидов.

Мощность толщи более 1000 м. Палеонтологические находки отсут­ствуют, и возраст ее разными исследователями определялся от раннего протерозоя до раннего кембрия [35]. Авторами из диафторированных гранат-кварц-силлиманитовых кристаллосланцев были отобраны две про­бы на радиоизотопный анализ. В ЦИИ ВСЕГЕИ по ним было проведено датирование U-Pb методом двух основных генераций цирконов. Ранняя из них представлена корродированными (возможно в некоторой степени регенерированными) ядрами с возрастом (по Pb^{206}/U^{238}) от 532 ± 11 до 570 ± 11 млн лет. Судя по отсутствию явных следов механической обра­ботки граней, они, видимо, образовались при метаморфизме амфиболи­товой фации на заключительных стадиях позднерифейско-вендского (бай­кальского) периода тектоно-магматической активизации. Вторая (поздняя) генерация цирконов, представленная отдельными кристаллами с отно­сительно однородным строением и внешними зонами роста в полигенных регенерированных зернах, датируется по соотношению Pb^{206}/U^{238} в пре­делах 340–360 млн лет. Она предположительно образовалась в условиях метаморфизма, совпадающего с началом коллизии (позднедевонско-ранне­каменноугольное время). Приведенные данные свидетельствуют о том, что породы толщи сформированы до вендского прогрессивного высокотемпе­ратурного метаморфизма. Раннерифейский возраст стратона принимается условно, на основании общих построений.

Подстилающие породы в пределах листов не установлены. Вышележащие гнейсы бескрыковской толщи залегают на яршалинских породах согласно, с переслаиванием; граница между ними устанавливается по исчезновению в разрезе силлиманитовых разностей гнейсов и кристаллосланцев [107, 111, 113].

Бескрыковская толща ($RF_1?bs$), выделенная П. В. Лядским в 1966 г. [107], представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфи­бол-биотитовыми плагиогнейсами, реже кварц-биотит-плагиоклазовыми и кварц-роговообманково-биотит-плагиоклазовыми сланцами. Породы толщи обычно сильно мигматизированы с широким развитием слоевых, теневых мигматитов. Минеральные ассоциации относятся к амфиболитовой фации метаморфизма. В разрезах северного погружения Адамовской горст-анти­клинали, где слабо проявлены процессы гранитизации и мигматизации, в гнейсах толщи отчетливо видна слоистость. Слои мощностью от 0,3 до 4 м различаются составом и зернистостью. Основная часть гнейсов предполо­жительно образовалась по среднезернистым, реже мелкозернистым пес­чаникам преимущественно кварц-полевошпатового состава. В поле силы тяжести участки распространения стратона тяготеют к области минимума. На картах локальных аномалий они на фоне окружающих гранитоидов

выделяются слабоотрицательными и положительными аномалиями интенсивностью от -15 до $+15$ мГал. Магнитное поле в пределах выходов толщи в целом пониженное, спокойное. Амфиболсодержащие гнейсы и сланцы данного подразделения развиты в тех же (см. выше) горст-антиклиналях, слагая их периферию и обрамляя метаморфиты яршалинской толщи. Они сильно дислоцированы, часто собраны в складки высоких порядков с крутыми ($50-90^\circ$) падениями на крыльях. Мощность бескрыковской толщи более 1000 м. Контакты ее с вышележащей осиновской и нижележащей яршалинской толщами согласные.

Радиологический возраст толщи по цирконам, монофракции которых отобраны ранее в породах из разреза по р. Кумак [26], колеблется в широком диапазоне: от 695 до 1780 ± 120 млн лет. Так как в пробах преобладали разнородные округлые матовые зерна, то они скорее всего имеют терригенное происхождение и датируют возраст более древних пород, подвергшихся размытию. В свою очередь «молодые» значения, возможно, являются датировками позднерифейского этапа прогрессивного метаморфизма. Авторами в пределах Адамовской горст-антиклинали были отобраны пробы из нижней и верхней частей разреза. Первая из них представляет собой слабо мигматизированный биотитовый плагиогнейс; часто встречающиеся зерна циркона имеют преимущественно округлую форму. Исследование U-Pb методом, выполненное в ЦИИ ВСЕГЕИ, установило время их кристаллизации (изменений?) в диапазоне 345–360 млн лет, т. е. одновременно с поздней генерацией цирконов яршалинской толщи. В единичных полигенных кристаллах отчетливо выделяются ядра идиоморфной формы с возрастом $465,7 \pm 3,4$ млн лет (по Pb^{206}/U^{238}) и $484 \pm 3,4$ млн лет (по Pb^{207}/Pb^{206}), образовавшиеся в ордовикский («рифтогенный») этап тектоно-магматической активизации. Вторая проба взята из кварц-роговообманково-биотит-плагиоклазовых кристаллосланцев. В них преобладают цирконы идиоморфной удлиненной формы простого однородного строения с вариациями значений возраста (по Pb^{206}/U^{238}) от 340 до 370 млн лет (конкордия $358,7 \pm 2,4$ млн лет), что отвечает позднедевонско-раннекаменноугольному этапу – началу коллизионных процессов на Урале. Таким образом, можно предполагать, что породы бескрыковской толщи претерпели не менее трех этапов прогрессивного метаморфизма, из которых самый ранний относится к позднему рифею. Возраст их, со значительной долей условности, принят раннерифейским.

Осиновская толща (RF₁?os). Породы ее по степени метаморфизма аналогичны образованиям яршалинской и бескрыковской толщ; на листе М-41 она впервые выделена при ГДП-200 [101], развита на водоразделе рек Кумак и Тобол. Естественные разрезы отсутствуют; на поверхности наблюдаются многочисленные развалы и отдельные коренные выходы кварцитов, микрокварцитов и кварцитосланцев. Бурением установлено, что в составе толщи помимо названных пород присутствуют сланцы слюдяно-кварцевые, графит-кварц-слюдяные, реже графит-кварцевые, а также двуслюдяные гнейсы. В них часто развиты слоевые, реже теневые мигматиты. Минеральные ассоциации относятся к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. В поле силы тяжести площадь

развития осинонской толщи соответствует глубокому минимуму. На картах локальных аномалий стратон выделяется среди окружающих интрузий гранитоидов положительными значениями – до 15 мГал. Магнитное поле в его пределах слабо дифференцированное и отличается низкими значениями ΔT .

Мощность толщи из-за интенсивной складчатости и насыщения интрузиями определить трудно; по геофизическим данным, она достигает 1000 м. Этот таксон, судя по общему структурному плану и появлению в верхах бескрыковской толщи (разрез по р. Кумак) кварц-сланцевых сланцев [101], залегает согласно (с переслаиванием) на последней. Соотношения с более молодыми стратиграфическими подразделениями тектонические. Данные о возрасте осинонской толщи на площади отсутствуют и предположительный раннерифейский возраст принят по согласному ее положению в разрезе выше бескрыковской толщи, сходному характеру метаморфических преобразований и в соответствии с легендой Уральской серии листов ГК-1000/3 [27].

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Среднерифейские стратоны обнажены только в Уралтауской СФЗ и представлены максютовской серией.

Максютовская серия (RF_2^{mk}) включает галеевскую, кайралинскую и юмагузинскую свиты, которые в мелком масштабе картировать раздельно затруднительно. Ранее предполагалось, что разрез серии завершается кармалинской свитой, но в связи с недавними находками в ее образованиях (на смежном с севера листе N-40) органических остатков, это подразделение отнесено к палеозою [70]. В обобщенном виде серия представлена парасланцами графит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми и графит-сланцево-кварцевыми, глаукофанитами, ортосланцами основного и кислого состава; мощность ее более 1000 м.

Галеевская свита развита локально на левобережье р. Губерля. Нижняя часть ее разреза сложена фенгит-микроклин-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми сланцами, верхняя – (эпидот)-альбит-фенгит-хлорит-кварцевыми и фенгит-альбит-кварцевыми сланцами, часто содержащими глаукофан, реже гранат. Первичные структуры в сланцах не сохранились. О предполагаемом образовании их по осадочным породам свидетельствует полосчатость, обусловленная непостоянством состава и отражающая, по-видимому, первичную слоистость. Мощность реликтовых слоев колеблется от 2 до 40 см. Перекристаллизация пород происходила в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и (наложенной?) альмандин-глаукофановой фаций зонального метаморфизма. Планпараллельные текстуры деформированы в крупные брахискладки, местами осложненные изоклиальной складчатостью. Складки высоких порядков с размахом крыльев 0,5–2 м часто опрокинуты в восточном направлении. Мощность свиты более 300 м. Органических остатков в ней не найдено. Наиболее молодой возраст цирконов призматического габитуса из верхней части

разреза 715 ± 35 млн лет [74]. Подстилающие отложения не установлены. Графитосодержащие сланцы вышележащей кайраклинской свиты залегают согласно с переслаиванием [53]. Среднерифейский возраст свиты принят условно, по положению в основании разреза максютовской серии и с учетом возраста метаморфогенных цирконов [35].

Кайраклинская свита распространена весьма широко в Уралтауской СФЗ и состоит из пестрых по составу метавулканических и метаосадочных пород. В основании ее залегает пачка мощностью до 150 м графитистых кварцитов, графит-мусковит-кварцевых, мусковит-полевошпат-кварцевых (в том числе с графитом) сланцев, которая соответствует «нижнеаптулинской подсвите» Н. А. Ивановой [72, 35]. Остальная часть разреза сложена парасланцами и ортопородами. Ортосланцы эпидот-амфибол-альбитовые и хлорит-амфибол-альбитовые, нередко с гранатом (до 15, реже 20% объема), мусковитом, пумпеллитом. Парапороды представлены мусковит-альбит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми, кварц-мусковитовыми сланцами с прослоями графитосодержащих аркозовых метагравелитов, редко метатуфоконгломератов и линзами мраморов. Часто в их составе присутствуют хлорит, роговая обманка, тремолит, глаукофан, гранат, кианит, силлиманит, реже тальк, кордиерит, магнетит. В парасланцах отчетливо проявлена тонкая слоистость (часто совпадающая с метаморфической полосчатостью). Предполагается, что они образовались по глинисто-кремнистым и известково-доломитовым породам, аргиллитам, алевролитам, силицитам с примесью органики и фосфоритов [70, 192]. Своеобразные ортопороды слагают разного размера линзо- и пластообразные тела и будины рутилоносных и гранатовых эклогитов, тальцитов, реже ортоамфиболитов. Максимальная мощность тел эклогитоподобных пород достигает 500 м, длина по простиранию – до 5 км. Образования свиты смяты в складки (часто изоклинальные) разного масштаба: от микроплойчатости до крупных форм. Мощность таксона по построениям колеблется от 400 до 1500 м. Он без видимого несогласия перекрывается вышележащей юмагузинской свитой [192]. Органические остатки не найдены. Определения радиологического возраста пород Pb-Sr, U-Pb и Ag-Ag методами дают датировки от 1200 до 355 млн лет и отражают, с одной стороны, возраст самих отложений, с другой – время различных метаморфических преобразований [70, 72].

Юмагузинская свита состоит из пачек (мощностью до 100–300 м) с попеременным преобладанием филлитовидных углеродисто-альбит-серицит-хлоритовых сланцев, аркозовых и кварцевых метапесчаников, метагравелитов, графитистых кварцитов, кварцито-песчаников. Отчетливо выраженная в породах слоистость проявлена в изменении их цвета, зернистости и состава. Интенсивное рассланцевание, как правило, совпадает со слоистостью. Мощность прослоев колеблется от 2 до 25 см, достигая в кварцитах 2,5 м. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Максимальная мощность отложений юмагузинской свиты достигает 1500 м [197]. Среднерифейский ее возраст принимается условно на основании согласного залегания на кайраклинской свите, докембрийский в целом – по перекрытию мощной толщей базальных конгломератов тереклинской свиты, содержащей археоциаты нижнего кембрия [35, 197].

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Каялинская свита (V_1kl) выделена Н. К. Разумовским (1941 г.) в самой южной части антиклинория Уралтау, в верховьях рек Малая и Большая Каяла. Свита здесь состоит из метариолитов, метабазальтов с прослоями филлитовидных хлорит-серицит-кварцевых и метаморфизованных глинисто-кремнистых сланцев, а также микрокварцитов. В зонах интенсивных дислокаций вулканиды превращены в сланцы хлорит-плагиоклаз-кварцевые, карбонат-эпидот-кварцевые, биотит-альбит-кварцевые с кордиеритом, цоизитом, фибролитом, глаукофаном (в низах свиты). При относительно пологом общем залегании пород локально они сильно смяты в складки высоких порядков с широким развитием микроплойчатости. Мощность свиты до 2500 м, по данным В. Т. Тищенко – до 3000 м [35, 197].

Возраст подразделения (ранневендский, согласно серийной легенде) определен по предположению о залегании в верхах докембрийского разреза. Однако непосредственного стратиграфического контакта с более древними стратонами не встречено; свита перекрывается с размывом и несогласием [197] образованиями поимской толщи, содержащей раннекембрийские археоциаты [35].

Условно к венду (верхнему отделу) в пределах Восточно-Европейской платформы (в северо-западном углу листа М-40) отнесены вскрытые на забое глубокой скв. 1 пестроокрашенные песчаники, гравелиты, алевролиты и аргиллиты. Органических остатков в этих породах не обнаружено, и предположительный поздневендский возраст принят на основании сходства их фациально-литологических особенностей с датированными отложениями более северных районов предуральской части Русской плиты [169].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На описываемой территории представлена всеми системами и почти всеми (за исключением среднего кембрия) отделами. 110 картируемых подразделений (включая объединенные и нерасчлененные стратоны) распределены по 16 структурно-формационным (структурно-фациальным) зонам (областям) в трех возрастных уровнях районирования.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Поимская толща и тереклинская свита нерасчлененные (\mathcal{C}_{1pm-tr}) развиты в южной периферической части Уралтауской СФЗ, где слагают ядра антиклиналей, разбитых разломами на мозаику полигональных блоков. Последняя выделена Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским еще в 1930-х годах; объем ее неоднократно менялся. Поимская толща и нижняя часть тереклинской свиты представлены кварцевыми, реже аркозовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами,

глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями метабазальтов и линзами мраморизованных биогермных известняков. В верхней части разреза тереклинской свиты преобладают метабазальты, метаандезибазальты, их туфы, туфобрекчии, а также туффиты с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремней и известняков [197]. Нижнекембрийские породы метаморфизованы в разных субфациях зеленосланцевой фации. Степень их перекристаллизации увеличивается с запада на восток от серицитсодержащих парапород и филлитов до мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев. Химические составы метабазальтов тереклинской свиты относятся к толеитовой серии, характеризуются натриевым типом щелочности, аномально высокими содержаниями железа, титана, марганца и отчетливо выраженным толеитовым трендом фракционирования [80].

Суммарная мощность нижнекембрийских образований от 600 до 1200 м. Возраст поимской толщи и тереклинской свиты установлен на основании многочисленных находок раннекембрийских археоциат и водорослей в биогермах известняков [197, 80]. Поимская толща залегает на более древних стратонах (каялинской свите, максютовской серии), с существенным размывом, иногда с базальными конгломератами в основании [197]. Соотношения с более молодыми подразделениями преимущественно тектонические, хотя есть указания на угловое несогласие между тереклинской свитой и перекрывающей ее верхнекембрийско-нижнеордовикской кидрясовской свитой [197].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кидрясовская свита (\mathcal{C}_3 – O_1kd) выделена Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским в 1933 г. Распространена в южной части Бердяшко-Сыростанской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Сложена полимиктовыми, аркозовыми, кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, реже гравелитами. В некоторых разрезах присутствуют силициты, базальты и туфоалевролиты. Породы свиты смяты в линейные складки с крутыми падениями крыльев, интенсивно кливажированы. Минеральные преобразования отвечают условиям низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Мощность кидрясовской свиты здесь от 800 до 1000 м. В. Т. Тищенко [197] в отдельных пунктах установлено несогласное залегание песчаников кидрясовской свиты на метабазальтах тереклинской свиты. Стратиграфически согласно, иногда с небольшим размывом стратон перекрывается породами кураганской свиты. Возраст кидрясовской свиты установлен на основе многочисленных находок позднекембрийских и раннеаренигских форм трилобитов, брахиопод, граптолитов, конодонтов [197]. Объем стратона соответствует хмелевскому, кидрясовскому, колнабукскому и куагачскому горизонтам.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ; НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Подразделения, в составе которых участвует нижний отдел системы, установлены в Камско-Бельской СФЦО (по результатам глубокого бурения) и в Зилаиро-Лемвинской СФЗ (выходят на поверхность).

Глинисто-алевролитовая толща (O_{1-2ga}) на листе М-40 развита почти повсеместно в основании палеозойской части разреза осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, отсутствуя только на крайнем северо-западе площади. Толща состоит из переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и (в меньшей степени) песчаников (скв. 11, 46). Окраска пород преимущественно серая с зеленоватым оттенком, в отдельных прослоях – вишнево-красная. Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые мелко- и среднезернистые, иногда несортированные. В них, а также в алевролитах встречаются зерна глауконита и фосфата кальция. В аргиллитах часты ходы илоедов. Текстура пород в основном горизонтальнослоистая. Ископаемые остатки редки и представлены акритархами, комплекс которых свидетельствует об их ранне-среднеордовикском возрасте: *Baltisphaeridium hirsutoides* Eisen., *B. cristatum* Down., *Micrhystridium stellatum* Defl., *M. radians* Stockm. et Will., *Lophopsophosphaera bacula* Umn. Формированию этих отложений, вероятно, предшествовал перерыв в осадконакоплении; с новой волной трансгрессии и связано образование толщи мелководно-морских терригенных осадков. Однако соотношения с подстилающими образованиями на территории не установлены. Наибольшая вскрытая мощность стратона – 1647 м – установлена у с. Нижнепавловка.

Куагашская свита и баулуская толща нерасчлененные ($O_{1-3kg-bl}$) обнажены в южной части Бердяшко-Сыростанской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Наиболее представительный разрез баулуской толщи находится в правом борту оврага Колнабук. Здесь она состоит из толеитовых базальтов (65%), оливинных базальтов и пикритобазальтов (15%), аргиллитов и алевролитов (20%). Мощность толщи до 900 м. Южнее, к верховьям р. Киндерли, при общем уменьшении мощности до 500 м в ее составе возрастает количество «пикритоидов» [197]; севернее, на водоразделе ручьев Терекля и Кызыл-Яр, эффузивы постепенно замещаются осадочными породами, близкими по составу к отложениям кураганской свиты (см. ниже), с которой здесь баулуская толща, вероятно, находится в фациальных соотношениях.

Пестрые по составу образования нижележащей куагашской свиты на поверхность выходят преимущественно южнее, в Косистекском и Медесском районах казахстанской части Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Стратон выделен в Мугоджарах под названием «куагачская свита» (Н. И. Леоненко, 1955 г.). Здесь она сложена в основном измененными лавами, туфами и туфобрекчиями базальтов, андезибазальтов, реже туфами риолитов с прослоями туфопесчаников, песчаников, линзами конгломератов, силицитов и известняков [70]. Общая мощность 800–1000 м.

Минеральные парагенезисы пород куагашской свиты и баулуской толщи относятся к низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Химические составы базальтоидов баулуской толщи характеризуются повышенными содержаниями титана, железа, натриевым типом щелочности и слабо выраженным толеитовым трендом фракционирования [80]. Составы куагашских базальтов отличаются несколько повышенной общей щелочностью и сильными вариациями содержания K_2O (0,6–1,1%) [70].

Раннеаренигский возраст куагашской свиты определен на основании сборов трилобитов, брахиопод и конодонтов в прослоях известняков и туфоалевролитов. Нижняя часть разреза толщи, по К. С. Иванову [70], субсинхронна с верхней частью кидрясовской свиты и частично замещает ее по простирацию. Вулканыты баулуской толщи, хотя и развиты локально, но отвечают возрастному интервалу от позднего аренига до низов карадока, тяготея к «мигрирующим» магмовыводящим разломам. Строгие ее возрастные границы на основе имеющихся определений микрофауны и хитинозой установить трудно, так как они носят, как правило, скользящий характер. В. Ф. Кондратенко [80], проанализировав все имеющиеся определения фауны, считает, что главный максимум вулканизма может отвечать позднелланвирускому–раннекарадокскому времени. С учетом общего ареала распространения и близости литолого-петрографического состава при согласном залегании описываемых подразделений, а также по условиям масштаба они картируются совместно в качестве единого нерасчлененного стратона с объемом в пределах куагашского, индысейского, тэлашорского и чердынского горизонтов и максимальной общей мощностью до 1200 м. Соотношения с более молодой сакмарской свитой – тектонические.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В рамках только среднего отдела на территории листов (в Восточно-Уральской мегазоне) выделяется лишь один стратон.

М а я ч н а я с в и т а ($O_2m\epsilon$) распространена в смежных элементах районирования – Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ и в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ; там она слагает крылья крупных горст-антиклиналей (Адамовской, Славенской, Джанабайской и др.). Выделена Н. Ф. Мамаевым в 1958 г.; название по горе Маячная (на смежном листе N-41).

Наиболее полный разрез в пределах площади наблюдается по правому берегу р. Кумак, между устьями рек Тыкаша и Коянсай. Здесь в нижней части свиты преобладают кварц-полевошпат-хлоритовые, хлорит-кварц-полевошпатовые, реже плагиоклаз-актинолитовые сланцы с прослоями метапесчаников, метаалевролитов, кварцитов. Верхняя часть разреза сложена метапесчаниками, метаалевролитами, филлитами, серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми, реже углеродисто-кварц-серицитовыми сланцами. Мощность свиты по разрезу – около 800 м, она же является максимальной для территории. Метапесчаники имеют кварцевый, олигомиктовый, редко полимиктовый состав (скв. 80, 81). В зонах интенсивных тектонических дислокаций и повышенной термальной проработки породы маячной

свиты претерпели более высокотемпературные изменения и представлены биотитсодержащими сланцами, микрогнейсами, а в зоне экзоконтакта Котансинского массива – мигматитоподобными выделениями. В условиях латерально-зонального метаморфизма отмечаются даже парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации (во внутренних частях «термальных структур»). В периферических зеленосланцевых зонах уже отчетливо видно, что метаморфические породы образовались по терригенным отложениям. Определенные органические остатки на описываемой площади не найдены. Контакты маячной свиты с нижнерифейской(?) бескрыковской толщей тектонические, с вышележащей энбекшинской толщей – согласные, «с переслаиванием». По положению в разрезе и находкам в стратотипе позднеаренигских и лланвирнских брахиопод и трилобитов (в Челябинской области) возраст маячной свиты принят среднеордовикским, в объеме индусейского и тэлашорского горизонтов.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Таксоны, принадлежащие к нерасчлененным среднему и верхнему отделам ордовика, развиты в Волго-Уральской мегаобласти Русской плиты и четырех структурно-формационных зонах Уральской складчатой системы. Они представлены в западной части листа М-40 карбонатно-терригенной толщей, курташской и кураганской свитами, на востоке площади – новоренбургской и энбекшинской толщами.

Карбонатно-терригенная толща (O₂₋₃?ct) относится к нижнепалеозойской части чехла Восточно-Европейской платформы, распространена в Камско-Бельской СФцО и представлена неравномерно переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, известняков и доломитов. Установлена толща на листе М-40-II по керну восьми скважин (скв. 16, 52, 55 и др.) Самая верхняя часть разреза вскрывается бурением в юго-восточной части этой трапеции. Здесь под фаунистически охарактеризованными отложениями девона в интервале глубин 4765–4804 м залегает пачка алевролитов с редкими маломощными прослоями аргиллитов, мергелей и слоистых известняков, иногда с желваками и линзами биогермных мшанково-криноидных известняков. Количество песчаников в центральной части района не превышает 5%, а на севере и юге часто достигает 50%. Аргиллиты каолинит-гидрослюдистые темно-серые и зеленовато-темно-серые. Нередко они содержат примесь алевролитовых зерен кварца (до 10%). Алевролиты кварцевые и (реже) полевошпат-кварцевые серые и зеленовато-темно-серые; цемент каолинит-гидрослюдистый, редко глинисто-известковый и кварцевый регенерационный (базального или порового типа). Тонкое переслаивание аргиллитов и алевролитов характеризует отчетливую слоистость; и те, и другие часто с ходами илоедов. Песчаники кварцевого и полевошпат-кварцевого состава, в целом плохосортированные, преимущественно средне-мелкозернистые, часто алевролитистые. Окрашены они в светло-серые и серые цвета, как правило, с зеленоватым оттенком; нередко наблюдаются и красноцветные разности. Цемент песчаников каолинит-гидрослюдистый и кварцевый

регенерационный, реже доломитовый и глинисто-железистый базального и порового типа. Окатанность зерен от слабой до хорошей. Текстура – от массивной до тонкослоистой; последняя определяется маломощными слоями аргиллитов и алевролитов. Доломиты и известняки пелитоморфные слабоалевритистые.

Палеонтологическая охарактеризованность отложений слабая. В аргиллитах определены граптолиты *Didymograptus* ex gr. *bifidus* Elles et Wood., *Tetragraptus* sp., *Expansograptus* sp., характерные для верхов аренига и лланвирна. В известняках из верхней части разреза найден трилобит *Zeliszella* sp. indet., род характерен для верхов ордовика.

Кураганская свита (O_{2-3kr}) выделена в 1933 г. Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским. Распространена в Зилаиро-Лемвинской СФЗ, слагает там систему блоков южного и восточного обрамления Блявинской вулканотектонической структуры. В наиболее изученном скважинами восточном фланге Яман-Касинского медноколчеданного месторождения в составе кураганской свиты (образующей здесь «цоколь» эйфельских колчеданосных вулканитов) выделяются две подсвиты [197]:

1) нижняя (терригенная) – преимущественно красноцветная аргиллит-алевролитовая с редкими прослоями зеленовато-серых аргиллитов и олигомиктовых алевролитов, а также песчаников; мощность до 600 м;

2) верхняя (вулканогенно-осадочная) – преимущественно зеленоцветная алевролит-аргиллитовая с редкими прослоями красноцветных разновидностей этих пород, среди которых потоки базальтов составляют до 17% объема; мощность около 200 м.

Полная мощность кураганской свиты в Медногорском рудном районе составляет не менее 800 м. В комплексе ГК-1000/3 стратон выделяется без разделения на подсвиты.

На площади в составе кураганской свиты преобладают следующие породы:

– *аргиллиты* и близкие к ним кремнисто-глинистые, углисто-глинистые, марганцовисто-глинисто-кремнистые породы, часто с остатками радиолярий; в случаях интенсивного развития послойного кливажа породы превращены в кремнисто-глинистые (глинисто-кремнистые) сланцы; при минимальном температурном воздействии глинистое вещество (гидрослюды) заменяются серицитом («филлитизируются»);

– *алевролиты* – породы с базальным типом цемента, аналогичным по составу описанным выше аргиллитам, и обломочным материалом (количество которого обычно не превышает 10–20% от объема пород), состоящим из кварца и полевых шпатов с примесью зерен сингенетичного глауконита и остатков радиолярий;

– *песчаники* трех разновидностей: а) олигомиктовые с цементом, аналогичным описанным выше алевролитам; б) слюдисто-аркозовые с базально-поровым хлорит-гидрослюдисто-опал-микрохалцедоновым цементом, с зернами глауконита; в) вулканомиктовые и полимиктовые с базальным глинисто-опал-микрохалцедоновым цементом; в составе окатанных и полуокатанных зерен (количество которых составляет 40–80% от объема пород) отмечаются: вулканиты разного состава (кислые, средние, основные),

интрузивные породы (гранодиориты и габброиды), глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты, кварцевые и аркозовые песчаники, жильный кварц, полевые шпаты, рудные минералы.

Реже встречающиеся гравелиты и мелкогалечные конгломераты по составу обломочной части аналогичны описанным выше вулканомиктовым и полимиктовым песчаникам. Еще реже отмечаются линзы известняков и маломощные прослои базальтов. Мощность свиты в пределах описываемой территории колеблется от 800 до 1000 м. Рассланцованные (тонкоплитчатые) породы часто имеют вишневый и лиловый цвет. Метаморфизм их незначителен – на уровне цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, редко достигая низкотемпературных ступеней зеленосланцевой фации.

Возраст кураганской свиты на основе многочисленных определений конодонтовой микрофауны принят как позднеаренигский–карадокский, в объеме индусейского, тэлашорского, чердынского, тыпыльского и рассохинского горизонтов. Стратон имеет тектонические соотношения с баулуской толщей и стратиграфически согласно, местами с небольшим размывом залегает на породах кидрясовской свиты.

Курташская свита (O_{2-3kt}) обнажена локально в клиновидном тектоническом блоке у северной рамки листа М-40. Принадлежит к Верхнеюрюзанско-Баракальской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Состоит из кварцевых песчаников, алевролитов, сланцев хлорит-кварцевых и кварц-серицитовых сиреневого, красного цвета с прослоями кварцито-песчаников, микрокварцитов, редко углистых филлитов. Мощность до 500 м. Ранее этот стратон относился к верхнему рифею. Недавно в стратотипической местности (на смежном с севера листе N-40) в породах свиты выявлены хитинозои, обломки конодонтов, остракод и ядра неопределимых брахиопод, что указывает на палеозойское время накопления осадков. Ордовикский возраст принят там достаточно условно по положению в разрезе, а также на основании литологического сходства с почти нематаморфизованными образованиями кураганской свиты в соседней подзоне той же СФЗ [35].

Новооренбургская толща (O_{2-3no}) развита ограниченно у северной рамки листа, в клиновидном тектоническом окончании Сысертско-Амурской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В ее разрезе преобладают сланцы: филлитовидные серицит-кварцевые, углисто-кремнистые, углисто-глинистые, глинисто-кремнистые; присутствуют силициты, микрокварциты, метапесчаники, метаалевролиты с редкими линзами метаконгломератов и маломощными прослоями metabазальтов. Породы сильно перемяты, собраны в мелкие складки, гофрированы. Метаморфизм их не превышает низкотемпературных условий фации зеленых сланцев. Мощность толщи здесь составляет 100–500 м. Возраст ее по конодонтам и хитинозоям определен как позднеаренигский–раннекарадокский [35]. Контакты с другими стратонами тектонические.

Энбекшинская толща ($O_{2-3?en}$) развита в пределах Алапаевско-Адамовской и Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в тех же подзонах, что и описанная выше подстилающая маячная свита. При этом энбекшинские породы обнажены в основном на крыльях и перекинальных погружениях

крупных горст-антиклиналей, а также слагают синклиналильные складки высоких порядков в их ядерных частях. Реже образования толщи приурочены к узким линейным грабнам субмеридионального простираения внутри выступов докембрийского основания.

Опорный разрез толщи описан в обрыве правого берега р. Урус-Кискен, выше пос. Энбекши. Внизу он сложен микроамфиболитами (по базальтам с реликтами подушечной отдельности) с прослоями мощностью до 4 м серицит-кварцевых, реже хлорит-кварц-полевошпатовых парасланцев; сверху – афировыми и пироксен-плаггиофировыми metabазальтами. По данным бурения, в составе толщи кроме metabазальтов и амфибол-плаггиоклазовых сланцев присутствуют сланцы плаггиоклаз-хлоритовые, кварц-хлорит-плаггиоклазовые, плаггиоклаз-актинолитовые со слабо выраженной слоистостью. В разрезе балки Соленая, левого притока р. Кумак, микроамфиболиты переслаиваются с филлитами и углеродисто-серицит-кварцевыми сланцами. Минеральные ассоциации относятся к фации зеленых сланцев динамотермального метаморфизма. В зонах экзоконтактов интрузий по породам толщи образуются плаггиоклаз-роговообманковые (с биотитом и гранатом) роговики, реже парагенезисы амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактовых метаморфитов. Мощность толщи колеблется от 500 до 800 м [101].

Химические составы metabазальтов энбекшинской толщи характеризуются нормальной щелочностью с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 5 до 26, высокими содержаниями титана, суммарного железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом фракционирования. В верхах разреза отмечены составы со слабовыраженным известково-щелочным трендом [101]. Органические остатки в толще не обнаружены. Она согласно (через переслаивание) залегает на маячной свите; соотношения с силурийско-нижнедевонской булатовской толщей не ясны. Это не противоречит принятому в серийной легенде средне-позднеордовикскому возрасту стратона.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Кособродская толща ($\text{O}_3^?ks$). Развита в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в пределах северного замыкания Обалыкольской горст-антиклинали, а также в северной части Желтинского грабена. Буровыми скважинами гипсометрически выше отложений энбекшинской толщи, но в тектонических соотношениях с последней вскрыты туфосланцы слюдяно-кварц-плаггиоклазового состава, метатуффиты (близкие к туфам кислого состава), метатуфопесчаники, метариодациты, метадациты. В подчиненном количестве встречены кварц-слюдяные, слюдяно-кварцевые сланцы, микрокварциты и перекристаллизованные автомагматические брекчии с обломками риолитов и дацитов.

В верховьях р. Кайракты нижняя часть разреза, вблизи контакта ее с энбекшинской толщей, сложена биотит-плаггиоклазовыми, эпидот-биотит-плаггиоклазовыми сланцами по туфам андезитового и андезит-базальтового состава, а также туффитам, близким к тем, что развиты в верхах последней. Тем самым, предполагается, что фации кислых метавулканитов

кособродской толщи не выдержаны в пространстве и, возможно, существуют фациальные переходы между низами ее разреза и верхами разреза энбекшинской толщи.

Наблюдаемые минеральные ассоциации отвечают Р-Т условиям фации зеленых сланцев. Достоверных данных о полной мощности и времени накопления отложений, относимых к кособродской толще, в пределах листа М-41 не имеется. Мощность (до 1000 м) и условный позднеордовикский возраст приняты по легенде Уральской серии ГК-1000/3. Контакты с окружающими докайнозойскими стратонами – тектонические.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

За исключением таксонов с «переходным» (силурийско-девонским) возрастом, система представлена тремя подразделениями, принадлежащими к двум различным СФЗ восточной части Урала. Все они сформированы в раннесилурийскую эпоху. В Камско-Бельской СФцО одной скважиной на глубине 4595–4765 м вскрыты нерасчлененные силурийские(?) образования [168, 169], не выходящие на плоскость разреза и потому не показанные в легенде и других материалах комплекта.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Дергаишская свита (S_{1dr}) выделена В. Т. Тищенко и В. Л. Черкасовым в 1985 г. со стратотипом по руч. Дергаиш (приток р. Губерля) в Оренбургской области. Распространена в Кураганской и Вознесенско-Присакмарской подзонах Западно-Магнитогорской СФЗ. На уровне современного эрозионного среза свита откартирована в пределах Мазовско-Яльчибаевской и Блявинской вулканических структур.

Дергаишская свита представлена лавами («пилло-лавами») и лавобрекчиями оливиновых и пироксеновых базальтов, вариолитов, реже пикробазальтов, трахибазальтов, коматиито-базальтов с прослоями и линзами сланцев кремнисто-глинистых, углисто-кремнистых, глинисто-кремнисто-углистых, а также мергелей, яшм, мраморизованных плитчато-слоистых известняков. Доля осадочных прослоев не превышает 5% объема свиты. Мощность свиты в Кураганской подзоне 500–1000 м, в Вознесенско-Присакмарской – до 2000 м.

Возраст стратона лландоверийский (в объеме рудданского и аэронского подъярусов), установлен по многочисленным сборам граптолитовой фауны в прослоях плитчатых темно-серых и белых мраморизованных известняков, а также битуминозных сланцев [197]. Подстилающие отложения на площади достоверно не выявлены; соотношения с более древними таксонами (других зон) тектонические. Данное подразделение согласно перерывается сакмарской свитой и в самых своих верхах, возможно, замещается по латерали силицитами последней [35].

Жиландытауская свита ($S_{1žl}$) выделена Р. А. Сегединым и Г. А. Костик в 1975 г. Развита фрагментарно в Ильиновско-Марииновской

подзоне на севере Желтинского грабена и в центральной части Сасыксайской синклинали. Естественные обнажения пород здесь отсутствуют, состав их установлен только по результатам бурения. Свита сложена сланцами апокремнистыми (кварцитовидными), графит-сланцево-кварцевыми, (графит)-кварц-сланцевыми, графит-кварцевыми, слюдяно-кварц-полевошпатовыми, реже метапесчаниками, метаалевролитами и биотитовыми «микронефсами». Метаморфизм пород отвечает термодинамическим условиям фации зеленых сланцев. Широко проявлены складчатость, рассланцевание, плейчатость.

Мощность свиты от 400 до 600 м. Органические остатки в пределах указанных площадей ее развития не обнаружены. Раннесилурийский возраст стратона установлен по находкам лландоверийских граптолитов в стратотипе (Восточные Мугоджары Казахстана) [35]. Соотношения жиландытауской свиты с другими подразделениями тектонические.

Варненская толща (S_{1vr}) выделена Н. Ф. Мамаевым и И. В. Череминовой в 1958 г. (первоначально – как свита средне-позднеордовикского возраста). В пределах листа М-41 откартирована бурением на крайнем востоке площади, в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. В разрезе толщи обычно выделяются три подтолщи (на карте стратон не дифференцирован). Нижняя подтолща состоит преимущественно из парасланцев: кварц-плагиоклаз-биотитовых, биотит-кварц-плагиоклазовых, кварц-биотит-плагиоклазовых, реже – ортосланцев плагиоклаз-биотит-роговообманковых, плагиоклаз-роговообманковых, в прослоях фиксируются графит-кварцевые сланцы (скв. 140). В самых низах стратон срезается пологим западным контактом Айкенского гранитного массива.

Средняя подтолща представлена плагиоклаз-роговообманковыми ортосланцами, реже массивными metabазальтами, туфосланцами с прослоями кварц-плагиоклаз-биотитовых и биотит-кварц-плагиоклазовых (иногда с графитом) сланцев. Химические составы ортосланцев и metabазальтов показывают их нормальную щелочность с натриевой специализацией и низкую железистость; породы относятся скорее всего к известково-щелочной серии [101]. Мощность средней подтолщи 200–300 м.

Верхняя подтолща сложена филлитами, кварц-биотит-плагиоклазовыми и роговообманково-биотит-плагиоклазовыми сланцами, в меньшем количестве – серицит-кварцевыми, углисто-кварцевыми, кварц-серицит-углистыми, кварц-углистыми сланцами с прослоями апокремнистых сланцев (микрокварцитов), мраморов (скв. 139); мощность ее 300–400 м.

Общая мощность толщи 600–700 м. Метаморфические изменения – в пределах всех трех субфаций зеленосланцевой фации. Раннесилурийский ее возраст установлен по типичным для венлока микрофоссилиям, обнаруженным в сланцах из скв. 139, а также по граптолитам и конодонтам (верхи позднего лландовери–низы венлока), определенным севернее, на листе N-41 [64, 101]. Границы с более древними стратонами не установлены, с более молодыми стратифицированными подразделениями палеозоя варненская толща непосредственно не контактирует.

СИЛУРИЙСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Подразделения с «переходным» возрастом располагаются в трех структурно-формационных зонах Уральской складчатой системы.

Сакмарская свита (S_1-D_1sk) выделена Н. К. Разумовским в 1935 г.; откартирована на многочисленных участках листа М-40 в пределах Бердяшско-Сыростанской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ, Кураганской и Вознесенско-Присакмарской подзон Западно-Магнитогорской СФЗ. Разрез свиты сложен фтанитами разной окраски, углисто-глинисто-кремнистыми, кремнистыми, углисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами темно-серого до черного цвета с прослоями и линзами кремнистых брекчий, алевролитов, аргиллитов, редко песчаников, известняков. В основании свиты в районе Комсомольского месторождения выявлены конгломераты с галькой базальтов нижележащей дергаишской свиты [197]. Породы смяты в складки, разбиты разломами на тектонические блоки, пластины; в моноклиналиях, синклиналиях и антиклиналиях высокого порядка средние углы падения слоев на крыльях – 30–40°. Осадки претерпели в основном диагенетические изменения, реже метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации и низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Мощность подразделения 150–700 м. Сакмарская свита имеет тектонические контакты со всеми досилурийскими стратонами: тереклинской, кидрясовской, курташской и кураганской свитами, баулуской толщей. На дергаишской свите она залегает согласно, участками, видимо, с небольшим размывом и линзами конгломератов в основании. Перекрывается стратон (также с размывом) нижнедевонскими образованиями: в Зилаиро-Лемвинской зоне – акчуринской толщей, в Кураганской подзоне – чанчарской свитой.

Возраст сакмарской свиты датируется на основании многочисленных сборов граптолитовой (а позднее – и конодонтовой) фауны силура; подразделения эти широко известны, приведены в многочисленных публикациях и фондовых отчетах. В последние годы верхняя граница свиты была уточнена находками раннелохковских конодонтов; в серийной легенде объем стратона принят в интервале от теличского подъяруса лландовери по сарайнинский горизонт лохковского яруса включительно.

Булатовская толща (S_1-D_1bl) распространена в Копейско-Ушкентинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, вблизи западного и южного контактов Киембаевского ультрамафитового массива. Толща состоит из слабо метаморфизованных глинисто-кремнистых и углисто-кремнистых (углеродисто-серицит-кварцевых) сланцев с прослоями углисто-глинисто-известковых сланцев, внизу – метатуффитов и метатуфоалевролитов; мощность ее от 150 до 250 м.

Возраст булатовской толщи (среднелландоверийско-раннелохковский) определен по комплексу акритарх и граптолитов, собранных в верховьях р. Киембай [99] и севернее, на листе N-40. Таксон по сути является возрастным и литологическим аналогом вышеописанной сакмарской свиты, но в пределах другой (Восточно-Уральской) мегазоны. С более древними подразделениями толща непосредственно не контактирует, но предпола-

гается, что она согласно залегает на энбекшинской толще. Границы ее с айдырлинской толщей и более молодыми стратонами тектонические [101].

Карамалинская свита (S_2-D_1kr) развита локально, в небольшом тектоническом блоке у северной рамки листа М-40. Принадлежит к Бердяшско-Сыростанской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Свита здесь сложена графит-кварцевыми, хлорит-альбит-кварцевыми параланцами, реже эпидот-хлорит-альбитовыми, хлорит-актинолит-альбитовыми ортосланцами с прослоями микроамфиболитов и линзами мраморизованных известняков; мощность 1000–1100 м. Ранее карамалинская свита относилась к самому верхнему подразделению среднерифейской максютовской серии («комплекса»). Возраст ее долгое время принимался докембрийским на основании находок в линзах мраморизованных известняков микропроблематики и микрофитолитов. В 1991 г. при ГДП-50 башкирской части Уралтау, а впоследствии при ГДП-200 листа N-40-XXXIV (2009–2011 гг.) в известняках были обнаружены хитинозои, сколекодонты, а также кондонты раннего девона и позднего силура (не древнее пржидольских). Радиоизотопное датирование апобазальтоидных сланцев при совместном использовании U-Pb (по циркону) и Hf-Nd методов определяет возраст свиты в 371 млн лет. Относительно слабо метаморфизованные осадочные породы, включающие прослой базальтоидов, по составу близки к отложениям сакмарской свиты. На основе всех этих данных, вслед за авторами ГК-1000/3 листа N-40, возраст свиты принят (пока с долей условности) позднесилурийско-девонским. Контакты этого подразделения с другими стратонами на листе М-40 тектонические.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В пределах листов М-40 и М-41 девонские образования имеют наиболее широкое распространение среди всех домезозойских стратифицируемых таксонов, сложены разнотипными (вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными) породами и представлены всеми тремя отделами системы. Они выявлены почти во всех структурно-формационных единицах площади, за исключением Урайско-Денисовской СФЗ. В западной части листа М-40, в Волго-Уральской и Прикаспийской СФцМО, на современном эрозионном срезе стратона данного уровня не обнажаются, установлены лишь глубоким бурением и показаны только на геологических разрезах.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В него полностью «вписываются» 10 стратонов; «ярусная» и «горизонтная» их принадлежность при этом различная. Описание подразделений проводится согласно структурно-формационной зональности – с запада на восток.

Такатинская и вязовская свиты объединенные ($D_1tk + vz$) вскрыты скважинами в предуральской части чехла Восточно-Европейской платформы и относятся к Камско-Бельской и Северо-

Прикаспийской СФцО. В скважинах 1, 3, 9, 16, 55 и др. такатинская свита залегает со стратиграфическим несогласием на размытых отложениях верхнего венда, ордовика или силура. Представлен стратон песчаниками, алевролитами, реже гравелитами («такатинская» часть), в верхах разреза (вязовская свита) доминируют известняки и доломиты. В Прикаспийской СФцМО нижняя часть разреза более «тонкозернистая», сложена ритмично переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями глинистых известняков; верхняя – преимущественно глинистыми известняками черного цвета. Мощность объединенного стратона варьирует от 15 до 505 м; большей частью она незначительная. По органическим остаткам (главным образом остракодам) установлен эмский возраст обеих свит [168, 169], которые отвечают одноименным горизонтам региональной шкалы.

Акчури́нская толща (D_{1ak}) распространена на юге Бердяшко-Сыростанской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Опорный разрез толщи находится на правом берегу Сакмары у пос. Акчурино. В его основании отмечены полимиктовые валунные конгломераты с линзами биогермных известняков, содержащих раннедевонскую фауну брахиопод; мощность конгломератов до 50 м. Выше залегают кремнистые конглобрекции (реже конгломераты) с прослоями песчаников, алевролитов, силицитов серого, темно-серого, реже красного цвета. Верхняя часть разреза сложена переслаиванием коричневых и зеленовато-серых алевролитов, кремнистых песчаников, силицитов темно-серых, зеленых, коричневатокрасных. Завершают разрез кремнистые конглобрекции с прослоями светло-зеленых и голубых силицитов.

Общая мощность акчури́нской толщи 500–800 м. Возраст – ранний девон (верхняя часть лохковского, пражский и эмский ярусы) – установлен по многочисленным определениям брахиопод и конодонтов [197]. Отложения смяты в складки с пологими падениями крыльев или слагают отлогие моноклинали в тектонических блоках. Толща залегает с размывом на сакмарской свите и согласно перекрывается сарбаевской свитой.

Мазовская свита (D_{1mz}) выделена В. Т. Тищенко в 1985 г., стратотип – в междуречье Губерля–Дергаиш, у д. Мазово. Распространена в Кураганской и Вознесенско-Присакмарской подзонах (в последней скрыта под мощным покровом мезозойских и кайнозойских осадков Орско-Таналыкской депрессии). Сложена чередующимися сланцами кремнистыми, глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми, массивными силицитами, кремнистыми и вулканомиктовыми микститами, полимиктовыми и вулканомиктовыми гравелитами, песчаниками, алевролитами, конгломератами с маломощными прослоями туфоконгломератов, туффов, туфов щелочного состава, битуминозных слоистых известняков, линзами массивных рифогенных известняков. Мощность свиты 200–700 м. Преобразования пород незначительны и не превышают уровня низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Отложения свиты имеют здесь тектонические контакты со всеми домезозойскими стратонами, севернее площади она залегает с размывом и конгломератами в основании на породах сакмарской

свиты и перекрывается согласно (и с резким переходом) вулканитами ирендыкской свиты.

Возраст мазовской свиты определен как раннедевонский на основании многочисленных находок и определений фауны граптолитов, трилобитов, кораллов, брахиопод и конодонтов [197 и др.]. По региональной шкале отвечает саумскому, вижайскому, тошемскому, карпинскому и тальгийскому (низ) горизонтам.

Чанчарская свита (D_1cn) выделена Х. С. Розманом, Р. А. Сегедным и Н. И. Леоненком в 1955 г. на западном склоне Орь-Илекской возвышенности, в казахстанской части Южного Урала. На листе М-40 слагает довольно обширные площади в долине р. Кураган и на южном фланге Блявинской вулканической структуры. Относится к Кураганской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ. В составе свиты преобладают лавы, лавобрекчии, глыбовые вулканические брекчии и туфы трахибазальтов, базальтов, андезитов, трахиандезитов, трахириолитов, трахитов, реже встречаются песчаники, туффиты, кремнистые сланцы, наблюдаются линзы рифогенных известняков. Свита залегает с разрывом и крупноглыбовыми конгломератами (реже вулканическими и олистостромовыми брекчиями) в основании на породах сакмарской (а иногда и дергаишской) свит; мощность стратона 100–500 м.

Возраст свиты на основе многочисленных определений разнообразной фауны (в частности, конодонтов зоны *Polygnathus gronbergi*, иргизлинских (раннекарпинских) кораллов *Favosites regularissimus*, брахиопод *Neokarpinskia ivdelensis*) из рифогенных известняков соответствует нижней половине эмского века.

Мостостроевская толща (D_{1ms}) локально развита на площади в пределах Вознесенско-Присакмарской подзоны. Коренные выходы ее наблюдаются в долине р. Урал, западнее г. Орск. Толща состоит из лав, гиалокластитов, лавобрекчий шошонитов, трахибазальтов, пикробазальтов, трахиандезитов с линзами их туфов, с невыдержанными прослоями силицитов, туфоконгломератов, туфопесчаников, углито-кремнистых алевролитов, редкими линзами известняков. Мощность колеблется от 100 м (южнее долины р. Урал) до 800 м на более северных участках. В силицитах определены конодонты раннеэмского возраста, в туфопесчаниках найдены раннедевонские граптолиты.

Работами В. Т. Тищенко с соавторами [192–197] установлено, что мостостроевская толща субсинхронна чанчарчской свите, а обе они являются «вулканогенным вариантом» нижнеэмского разреза на западе Магнитогорской мегазоны в противоположность этого же уровня существенно осадочной мазовской свите. Выяснено, что стратон залегает на серпентинизированных гипербазитах халиловского комплекса и везде имеет тектонические контакты с сакмарской и баймак-бурибайской свитами. Соотношения с более молодыми домезозойскими стратонами не выявлены.

Баймак-бурибайская свита (D_{1bb}) выделена Ф. И. Ковалевым в 1956 г.; стратотипическая местность – вблизи и непосредственно за северной рамкой листа М-40. Развита в обеих подзонах Западно-Магнитогорской СФЗ. В Вознесенско-Присакмарской подзоне при крупномасштабном

картировании стратон расчленяется на две подсвиты: нижнюю – с преобладанием лав, лавобрекчий, гиалокластитов базальтов (500–700 м) и верхнюю – где доминируют кластолавы, лавобрекчии и туфы дацитов, плагиориолитов, риодацитов (200–250 м). Среди вулканитов по всему разрезу располагаются прослои и линзы яшм, пирокласто-осадочных пород (туффитов, туфоалевролитов и т. п.). Прикровельный маркирующий горизонт яшм ранее выделялся в самостоятельную сагитовскую толщу.

Восточнее, в Узынкыро-Сибайской подзоне, в пределах Гайского месторождения (скв. 70, 71 и др.) в разрезе баймак-бурибайской свиты иногда выделялось пять «толщ» (пачек) [197]. Первая (нижняя) пачка – лавобрекчии и туфы базальтов, андезибазальтов с прослоями туфопесчаников; вторая – туфы, лавобрекчии, тефроиды плагиориолитов, дацитов; третья – лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, туфоконгломераты; четвертая – туфы плагиориодацитов и андезитов, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты, прослои глинисто-кремнистых сланцев; пятая – лавы и тефроиды базальтов, туффиты, линзы яшмоидов. В настоящее время пятая пачка относится уже к вышележащей ирендыкской свите. Общая мощность свиты в Гайской вулканической структуре до 3500 м. Субвулканические и жерловые образования: штоки, купола, нежки, дайки долеритов, габбродолеритов, дацитов, плагиориодацитов, плагиориолитов (по условиям масштаба и в связи с загруженностью карт в графических материалах комплекта ГК-1000/3 не отражены).

Породы свиты претерпели зеленокаменное перерождение (на уровне пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма) с локальным развитием в них метасоматических минеральных ассоциаций – пропилитов и продуктов кислотного выщелачивания, фиксирующихся в пределах рудных полей. Свита вмещает месторождения и проявления полиметаллически-колчеданной и медноколчеданной рудных формаций. В нижней части приведенного разреза свиты органические остатки не встречены. В третьей пачке выявлены споры и акритархи нижнего девона, в четвертой и пятой – конодонты зон *Polygnathus serotinus* и *P. costatus patulus* верхнего эмса. С учетом фаунистических определений на смежных площадях стратон сопоставляется с верхами карпинского и низами тальгийского горизонтов региональной шкалы и коррелируется по возрасту с верхней половиной мазовской свиты (без ее прикровельной части).

Залегание баймак-бурибайской свиты на более древних стратонах изучено недостаточно; подавляющее большинство достоверных контактов – тектонические. Однако, по данным В. Т. Тищенко [197], в пределах Вознесенско-Присакмарской подзоны стратон залегает на отложениях сакмарской свиты или на гипербазитах Халиловского массива. В последнем случае в основании свиты отмечен базальный горизонт эруптивных туфоконглобрекчий. С более молодыми домезозойскими подразделениями непосредственные стратиграфические соотношения в пределах листа М-40 не установлены.

Тюлькубайская толща ($D_1^?tl$) слагает основание вулканогенного разреза в южной части Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ. В ее составе выделяются три подтолщи: нижняя –

ортосланцы эпидот-альбит-амфиболовые с прослоями кварц-биотит-альбитовых сланцев (до 3000 м); средняя – тонкослоистые кварц-биотит-альбитовые, биотит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы (до 1300 м); верхняя – сланцы графит-биотит-кварцевые, графит-биотит-альбитовые, кварц-серицит-углистые, углистые филлиты (200–400 м). Среди зеленых аповулканогенных сланцев нижней подтолщи встречаются прослои (мощностью 3–20 м) мелкоподушечных металав афировых базальтов, или (в ее верхах) – андезитов. В прикровельной части средней подтолщи отмечены линзы мощностью 0,2–1,8 м слюдяных и магнетитовых кварцитов, а в верхней подтолще – маломощные прослои графитистых микрокварцитов. Общая мощность толщи 4400–5000 м.

Породы тюлькубайской толщи перекристаллизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты в мелкие складки, плейки и обладают отчетливо выраженной шестоватой (карандашной) отдельностью. Нижняя граница толщи не установлена, перекрывается она согласно образованиями киембаевской свиты (скв. 153). Предполагаемый раннедевонский (саумско-вижайский?) возраст принят только по положению в разрезе.

К и е м б а е в с к а я с в и т а (*D₁km*) выделена А. А. Петренко в 1939 г.; название – по р. Киембае (приток р. Орь) в Северных Мугоджарах. Слагает обширные площади Уйско-Домбаровской подзоны, на листе N-40 – в междуречье Кумак–Камсак. В стратотипическом разрезе обычно выделяются три подсвиты. Нижняя представлена крупноподушечными лавами афировых базальтов с редкими маломощными прослоями и линзами гиалокластитов, кремнистых сланцев, яшмоидов, плагиоклаз-амфиболовых ортосланцев, в верхах наблюдаются вариолиты; мощность ее достигает 600 м. Средняя подсвита характеризуется чередованием базальтовых мелкоподушечных лав, лавобрекчий, гиалокластитов, в подчинении – силициты и вулканогенно-осадочные породы (чередование зачастую приобретает ритмичный характер с мощностью ритмов от 5–8 до 20–30 м); мощность средней подсвиты до 700 м. Верхняя подсвита отличается от первых двух преобладанием лейкобазальтов, плагиофировых базальтов, гиалокластитов, туфобрекчий, подушечных взрывных брекчий основного состава; мощность ее 150–800 м. Общая мощность свиты 500–2100 м. Она вмещает месторождения и проявления медно-цинковоколчеданной формации.

По химическому составу базальтоиды относятся к натриевой серии с нормальной щелочностью, обладают несколько повышенными содержаниями окиси кальция, глинозема и имеют «анортозитовый» тренд фракционирования (установлен для плагиофировых базальтов верхней части разреза). Широко распространенные ассоциации вторичных минералов (цоизит, клиноцоизит, альбит, актинолит, реже эпидот) образовались в результате зеленокаменного перерождения пород.

Киембаевская свита согласно залегает на вышеописанной тюлькубайской толще и также согласно перекрывается кукбуктинской толщей ранне-среднедевонского возраста. За пределами площади (южная часть смежного листа N-40) в прослоях известняков установлены кораллы, характерные для пражского и нижней половины эмского ярусов. В районе пос. Домбаровский (лист M-40) определены позднеэмские конодонты

Polygnathus ex gr. *costatus* Klap., *Pol. cf. serotinus* Telf., *Pol. linguiformis bulynci* Wed. Вблизи медноколчеданного месторождения Осеннее в самых низах свиты найдены хитинозои предположительно эмского возраста.

Айдырлинская толща (D_{1ad}) развита в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, где слагает небольшие площади вблизи северо-восточного угла листа М-40. В частности, ее породы встречены в естественных обнажениях по южному борту долины р. Айдырля и в картировочных скважинах севернее Каиндинского массива. Преобладают лавы афировых базальтов подушечного строения, встречаются редкие прослои их туфов, а также туффитов и силицитов. Эти образования представляют собой нижнюю часть толщи, в которой севернее (на листе N-41) встречаются также линзы известняков с табулятами карпинского горизонта эмса. С учетом развитой еще севернее (преимущественно за пределами площади) верхней части разреза полная мощность айдырлинской толщи может достигать 2000 м. Синхронные субвулканические образования представлены немногочисленными дайками долеритов и габбродолеритов (на карте из-за большой ее нагрузки не показаны). По возрасту пород, их составу и мощности айдырлинская толща может быть скоррелирована с большей верхней частью киембаевской свиты и нижней подсвитой баймакбурибайской свиты Магнитогорской мегазоны. Соотношения описываемого подразделения с нижележащими стратонами тектонические; с кокпектинской толщей среднего девона в пределах листов М-40, 41 непосредственных контактов нет.

Жетыкольская толща ($D_{1?z}$) занимает обширные площади на юге Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в обеих ее подзонах. Естественные обнажения отсутствуют, стратон изучен только бурением (скв. 38, 39, 131). В составе толщи преобладают метаморфизованные базальты, распространены также плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-хлоритовые сланцы и микроамфиболиты (по гиалокластитам, туфам и тефроидам основного состава), амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы (по пирокласто-терригенным породам), метаалевролиты, в верхней части разреза – метадациты, метариолиты, их туфы, реже метаандезиты, туфосланцы с линзами метатуфопесчаников, метатуффитов. Метавулканиты кислого состава развиты повсеместно, только в пределах отдельных палеовулканических построек (Озерная ВТС и др.); максимальная их мощность до 400 м.

Минеральный состав пород сложный (с широким развитием неустойчивых парагенезисов) и весьма невыдержан в пространстве. Выделяются ассоциации пренит-пумпелитовой и зеленосланцевой фаций, развитые на большей части площади распространения стратона; парагенезисы термального метаморфизма (амфибол-роговиковой, редко пироксен-роговиковой фаций) и низкотемпературных гидротермально-метасоматических изменений локально проявлены в пределах Кундыбаевской и Сарыобинской структур и тяготеют к экзоконтактам кислых и средних интрузий. Химический состав вулканитов указывает на принадлежность их к нормальнощелочной группе натриевой серии со слабо выраженным известково-щелочным трендом фракционирования.

Нижний контакт жетыкольской толщи не вскрыт. По геофизическим данным (на наш взгляд, не учитывающим возможного развития крупных габброидных тел на глубине), мощность ее может достигать 3000 м; скорее всего она находится в пределах 1500–1800 м. Описываемое подразделение согласно, редко с локальным размывом, перекрывается породами кундыбаевской толщи. Раннедевонский возраст предполагается на основании находок хитинозой плохой сохранности [101]. По составу и положению в разрезе жетыкольская толща сопоставима с баймак-бурибайской свитой Западно-Магнитогорской СФЗ.

Кундыбаевская толща (D_{1kd}) пространственно локализована в тех же подзонах и структурах, что и жетыкольская толща, нивелируя «палеовулкано-тектонический рельеф» последней. Представительные естественные разрезы отсутствуют, обнажения редки и слагаются в основном графит-кварцевыми или углисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами. Наиболее полно разрез толщи вскрыт скважинами в бассейнах рек Кайракты и Кокпектысай (скв. 39, 162). В нижней части преобладают сланцы глинистые, углисто-глинистые, углисто-кремнистые, глинисто-кремнистые, углеродисто-серицит-кварцевые, графит-кварцевые, а также углеродистые метаалевролиты и метапесчаники с прослоями метаконгломератов; в верхней – слюдяно-кварц-плаггиоклазовые, биотит-плаггиоклазовые (нередко с графитом) сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, реже метагравелиты, туфосланцы и метатуффиты с прослоями графит-серицит-кварцевых сланцев. Породы толщи претерпели в основном зеленосланцевый метаморфизм низко- и среднетемпературных субфаций, в отдельных дизъюнктивных зонах – дислокационный (бластомилониты и бластокатаклазиты), а в экзоконтактах интрузий – термальный метаморфизм амфибол-роговиковой фации.

Мощность кундыбаевской толщи 700–800 м, в отдельных палеовпадинах на востоке одноименной горст-антиклинали увеличивается до 1000 м. Она согласно залегает на отложениях жетыкольской толщи; с более молодыми (на территории листов – раннекаменноугольными) стратонами контакты тектонические. Характеризуется небогатыми ассоциациями раннедевонских акритарх и миоспор. Вероятно, может быть сопоставлена с самыми верхами баймак-бурибайской свиты Западно-Магнитогорской СФЗ.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Подразделения с этим «переходным» возрастом выделяются в чехле Восточно-Европейской платформы, на западном склоне Южного Урала и в Магнитогорской мегазоне.

Койвенская, бийская, афонинская свиты объединенные ($D_{1-2kv÷af}$) вскрыты глубоким бурением в Камско-Бельской СФЗО (скв. 1, 3, 4 и др.). Отложения этих свит широко развиты на северо-западе листа М-40, в междуречье Самара–Урал, отсутствуя (из-за размыва) только в полосе, примыкающей с юга к долине р. Урал. Сложен объединенный стратон известняками, часто битуминозными, нередко глинистыми (с разным количеством терригенной составляющей); отмечаются прослой

вторичных доломитов. Суммарная его мощность изменяется от 120 до 280 м.

В известняках койвенской свиты заключены остатки остракод, характерных для верхов эмсского яруса, в известняках бийской свиты известны находки остракод и конодонтов одноименного горизонта (эмс–эйфель), в нижней части разреза афонинской свиты определены конодонты, а в верхней – брахиоподы, характерные для верхней части эйфельского яруса [168, 169]. Койвенская свита залегает согласно на отложениях нерасчлененных такатинской и вязовской свит. Известняки афонинской свиты согласно перекрываются терригенными породами воробьевской свиты живета [168].

Известняково-доломитовая толща ($D_{1-2}id$) широко распространена в Северо-Прикаспийской СФЦО, где вскрыта скважинами на глубинах более 5000 м (скв. 89, 92, 93). Разрез сложен в нижней части вторичными доломитами темно-серого цвета (с реликтами органических остатков), содержащими прослой доломитизированных известняков, в верхней – черными битуминозными, часто доломитизированными известняками с линзами вторичных доломитов. Мощность толщи до 410 м.

В скв. 93 (инт. 6409–6452 м) в указанной толще развита однообразная ассоциация конодонтов, относящихся к бийскому и афонинскому горизонтам [124]. В скв. 89 (инт. 5480–5512 м) в тонкослоистых доломитизированных известняках установлен богатый комплекс конодонтов, характерный для зоны *Tortodus australis* (средняя часть эйфеля). Известняково-доломитовая толща согласно залегает на породах вязовской свиты и также согласно перекрывается аргиллитами и известняками каинсайской толщи с конодонтами живетского яруса.

Карбонатная толща ($D_{1-2}c$) вскрыта скв. 27 в Бельско-Елецкой СФЗ. В интервале 3261–5600 м здесь преобладают рифогенные водорослевые известняки с прослоями и линзами известняков детритовых, комковатых, глинистых, а также аргиллитов. Вскрытая мощность толщи до 1800 м. Известняки содержат многочисленные органические остатки (водоросли, строматопоры и фораминиферы), по которым определен ранне-среднедевонский возраст толщи. Нижняя граница стратона не пересечена, в кровле толщи известняки брекчированы, с зеркалами скольжения, что может свидетельствовать о тектоническом контакте с вышележащими подразделениями [183].

Утягуловская свита и ишмуратовская толща объединенные ($D_{1-2}ut + i\check{s}$) занимают значительные площади в Кураганской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ, слагают Утягуловскую, Блявинскую, Белоглинскую и другие (более мелкие) палеовулканические структуры (обн. 63, скв. 64). Нижняя часть утягуловской свиты (мощностью до 2800 м) представлена афировыми и пироксен-плагиофировыми базальтами с линзами их туфов, прослоями кремнистых пород, алевролитов, реже песчаников; выше они сменяются лавами и туфами андезибазальтов, андезитов, редко дацитов и плагиориолитов (мощность пачки 400–1200 м). Верхняя часть разреза состоит уже преимущественно из дацитов, плагиориолитов, риолитов, риодацитов и их туфов с подчиненными лавами

андезитов, реже базальтов; мощность этого интервала до 1000 м. Общая мощность утягуловской свиты до 4800 м [197].

Ишмуратовская толща имеет согласные соотношения с ней, сложена лавами и туфами базальтов с прослоями и линзами яшм, кремней, песчаников, алевролитов и известняков, то есть по составу она близка к нижней части разреза утягуловской свиты. Мощность толщи до 400 м [35]. Субвулканические образования (на карте не показаны) представлены небольшими штоками, силлами, дайками долеритов, дацитов, риолитов, плагиориолитов. Данный стратон рассматривается в составе объединенного подразделения из-за невозможности картировать его в мелком масштабе.

Базальты нижней части разреза утягуловской свиты обогащены железом, титаном, характеризуются нормальной щелочностью (с резким преобладанием натрия над калием) и слабо выраженным толеитовым трендом фракционирования. Составы вышележащих преимущественно порфировых базальтов отличаются более высокими содержаниями кремнезема, щелочей, особенно калия (но при сохранении натриевого типа щелочности), более низкими концентрациями сидерофильных элементов и обладают отчетливо выраженным известково-щелочным типом дифференциации [80]. Минеральные ассоциации вулканитов утягуловской свиты и ишмуратовской толщи свидетельствуют о зеленокаменном их перерождении. В прослоях кремнистых пород по всему разрезу установлены конодонты, характерные для тальгийского и лангурского горизонтов (верхняя часть эмса–эйфель) [80]. Соотношения этого объединенного подразделения с другими стратонами территории – тектонические.

Ирендыкская свита ($D_{1-2}ir$) выделена Л. С. Либровичем в 1932 г. На территории распространена только в Узынкыро-Сибайской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ и слагает верхние части разреза Новочеркасско-Вишневогорской и Сагитовской вулканических структур. Представлена туфами, тефроидами, лавами пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов, редко пикробазальтов и андезитов с миндалекаменной текстурой. Мощность свиты в пределах этих ВТС достигает 1200–1500 м. На удалении от них в составе свиты появляются вулканокласто-терригенные породы, туффиты и вулканомиктовые песчаники с линзами яшмоидов, мощность ее уменьшается до 500 м [197]. С более древними стратонами территории ирендыкская свита на поверхности не контактирует, за пределами площади она согласно залегает на нижнедевонских мазовской или баймак-бурибайской свитах. Согласно перекрывается карамалыташской свитой. Возраст подразделения в стратотипе соответствует конодонтовым зонам *patulus* (верхней ее части), *partitus* и *costatus*, то есть интервалу от самых верхов эмса по низы эйфеля (большая верхняя часть тальгийского и основание лангурского горизонтов).

Андреевская толща ($D_{1-2}an$) развита в Уйско-Домбаровской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ, где слагает полосу (шириной 2–3 км) субмеридионального простираения, протягивающуюся от верховьев р. Кутебай до среднего течения р. Джусы. В разрезе толщи наблюдается тонкое переслаивание терригенных и кремнистых отложений (либо их слабо метаморфизованных аналогов): углисто-глинистых, углисто-кремнистых,

углисто-серицит-кварцевых, углисто-кварц-серицитовых сланцев, углистых филлитов, включающих прослой кварц-полевошпатовых песчаников (метапесчаников), кремнистых сланцев, тефроидов и редкие линзы конгломератов. В верхней части стратона (разрез у станции Теренсай) появляются прослой плагиоклаз-амфиболовых ортосланцев с реликтами подушечного строения. Породы претерпели метаморфизм низких ступеней фации зеленых сланцев и (локально) термальные преобразования в зоне экзоконтакта Карабутацкого массива. Мощность андреевской толщи 500–700 м.

В слабо метаморфизованных углеродсодержащих глинистых сланцах и алевролитах толщи Н. М. Заславской и В. Г. Кузнецовой обнаружены хитинозой и споры девонского возраста. С учетом этих определений и по положению в разрезе возраст андреевской толщи принят (с большой долей условности) ранне-среднедевонским. Нижний контакт ее не обнажен и не вскрыт скважинами; предполагается согласное залегание толщи на породах киембаевской свиты. В южном направлении стратон замещается пирокласто-осадочными отложениями субсинхронной кукбуктинской толщи. Андреевские отложения согласно (через переслаивание) перекрываются базальтами джусинской толщи (скв. 75).

Кукбуктинская толща ($D_{1-2}kb$) занимает значительные площади на юге Уйско-Домбаровской подзоны. Представительные ее разрезы наблюдаются в верховьях рек Кукбукты и Ащebutак, нижнем течении р. Кутебай и среднем течении р. Кумак (ниже устья р. Джарлы). Нижняя часть толщи (50–150 м), обнажающаяся в верховьях р. Кукбукты и вскрытая скважинами на месторождении Зимнее, сложена тефроидами основного состава (от гравелитовой до алевропелитовой размерности) с прослоями кремней, кремнистых сланцев и кремнистых туффитов. Средняя, наиболее мощная (до 2000 м) ее часть выполнена туфами, в меньшей степени лавами и тефроидами пироксен-плагиофировых, плагиофировых и афировых базальтов, а также туффитами. Верхняя часть разреза (300–500 м) представлена чередованием туфов умереннокислого, смешанного и основного состава с линзами риодацитов экструзивно-лавовой фации, тефроидов и кластолав основного состава (обн. 117). В зоне экзоконтакта Карабутацкого гранитного массива породы средней части стратона интенсивно ороговикованы. Общая мощность толщи до 2500 м. Субвулканические образования представлены силлами, дайками и мелкими штоками базальтов, долеритов, габбродолеритов, риодацитов, риолитов, не выражающимися в масштабе и не показанными на карте.

Химические составы вулканических пород образуют слабопрерывистый ряд от базальтоидов до риолитов, в котором андезиты почти отсутствуют (менее 1%). Преобладающие в этом ряду основные магматиты варьируют от метабазальтов до лейкобазальтов; в большинстве своем они глиноземистые, нормального ряда, редко субщелочные (с натриевым типом щелочности) и характеризуются отчетливо выраженным известково-щелочным трендом фракционирования. Составы кислых вулканитов обогащены калием (при общем калиево-натриевом типе щелочности) [112]. Образования кукбуктинской толщи претерпели слабый дислокационный метаморфизм, (с развитием зон регионального кливажа и рассланцевания)

и зеленокаменное перерождение: в породах основного состава устойчивая минеральная ассоциация представлена актинолитом, альбитом и эпидотом. В дацитах и риолитах обычна кварц-биотит-альбитовая ассоциация. Локально проявлен термальный метаморфизм (в экзоконтактах интрузий гранитоидов) с образованием парагенезисов, включающих сине-зеленую роговую обманку и андезин.

В кремнистых породах нижней части кукбуктинской толщи найдены конодонты плохой сохранности, относящиеся, по мнению О. В. Артюшковой, в основном к зоне *patulus* верхнего эмса [1]. Учитывая тот факт, что горизонт с конодонтами находится в основании толщи, а выше его расположена основная часть ее разреза, возраст стратона считается ранне-среднедевонским (позднеэмским–раннеэйфельским). Он может быть скоррелирован с желкубаевской и айджерганской толщами в более северных частях Уйско-Домбаровской подзоны, а также с ирендыкской свитой Западно-Магнитогорской СФЗ. Кукбуктинская толща согласно залегает на базальтах киембаевской свиты (скв. 119), согласно же перекрывается джусинской свитой (установлено бурением) и фациально замещается в северном направлении сланцами андреевской толщи (скв. 77). С александринской толщиной эйфеля повсеместно имеет тектонические соотношения.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Стратифицируемые образования среднего девона распространены в пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон.

Карамалыташская и бугулыгырская свиты объединенные ($D_2kr + bg$) локализуются в Узынкыро-Сибайской и (в меньшей степени) Вознесенско-Присакмарской подзонах Западно-Магнитогорской СФЗ. Обнажены севернее г. Орск только в горст-антиклиналях и антиклиналях (Калиновской, Шарыповской и др.). Южнее, вплоть до границы с Казахстаном они перекрыты юрскими образованиями, и здесь же, вероятно, достигают значительных мощностей («Орский гравитационный максимум»).

Карамалыташская свита выделена в 1944 г. Ф. И. Ковалевым вместо одноименной средней подсвиты ирендыкской свиты Л. С. Либровича. Нижняя часть ее разреза сложена лавами, кластолавами, лавобрекчиями и туфобрекчиями афировых и пироксен-плаггиофировых базальтов с прослоями вулканомиктовых терригенных пород, кремнистых сланцев, яшм. Мощность нижней части к северу от г. Орск достигает 800 м. Верхняя часть разреза представлена лавами базальтов в переслаивании с лавами, реже туфами дацитов, риолитов, андезидацитов, включающими прослойки пирокласто-осадочных пород и яшм (скв. 111, 112). Наиболее широко развиты кислые вулканы южнее г. Орск, в пределах площадей с максимальной (до 2000 м) мощностью стратона [197]. Субвулканические породы, связанные с отложениями свиты, представлены в основном дацитами, риолитами, габбродолеритами. Они образуют небольшие штоки, мелкие купола неправильной формы, дайки, лакколиты (на карте не показаны из-за большой ее нагрузки). Карамалыташские образования подвергнуты зеленокаменному

перерождению с развитием минеральных ассоциаций пренит-пумпеллитовой фации; без видимого несогласия залегают на ирендыкской свите.

Бугулыгьрская свита первоначально рассматривалась в качестве верхней подсвиты ирендыкской свиты Л. С. Либровича; сейчас выделяется в самостоятельный таксон, что нашло отражение в серийной легенде. Сложена яшмами, яшмоидами, кремнистыми туффитами и глинисто-кремнистыми сланцами. Мощность свиты не превышает 100 м, чем и обусловлено ее включение в объединенный стратон. Залегает согласно на вулканитах карамылыташской свиты, согласно перекрывается улутауской свитой.

Возраст объединенного подразделения установлен по конодонтам в объеме зон *australis* и *kockelianus*, отвечающих большей средней части лангурского горизонта эйфеля [197, 1].

Александринская толща (D_{2al}) широко распространена в Узельгинско-Ириклинской и Уйско-Домбаровской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ. В ее составе при крупномасштабных исследованиях достаточно уверенно выделяются четыре подтолщи.

Первая подтолща сложена лавами порфировых и афировых базальтов, лейкобазальтов, андезибазальтов, их туфами, включает прослой силицитов и тефроидов; в верхней ее части отмечаются линзы туфов и тефроидов кислого состава. Мощность подтолщи (по данным бурения на рудных объектах Теренсайского района) достигает 950 м.

Вторая подтолща наиболее изучена в пределах Теренсайского рудного района (скв. 76) и в междуречье Орь–Кумак (скв. 76 и др.). Она представлена лавами и туфами риолитов, дацитов, исландитов, андезитов с прослоями базальтов, лейкобазальтов, андезибазальтов, кремнистых сланцев и туффитов. Отмечаются синхронные со второй подтолщей многочисленные субвулканические тела различной формы, сложенные риодацитами, дацитами, плагиориолитами и габбродолеритами. Мощность подразделения невыдержанная – от 200 до 600 м.

Третья подтолща выполнена лавами и туфами афировых, плагиофировых и пироксен-плагиофировых базальтов, лейкобазальтов, реже андезибазальтов. На западе Уйско-Домбаровской подзоны в ее разрезе преобладают подушечные лавы афировых, редко плагиофировых базальтов с маломощными прослоями зеленых и красных кремнистых пород. Мощность лавовых покровов здесь колеблется от 220 до 600 м. Еще западнее, на левобережье Караганки верхнюю часть третьей подтолщи слагают туфы (с маломощными прослоями лав) пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов, которые по простиранию и вверх по разрезу сменяются ритмичным переслаиванием тефроидов и туфов основного состава от псефитовой до алевропелитовой размерности. На юге Узельгинско-Ириклинской подзоны подтолща представлена в основном лавами и туфами лейкобазальтов, андезибазальтов с прослоями исландитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и кремнистых туффитов; мощность ее здесь не превышает 400 м. Севернее р. Кумак, в Тастыбутакской палеовулканической постройке разрез третьей подтолщи по данным бурения (скв. 74) состоит из афировых базальтов с маломощными прослоями кремнистых пород и риодацитов; мощность ее здесь достигает 1100 м.

Четвертая подтолща сложена туфами, лавами, лавобрекчиями, игнимбритами риолитов, риодацитов, дацитов, трахиандезитов, реже лавами базальтов, исландитов с прослоями туфов смешанного состава, пирокласто-осадочных и кремнистых пород. Мощность подтолщи 300–500 м.

Общая мощность александринской толщи достигает 2600 м.

Все породы претерпели изохимические зеленокаменные изменения. Окисные составы вулканитов александринской толщи образуют непрерывный ряд с содержаниями кремнезема от 44 до 75%. Большинство из них относится к породам нормальной щелочности с натриевой, реже калиево-натриевой специализацией. Умереннощелочные разности встречаются в средних и кислых породах (трахиандезиты и трахидациты) второй подтолщи и преобладают (за исключением риолитов) среди вулканитов четвертой подтолщи, большинство составов которой относится к калиево-натриевому типу. Низкие содержания элементов сидерофильной группы и отсутствие признаков накопления их при фракционировании указывают на принадлежность всех пород к известково-щелочной серии [111].

Эйфельский возраст александринской толщи установлен по довольно богатой ассоциации конодонтов в прослоях кремнистых пород, характерной для лангурского горизонта [197]. Не противоречат этому и находки среднедевонских хитинозой. В Узельгинско-Ириклинской подзоне нижняя граница толщи не установлена, в Уйско-Домбаровской подзоне соотношения ее с более древними стратонами тектонические. Александринская толща согласно перекрывается средне-верхнедевонскими урлядинской или копаловской толщами.

Джусинская толща ($D_2d\check{z}$) развита в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Естественные выходы ее пород встречаются в нижнем течении р. Камсак и в верховьях р. Курмансай; кроме того, она вскрыта многочисленными поисковыми скважинами. Толща сложена лавами (часто подушечного строения) преимущественно афировых, реже плагиофировых и пироксен-плагиофировых базальтов с прослоями их туфов, кремнистых пород, редко дацитов и риодацитов (только в верхней ее части). В нижней части разреза встречаются прослои углеродисто-серицит-кварцевых сланцев. В верховьях р. Курмансай базальты слагают мощные (до 25 м) потоки однородного строения, с флюидално-миндалекаменными текстурами в кровле и подошве. Потоки разделены прослоями кремнистых пород мощностью 0,2–1,3 м. Общая мощность толщи 500–1300 м. Субвулканические образования представлены не выражающимися в масштабе карты силлами, дайками и мелкими штоками долеритов, габбродолеритов, дацитов, риодацитов. Породы джусинской толщи претерпели разнофациальные динамотермальные изменения с преобладанием процессов зеленокаменного перерождения. Локально в нижней части разреза развиты ассоциации латерально-зонального метаморфизма, образовавшиеся в Р-Т условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций.

Химические составы основных вулканитов джусинской толщи по содержанию кремнезема делятся на две группы: первая – сильно недосыщенная кремнеземом (46–48%) и вторая – более обогащенная им (49–51%). Обе они по сумме щелочей принадлежат в основном к нормальным, в меньшей

степени – к субщелочным базальтам; по отношению щелочей относятся к натриевому ряду. Большинство базальтов характеризуются высокими содержаниями титана, повышенными концентрациями суммарного железа и хорошо выраженным толеитовым трендом дифференциации. Последний наиболее отчетливо проявляется во второй группе пород.

Возраст толщи определяется находками в прослоях кремнистых сланцев (верховья р. Курмансай) конодонтов *Polygnathus serotinus* Telford, *P. linguiformis bulyyncki* Weddige, *P. ex gr. costatus* Klapper, которые относятся в основном к верхней части тальгийского горизонта (нижний эйфель) [1]. Джусинская толща на севере, у пос. Теренсай согласно залегает на углеродистых парасланцах андреевской толщи (скв. 75). Южнее, в верховьях р. Кутебай, где парасланцы андреевской толщи выклиниваются, джусинские базальты (с протяженными линзами марганценосных кремнистых пород и туффитов в основании) ложатся на туфы кукбуктинской толщи. В верховьях р. Курмансай, на месторождении Левобережное наблюдается выклинивание пирокласто-осадочных тонкослоистых пород кукбуктинской толщи; здесь поисковыми скважинами на южном фланге этого месторождения вскрыто налегание темно-серых мелко- и среднезернистых базальтов с прослоями кремней (основание джусинской толщи) сразу на зеленовато-светло-серые мелкоподушечные лавы и гиалокластиты базальтов существенно более древней киембаевской свиты. В Теренсайском рудном районе джусинская толща с появлением в верхах разреза большого количества туфов и тефроидов пироксен-плагиофировых базальтов постепенно сменяется субсинхронной александринской толщей [111].

Кокпектинская толща (D₂kk) занимает обширные площади в южной части Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Фрагменты ее разреза можно наблюдать по рекам Джабыга, Котансу, Киембаю, Ушкота и многочисленных поисковых скважинах (126, 127 и др.). В составе толщи нередко выделяются три подтолщи.

Нижняя подтолща – базальты (метабазальты) афировые («спилитовидные», «вариолитовые»), в верхах – плагиофировые мощностью до 400 м.

Вторая толща – лавы, лавобрекчии пироксен-плагиоклазовых базальтов, их туфы, гиалокластиты, прослои афировых базальтов, туффитов, яшмоидов, в верхах линзы туфов основного и кислого состава, лав риодацитов и плагиориолитов; мощность 500–700 м.

Третья толща – базальты, андезибазальты афировые и микропорфировые (с прослоями их туфов), кремнистые туффиты и яшмоиды; мощность 600–800 м.

Общая мощность кокпектинской толщи 1500–2100 м.

Минеральные ассоциации пород типичны для пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма. При зеленокаменных изменениях сохраняются структурно-текстурные особенности вулканитов. В локальных зонах развиты процессы пропилитизации с сульфидной минерализацией. В бортовых частях Кокпектинской палеовулканической депрессии базальтоиды перекристаллизованы в плагиоклаз-актинолитовые сланцы, а у контактов интрузий превращены в плагиоклаз-роговообманковые роговики. Субвулканические образования представлены габбродолеритами, дацитами,

риодацитами и плагиориолитами в виде небольших изометричных тел (на карту не вынесены по условиям масштаба). Химические составы базальтов толщи относятся к натриевой серии с нормальной щелочностью; отмечают несколько повышенные содержания титана, суммарного железа и слабо выраженный толеитовый тип фракционирования [101].

С нижнедевонской айдырлинской толщей описываемый стратон непосредственных контактов на поверхности не имеет; с более молодыми палеозойскими подразделениями соотношения повсеместно тектонические. Среднедевонский возраст кокпектинской толщи принят на основании сходства ее с вулканитами нижней части разреза фаунистически охарактеризованных джусинской и александринской толщ Восточно-Магнитогорской СФЗ; вероятно, он отвечает интервалу от верхней половины тальтийского по низы лангурского времени.

Журманкольская толща ($D_2\dot{z}g$) распространена в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в пределах Буруктальского аллохтона. Обнажения ее пород отсутствуют, толща изучена скважинами до глубины 1100 м. В низах разреза преобладают базальты афировые, сменяющиеся выше пироксен-плагиофировыми разностями. В верхах доминируют афировые и порфирировые андезибазальты с прослоями лав и туфов андезитов, дацитов, риолитов; локально там появляются пачки туффитов, кремнисто-глинистых сланцев с линзами известняков. Мощность толщи 800–1200 м. В трансформированном поле силы тяжести ($H = 2$ км) журманкольской толще отвечают положительные аномалии интенсивностью до 80 мГал. Магнитное поле в слабо тектонизированных блоках спокойное, пониженное (80–400 нТл); в других пластинах, насыщенных телами серпентинитов и зонами пропилитизации, оно сильно дифференцированное, со значениями от –400 до + 500 нТл.

Химические составы базальтов и андезибазальтов отличаются низкими содержаниями титана и железа, характерными для известково-щелочной серии, обладают натриевым типом щелочности и отчетливо выраженным боуэновским трендом фракционирования. Соотношения журманкольской толщи с нижнедевонской кундыбаевской толщей не ясны; она согласно, участками с размывом, перекрывается фаунистически охарактеризованной блакской толщей. В линзах журманкольских известняков из верхней части разреза найдены остатки эйфельских криноидей *Cupressocrinites cf. planus* [101].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения нерасчлененных среднего и верхнего девона вскрыты на больших глубинах в чехле Восточно-Европейской платформы и занимают значительные площади на современном эрозионном срезе в Зилаиро-Лемвинской СФЗ и Магнитогорской мегазоне.

Воробьевская, ардатовская, муллинская, пашийская, тиманская, саргаевская, доманиковская свиты объединенные ($D_{2-3}vr÷dm$) распространены в северо-западном углу листа М-40, в бассейне рек Урал и Самара. Здесь они установлены

скважинами на глубинах от 3 до 5 км (скв. 1, 3, 4, 5, 12, 46 и др.). На остальной территории Камско-Бельской СФцО (в пределах листа М-40) эти отложения были, по-видимому, размыты в предсреднефаменское время [168]. Разрезы частных стратонов, за исключением саргаевской и доманиковой свит, состоят из переслаивания аргиллитов, алевролитов, известняков, мергелей, песчаников с мощностью слоев от 0,4 до 11 м; мощность свит от 8 до 55 м. Саргаевская и доманиковая свиты сложены известняками с прослоями мергелей, реже аргиллитов и горючих сланцев; мощности этих свит от 3 до 33 м. Общая мощность объединенного подразделения от 130 до 385 м. Органические остатки выявлены во всех свитах и представлены спорами, брахиоподами, конодонтами, характерными для живета и нижней половины франа [168]. Воробьевская свита залегает согласно на афонинской свите (последняя входит в состав другого объединенного стратона). Каждая вышележащая свита залегает на нижележащей без признаков несогласия и размыва. Доманиковая свита перекрывается (согласно или с размывом) зилимской серией.

Каинсайская толща ($D_{2-3}kn$) выделяется впервые (название – по разрезу в овраге Каинсай). Установлена в Северо-Прикаспийской СФцО по разрезам параметрических скважин, пробуренных на Каинсайской нефтегазозоносной площади (скв. 89, 92, 93). Разрез толщи представлен: в нижней части – известняками, вторичными доломитами с прослоями аргиллитов и мергелей, в верхней – переслаиванием аргиллитов, известняков, алевролитов, песчаников, вторичных доломитов. Общая мощность этих отложений 130–200 м. В доломитизированных известняках нижней части разреза встречаются единичные конодонты *Polygnathus aff. cristatus* H i n d e, характерные для пашийского горизонта. В верхней части богатый комплекс конодонтов биофации *Palmatolepis*, реже *Polygnathus* (последняя, в частности, представлена видом *Polygnathus lodinensis* P o l s t), характерных для франского яруса. На основе выделенных конодонтовых комплексов каинсайская толща может быть отнесена к верхнеживетскому подъярису–франскому ярусу девона. Она без перерыва согласно залегает на известняково-доломитовой толще и согласно же перекрывается известняками вышележащей линевской толщи с фаменскими конодонтами.

Сарбаевская свита ($D_{2-3}sr$) занимает значительные площади в Зилаиро-Лемвинской СФЗ и смежной с востока Кураганской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ. В стратотипическом разрезе свиты в карьерах у д. Сарбаево преобладают тонкослоистые кремнистые сланцы и плитчатые фтаниты черного, темно-серого, пепельно-серого до почти белого цвета, а также глинисто-кремнистые опоковидные породы с линзами и прослоями черных углисто-глинистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев (мощность прослоев 4–15 см) [197]. Количество этих прослоев в разрезе достигает 5%, увеличивается к северу и у границы площади составляет не менее 20% от объема свиты. Здесь же появляются прослои аргиллитов, алевролитов, туффилов, туфов, песчаников. Мощность свиты от 20 м (на юге) до 200 м (на севере). Породы рассланцованы и собраны в мелкие складки. Метаморфические изменения могут достигать низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев (преобразование кремнистых

пород в микрокварциты и «серицитизация» углисто-глинисто-кремнистых сланцев, аргиллитов, алевролитов и песчаников).

Возраст сарбаевской свиты установлен по богатому комплексу конодонтов живетского яруса и нижнефранского подъяруса [1, 197]. В стратотипе свита без видимого несогласия залегает на базальтах ишмуратовской толщи эйфеля. Вышележащая зилаирская свита в целом согласно перекрывает сарбаевские отложения, но наличие в ее низах невыдержанных прослоев и линз конгломератов и гравелитов с обломками сарбаевских кремней может свидетельствовать о небольшом (и локальном) перерыве в осадконакоплении перед формированием зилаирской свиты [72].

Улутауская и мукасовская свиты объединенные ($D_{2-3ul} + mk$) широко развиты в Узынкыро-Сибайской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ; выделены Л. С. Либровичем в 1932 г. Пирокласто-осадочные, вулканомиктовые и терригенно-флишоидные отложения улутауской свиты окаймляют положительные палеовулканические структуры и выполняют мелкие впадины между ними. Наиболее полные разрезы улутауской свиты вскрыты скважинами на западном фланге Гайского рудного поля, а в естественных обнажениях фиксируются по левому борту долины р. Шандаша. Здесь наблюдается переслаивание вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфоконгломератов, кремнистых и глинисто-кремнистых туффитов и аргиллитов, реже силицитов. Встречаются прослои туфов разного состава и линзы известняков. Свита согласно залегает на бугулыгырских яшмах либо на вулканиках карамалыташской свиты. В самой верхней части улутауского разреза присутствует слоистая пачка пород, представленная переслаиванием алевролитов, аргиллитов, кремнистых аргиллитов и туффитов. Она перекрывается темно-серыми до черных кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами мукасовской свиты. Мощность улутауской свиты от 200 до 1600 м, мукасовской свиты – 0–200 м. Общая мощность объединенного подразделения от 200 до 1700 м.

В линзах известняков улутауской свиты собрана фауна брахиопод, кораллов и конодонтов, характерных для живетского яруса [197]. По обильной конодонтовой фауне в силицитах свита ограничена снизу кровлей зоны *koskelianus* в подстилающих яшмах бугулыгырской (или карамалыташской) свит, сверху – основанием зоны *punctata*, совпадающим с подошвой мукасовской свиты [1], что определяет ее стратиграфический объем в пределах живетского яруса и нижнефранского подъяруса. В существенно кремнистых породах мукасовской свиты найден богатый комплекс конодонтов биофауны *Palmatolepis*, характерный для среднего и почти всего верхнего подъярусов франа [1, 197].

Улутауская свита и бугодакская толща нерасчлененные ($D_{2-3ul}-bd$) распространены в восточной части Узынкыро-Сибайской подзоны, протягиваясь полосой от Ириклинского водохранилища до границы с Казахстаном. Южнее р. Орь они перекрыты юрскими отложениями. В указанной полосе в разрезе улутауской свиты наблюдается фациальная смена слоистых вулканомиктовых и пирокласто-терригенных пород грубообломочными туфами и тефроидами (с прослоями

лав) базальтов и андезибазальтов. Залегающие выше кремнистые породы мукасовской свиты здесь выклиниваются, возможно, замещаясь чередованием базальтовых и андезибазальтовых лав, туфов и тефроидов, а также туффитов, локально развитых лав и туфов трахиандезитов, трахидацитов и дацитов с линзами известняков. Этот комплекс пород В. Т. Тищенко относил к юсинской толще позднеживетского(?) возраста [197], нижняя и верхняя границы, а также возраст и мощность которой остались не вполне определенными.

Севернее, в башкирской части Узынкыро-Сибайской подзоны В. А. Масловым и О. В. Артюшковой [1] выделена бугодакская толща верхов франа-низов фамена, которая близка по составу к юсинским образованиям и, возможно, наращивает (с перерывом?) верхнюю («юсинскую») пирокласто-осадочную часть разреза улутауской свиты. Узкий возрастной интервал бугодакской толщи надежно установлен многочисленными находками позднефранских и раннефаменских конодонтов зон *Palmatolepis linguiformis* и *Early-Middle Pa. triangularis* [1].

С учетом многочисленных находок брахиопод, кораллов, криноидей и конодонтов в линзах известняков улутауской свиты, возраст нерасчлененных улутауской свиты и бугодакской толщи принят средне-позднедевонским (живетско-раннефаменским). Общая мощность этих стратонов (принимая во внимание и геофизические данные) колеблется от 1700 до 2700 м. Перекрывается бугодакская толща с размывом отложениями зилаирской свиты, участками с конгломератами в основании.

Колпакская толща (D_{2-3kl}) выделена В. Т. Тищенко и др. в 1978 г. Распространена в Узынкыро-Сибайской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ и представлена преимущественно темно-серыми и черными кремнисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами и алевролитами, силицитами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, реже гравелитами с прослоями и линзами аргиллитов, конгломератов, известняков. Мощность 500–700 м.

Возраст стратона датировался на основании многочисленных определенных фауны кораллов, брахиопод, фораминифер, криноидей, а также флоры в объеме франского яруса, либо только нижнефранского подъяруса. В последнее время в толще найдены средне-позднеживетские конодонты *Polygnatus cf. ansatus* Zieg., Klapp. et John., *Pol. cf. ovationodosus* Zieg. et Klapp., комплекс конодонтов ранне-среднефранской ассоциации, а также таксоны, указывающие на интервал зон *thenana* и *linguiformis* (поздний фран) [1]. Колпакская толща имеет тектонические соотношения с субсинхронными и более древними подразделениями, перекрывается зилаирской свитой с размывом, участками без видимого несогласия (с переслаиванием и нечеткой границей) [1, 35]. По объему она соответствует большей части улутауской свиты и всей бугодакской толще (или ее возрастному аналогу – биягодинской толще, см. ниже).

Урлядинская толща (D_{2-3ur}) выделена Ю. С. Емельяновым и др. в 1963 г. Развита в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, где занимает значительную площадь – от долины р. Кумак до северной границы листа М-40, уходя за ее пределы. Разрезы

толщи отличаются большим разнообразием и фациальной изменчивостью. Преобладают пирокласто-терригенные породы: туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, а также туффиты (преимущественно алевритовой и пелитовой размерности); в меньших количествах встречаются тефроиды, туфы и лавы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, риодацитов, включающие линзы известняков. В нижних частях толщи развиты более грубые фации пирокласто-осадочных и осадочно-пирокластических пород; кроме того, здесь присутствуют туфы и лавы плагиофировых и пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов, реже дацитов, риодацитов и риолитов. В верхах преобладают мелкообломочные тонкослоистые пирокласто-терригенные породы и туффиты от псаммитовой до пелитовой размерности с прослоями кремнистых туфопелитов и силицитов. Линзы известняков встречаются на всех уровнях разреза. Мощность толщи 800–1200 м.

Урлядинские субвулканические образования представлены мелкими штоками, куполами андезитов, дацитов, риолитов, дайками долеритов, габбродолеритов. Химические составы пород характеризуются несколько увеличенным содержанием кремнезема, повышенной глиноземистостью, натриевым и калиево-натриевым типом щелочности, а также отчетливо выраженным известково-щелочным трендом фракционирования.

В известняках толщи определены *Stringocephalus burtini* Defr. высотинского горизонта живетского яруса, франские кораллы *Thamnopora polyforata* (Schloth), *Thamnophyllum monozonatum* Soshk, гониатиты и брахиоподы бродовского горизонта [35]. За северной рамкой трапеции этот стратон датирован многочисленными находками конодонтов в возрастном интервале, включающем все зональные таксоны живета и нижнего франа [1]. По составу и возрасту урлядинская толща коррелируется с улугауской свитой Западно-Магнитогорской СФЗ. Границы с подстилающей александринской толщей согласные, с перекрывающей новоивановской толщей – несогласные, с существенным размывом.

Новобуранная толща ($D_{2-3}nb$) локально развита в Гумбейской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ – тектоническом блоке клиновидной формы, расположенном севернее приустьевой части р. Суундук. Выделена В. М. Мосейчуком и др. в 2000 г. при проведении ГДП-200. Толща состоит из туфоконгломератов, туфопесчаников, песчаников, алевролитов, туфоалевролитов, разнообломочных туффитов с прослоями углисто-глинистых, углисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Мощность ее здесь 200–400 м. Севернее (на листе N-40) в ней присутствуют лавы и туфы дацитов, риодацитов, реже андезитов, трахиандезитов, трахириодацитов. Там же выявлена ассоциация конодонтов, характерных для верхнего живета–франа [1]. По объему новобуранная толща отвечает бродовскому горизонту и большей нижней части губинского горизонта. Соотношения ее с палеозойскими стратонами листа M-40 тектонические.

Копаловская толща ($D_{2-3}kp$) встречается в отдельных блоках и отрицательных структурных формах Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ. Участки ее развития дискретны и

разбросаны от южной границы площади до долины р. Жоса. Тем самым фрагменты разреза толщи отличаются большим разнообразием составов пород.

В самом северном тектоническом блоке, на правом берегу р. Кумус-Тюбе скважинами вскрыто переслаивание литовитрокластических туфов трахириолитов, риодацитов, андезидацитов, андезитов от псаммитовой до лапиллиевой размерности; мощности слоев от 2 до 18 м. Среди туфов встречаются отдельные прослои лав дацитов, риодацитов и андезитов (мощностью от 5 до 12 м), а также полимиктовых и вулканомиктовых песчаников и углисто-глинистых сланцев (от 0,5 до 1,5 м).

Южнее, в междуречье Караганды и Кумака, в Восточно-Карагандысайском грабене в скважинах наблюдается переслаивание кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников, углистых алевролитов и алевропелитов. Встречаются прослои силицитов и известняков. В известняках определены франские кораллы, в углисто-глинистых сланцах – спорово-пыльцевой комплекс бродовского горизонта (верхний живет–низы франа) [111].

В долине р. Кумак в низах разреза копаловской толщи преобладают туфы, реже лавы дацитов, андезидацитов, риодацитов с прослоями тифрогенных песчаников и гравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых туффитов, линзами полимиктовых конгломератов и рифогенных известняков. Верхняя часть разреза сложена туфоалевролитами, кремнистыми туфопелитами с прослоями кремнистых сланцев, фтанитов, туфопесчаников, редко – мелкообломочных туфов кислого состава. Мощность толщи в долине р. Кумак 400–600 м.

На крайнем юге разрезы копаловской толщи можно наблюдать в бортах оврагов Тассай и Малдыгулсай, на левобережье р. Кугутык. Они состоят из переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов (от алевролитовой до пелитовой размерности), реже кремнистых туфопелитов, силицитов, туфоконгломератов и туфогравелитов. В верховьях оврага Малдыгулсай встречаются туфы и лавы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, риодацитов и линзы известняков. В известняках обильная фауна зоны *Stringocephalus burtini* живетского яруса и франские кораллы [99]. Мощность толщи на этом участке не превышает 450 м. Общая мощность копаловской толщи оценивается в пределах 400–650 м. В долине р. Кумак она согласно залегает на александровской толще, нивелируя весьма неровную палеовулканическую поверхность последней. Контакты с перекрывающей арсинской толщей средне-позднедевонского возраста здесь (в отличие от более северных территорий) повсеместно тектонические. Возраст копаловской толщи живетско-раннефаменский; она хорошо коррелируется с более западными стратонами Магнитогорской мегазоны – улутауской свитой и урлядинской толщей.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Подразделения, принадлежащие только к верхнему девону, выделены в чехле Восточно-Европейской платформы, в Магнитогорской и Восточно-

Уральской мегазоны. Они имеют весьма пестрый литологический состав, охватывающий большинство известных семейств вулканических и осадочных пород.

Зилимская серия (D_3zm) представлена мощным преимущественно карбонатным разрезом, вскрытым скважинами (11, 12, 45, 46) в пределах Камско-Бельской СФцО, на правом берегу р. Урал (лист М-40-I) [168, 169]. Этот разрез является составной частью «верхнедевонской карбонатной плиты», развитой как на востоке Волго-Уральской мегаобласти, так и в западной подзоне Бельско-Елецкой СФЗ Урала. Однако на листе М-40 в пределах последней зилимские отложения не установлены. Серия состоит из мендымской, воронежской, евлановской, ливенской свит франского яруса; лебедянской (или – в других разрезах – данковской), озерской, хованской, зиганской свит фаменского яруса. В отдельных разрезах подобные образования выделялись под названием колганской толщи франского и фаменского ярусов нерасчлененных. Свиты, относящиеся к франу, сложены различного состава известняками с прослоями мергелей, доломитов; общая мощность их от 110 до 160 м. Самая нижняя из них (мендымская) на левобережье р. Черная (скв. 45) и в окрестностях сел Зубаревка и Городецкое залегает на доманиковой свите согласно без следов размыва. На остальных площадях она (и нижняя часть разреза ее фациального аналога – колганской толщи) залегают со стратиграфическим несогласием на саргаевской, тиманской или даже пашийской свитах. В известняках этой группы свит определены конодонты и фораминиферы, характерные для различных хронозон франского яруса.

Лебедянская (и данковская) свиты фамена сложены в низах своих разрезов песчаниками, аргиллитами, известняками и доломитами (в переменных соотношениях). Верхи этих стратон и остальные свиты фаменского яруса представлены известняками с прослоями вторичных доломитов. Лебядинская и данковская свиты иногда со стратиграфическим и эрозивным несогласием залегают на глинисто-алевролитовой толще ордовика или на разновозрастных стратонах девона. Вышележащие свиты фамена залегают на них согласно. Общая мощность свит фаменского уровня от 240 до 420 м. Возраст их установлен по находкам в известняках остракод и фораминифер.

Колганская толща выполняет Колгано-Борисовскую палеовпадину на правом берегу р. Урал. Нижняя ее часть сложена песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов, аргиллитов и известняков, верхняя – переслаиванием песчаников, алевролитов, известняков и аргиллитов. Мощность толщи от 45 до 275 м. Здесь выявлены остатки позднефранских и раннефаменских спор.

Общая мощность зилимской серии колеблется от 45 до 420 м. Она перекрывается со стратиграфическим несогласием аргиллито-известняковой толщей нижнего карбона.

Линевская, умбетовская толщи, лебедянская, данковская и заволжская свиты объединенные ($D_3ln\div zv$) вскрыты скважинами (89, 92, 93) в Северо-Прикаспийской СФцО. В их составе преобладают известняки, доломиты замещения с прослоями

аргиллитов, реже известковистых мергелей. Известняки линевской и умбетовской толщ темно-буровато-серые (до черных) тонкослоистые, включают прослойки аргиллитов и мергелей в различном количестве и соотношении; суммарная мощность их 54–80 м. Породы этих толщ содержат богатый комплекс конодонтов зон *triangularis* и *serpida* самых низов фаменского яруса (волгоградский и задонский горизонты). Линевская толща залегает согласно на каинсайской толще.

Интервал разреза, представленный лебедянской, данковской и заволжской свитами, сложен внизу известняками онколитовыми, строматолитовыми, сменяющимися вверх по разрезу сферово-стустковыми и псевдообломочными разностями с комплексами остракод, фораминифер и конодонтов – пальматолепид зон ***marginifera–trachytera–postera*** **средней части фаменского яруса** [125]. Суммарная мощность свит достигает 430 м. Общая мощность фаменских объединенных стратонов Северо-Прикаспийской СФЦО колеблется от 100 до 540 м. Нижнекаменноугольные отложения аргиллито-известняковой толщи ложатся на них несогласно с небольшим перерывом, участками – с признаками размыва.

Биягодинская толща (D_{3bn}) выделена В. А. Масловым и О. В. Аргюшковой (1996 г.). На рассматриваемой площади установлена только в Узынкыро-Сибайской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ. Выходы ее наблюдаются у северной рамки листа М-40, между р. Таналык и Ириклинским водохранилищем. Толща сложена алевролитами глинистыми и кремнистыми, аргиллитами, граувакковыми песчаниками с прослоями и линзами кремней. В нижней части разреза преобладают ритмиты с полимиктовыми песчаниками в низах ритмов и кремнистыми алевролитами, алевропелитами, аргиллитами в верхах. Верхняя часть характеризуется преобладанием граувакковых песчаников с линзами микститов, реже кремнистых алевропелитов и кремней. Мощность толщи до 700 м. Она согласно залегает на существенно кремнистых породах мукасовской свиты. Верхняя граница биягодинской толщи с перекрывающей зилаирской свитой согласная, иногда с постепенным переходом.

В низах толщи выявлены конодонты, характерные для зоны *linguiformis* (верхняя часть губинского горизонта франа). В верхах стратона обнаружены единичные фаменские конодонты, характерные для подзоны Middle-Late *triangularis* (прикровельная часть губинского горизонта). Биягодинская толща является существенно осадочной «фацией» и полным возрастным аналогом бугодакской толщи.

Арсинская толща (D_{3an}) выделена В. М. Мосейчуком и др. (2002 г.) при ГДП-200 территории листов N-40-XXIV, XXX. На описываемой площади приурочена к Восточно-Карагандысайскому грабену в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Обнажения толщи встречаются редко, наиболее полные ее разрезы вскрыты скважинами. В основании стратона в указанном грабене почти повсеместно присутствует горизонт (мощностью 3–7 м) полимиктовых конгломератов, без видимого несогласия залегающий на осадочных отложениях, которые предположительно относятся к верхней части копаловской толщи. В обломках конгломератов (размер их колеблется от 1 до 10 см) кроме эффузивов и

туфов основного, среднего и кислого (нормального и субщелочного ряда) присутствуют известняки, силициты, туфоалевролиты, туфопесчаники, углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы. Последние широко развиты в подстилающей копаловской толще. Выше конгломератов разрез арсинской толщи состоит из переслаивания темно-серых песчаников, алевролитов, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев. Реже встречаются линзы конгломератов, углисто-глинистых известняков, углисто-известковистых аргиллитов, силицитов, туффитов, туфов андезит-дацитового состава псаммитовой размерности, туфоконгломератов и туфогравелитов. Мощность толщи от 500 до 600 м.

В прослоях углисто-глинистых известняков обнаружены фораминиферы и остракоды франского яруса. Из обломков известняков в конгломератах отобрана фауна живетков возраста [111, 113]; при этом предполагается, что эти обломки являются продуктами разрушения пород нижележащей копаловской толщи. Севернее (лист N-40) толща охарактеризована конодонтами, встреченными и в мукасовской свите (Западно-Магнитогорская СФЗ), с которой она надежно коррелируется. Возраст стратона, таким образом, средне-позднестранский (большая нижняя часть губинского горизонта).

Блакская толща (D₃b1) развита незначительно в самой восточной части площади; относится к Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Естественные разрезы и даже обнажения отсутствуют, толща вскрыта многочисленными картировочными скважинами. В ее составе преобладают песчаники, алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы; реже встречаются конгломераты, гравелиты, конглобрекции, в обломках которых присутствуют те же характерные для толщи сланцы, алевролиты и песчаники. Слоистость пород хорошо выражена: от тонкой (при ритмичном строении толщи) до грубой – в пачках конгломератов и гравелитов. Мощность толщи по данным бурения от 300 до 500 м. На вулканитах журманкольской толщи среднего девона эти образования лежат стратиграфически несогласно, участками, по данным А. М. Ченцова [212], без видимого несогласия. На сопредельной к востоку территории Казахстана в обломках известняков из конгломератов блакской толщи найдены франские ругозы *Thamnophyllum monozonatum* и брахиоподы *Macgea multizonata*, *Schizophoria* cf. *striatula* [35].

Базальт-андезитовая толща (D₃ba) на рассматриваемой территории развита крайне ограниченно у северной рамки листа M-41; принадлежит к Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Сложена лавами, туфами, ксенотуфами, иногда тефроидами базальтов, трахибазальтов, абсарокитов, андезибазальтов, реже шошонитов, трахиандезибазальтов, а также туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями и линзами силицитов. Мощность подразделения до 1000 м. Базальтоиды часто характеризуются бластопорфировой структурой: вкрапленники амфибола замещают пироксен, а основная масса обогащена новообразованным биотитом. Контакты толщи с маячной свитой ордовика здесь повсеместно тектонические. По химизму стратон близок к новоивановской толще Восточно-Магнитогорской зоны. Для РЗЭ отмечается закономерное понижение нормированных содержаний от легких к тяжелым.

Позднедевонский (раннефаменский?) возраст базальт-андезитовой толщи принят на основании геологических данных: севернее она залегает на живетско-франских отложениях и согласно перекрывается березняковской толщей (фамен-низы турне).

Аулиетасская толща (D_{3al}) находится в той же Троицко-Буруктальской подзоне. Отложения ее развиты локально в междуречье Кайракты и Тобола, в небольших мульдах, очертания которых в общем наследуют структуру нижележащих франских песчано-глинистых образований. Состав толщи исключительно терригенный. Это пестроцветные и красноцветные конгломераты, кварцевые песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты; реже встречаются серицит-кварцевые и филлитовидные апоглинистые сланцы. Для пород характерна преимущественно красноцветная (бордовая, лиловая, розовато-бурая) окраска, реже встречаются разности белого, светло-зеленого цвета. При увеличении метаморфизма до уровня зеленосланцевой фации существенно кварцевые терригенные отложения превращены в мелкозернистые кварциты. Мощность толщи 500–600 м. Нижний ее контакт с подстилающей блакской толщей франа стратиграфически несогласный, отражающий, вероятно, некоторую структурную перестройку, предшествующую седиментации. О трансгрессивном налегании аулиетасских отложений свидетельствует наличие в базальных горизонтах толщи линз гравелитов и конгломератов, содержащих гальку подстилающих вулканогенных и осадочных пород.

Возраст аулиетасской толщи определяется по растительным остаткам *Potodendron prigorovski* Z al., *Sphenophyllum subtenerrium* Nath., *Lepidodendron* cf. *acuminatum* (L o e r p), найденным К. И. Дворцовой [35] за северной границей площади, в районе хромитового рудника Аккарга. По серийной легенде подразделение отвечает фамену.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования «переходного» возраста развиты в трех мегазонах Уральской складчатой системы – Западно-Уральской, Магнитогорской и Восточно-Уральской.

Ямашлинская, мазитовская, куруильская, иткуловская свиты объединенные ($D_3-C_{1jm÷it}$) принадлежат к Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ; образуют полосу шириной 2–10 км, протягивающуюся в северо-северо-западном направлении от р. Урал на юге до верховьев р. Ускалык на севере. В разрезе присутствуют чередующиеся гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями и линзами известняков, кремней, мергелей. Породы смяты в дисгармоничные линейные складки северо-северо-западной или меридиональной ориентировки. Крупные формы осложнены мелкой складчатостью и нарушены надвиговыми чешуями. Сколько-нибудь существенный метаморфизм не зафиксирован; породы всех свит объединенного стратона претерпели лишь диагенетические преобразования.

Ямашлинская свита состоит из трех пачек: нижняя – песчаники, гравелиты, алевролиты, иногда с органическим детритом (обломки криноидей, брахиопод); средняя – переслаивание кремней, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев; верхняя – известняки слоистые детритовые с линзами кремнисто-известняковых брекчий, прослоями кремней и углисто-глинистых сланцев. Мощность свиты 80–100 м. В породах богатые комплексы конодонтов и фораминифер кушелгинского и лытвинского горизонтов фамена [80, 183]. Отложения свиты залегают с небольшим стратиграфическим несогласием на карбонатной толще. Следы размыва наблюдаются в обнажениях по правому берегу р. Кишкильдя [80].

Мазитовская свита, согласно залегающая на ямашлинской свите, сложена полимиктовыми гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками; мощность ее от 100 до 300 м. В известняках нижней части разреза фораминиферы гумеровского, выше – малевского и упинского горизонтов турнейского яруса [35, 183]. Стратон согласно перекрывается куруильской свитой.

Куруильская свита выполнена кремнистыми известняками с прослоями кремнистых сланцев, кремнистых аргиллитов, редко песчаников и алевролитов; мощность до 220 м. В известняках наблюдаются фораминиферы, остракоды и конодонты косореченского и кизеловского горизонтов турне. Свита согласно, участками с небольшим размывом перекрывается образованиями иткуловской свиты [35, 80].

Иткуловская свита состоит из переслаивающихся глинисто-кремнистых известняков, известковистых песчаников и алевролитов с преобладанием известняков; мощность 400–850 м. В породах многочисленные фораминиферы тульского и алексинского горизонтов, конодонты косьвинского горизонта турне, нижней части визе, а также остракоды визейского облика. Вышележащая бухарчинская свита залегают на ней несогласно.

Исходя из приведенных определений органических остатков, время формирования свит объединенного стратона ограничено интервалом от позднего фамена по ранние фазы визе. Суммарная мощность объединенного подразделения 820–1420 м.

Зилаирская свита (D_3-C_{1z}) выделена Л. С. Либровичем в 1932 г., является «полизональной» и слагает обширные пространства на Южном Урале. Она распространена в Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой зоны, а также в Зилаиро-Лемвинской и Западно-Магнитогорской СФЗ. В составе ее преобладают граувакковые (на западе – полимиктовые) песчаники и гравелиты (с линзами конгломератов), алевролиты, аргиллиты, прослой и линзы известняков, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, реже кремней.

В Западно-Уральской мегазоне в нижней части флишоидного разреза свиты доминируют зеленовато-серые и серые алевролиты, аргиллиты и полимиктовые песчаники. Залегают они на сарбаевской свите без видимого несогласия (в скважинах), на поверхности контакты этих подразделений тектонические. На более древние стратоны зилаирская свита ложится с размывом. Мощность ее в западных зонах 1500–1800 м. Породы сильно дислоцированы, собраны в мелкие изоклиналильные складки с интенсивно

проявленным кливажом. Более молодые палеозойские отложения в стратиграфических соотношениях с зилайскими породами здесь не установлены. На водоразделе рек Кишкильдя и Малая Бухарча В. Ф. Кондратенко наблюдался фациальный переход верхней части зилайской свиты через желтые кремнистые песчаники в кремнисто-аргиллито-алевролитовую (с линзами известняков) толщу, которая, по ее мнению, является аналогом киинской свиты Северных Мугоджар [80].

В Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ (бассейн р. Туратка) зилайская свита сложена чередующимися полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углисто-глинистыми сланцами с прослоями кремнистых сланцев. Южнее, у пос. Аккермановка разрез, вскрытый скважинами, дополняется глинисто-известковыми сланцами и известняками; макро- и микрофауна в известняках относится к чепчуговскому горизонту фаменского яруса. В Узынкыро-Сибайской подзоне в опорном разрезе по берегу Ириклинского водохранилища (в 6 км южнее пос. Энергетик) преобладают граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты; реже встречаются гравелиты, конгломераты, кремнистые сланцы, спорадически – линзы и прослои известняков.

Общая мощность свиты 1000–1830 м. Представительные комплексы конодонтов, фораминифер, брахиопод и гониатитов, собранные на территории Г. А. Степановой, относятся к шамейскому, чепчуговскому и хвощевскому горизонтам фаменского яруса [35]. На более северных площадях (лист N-40) во многих изученных разрезах возраст свиты по конодонтам также ограничивается фаменом, в объеме зон *Late triangularis*–*expansa* [1]. Временной интервал формирования стратона принимается фаменско-раннекаменноугольным, так как именно такой возраст (по макро- и микрофауне) свита имеет в стратотипе; в последнее время это подтверждено там и конодонтами. При этом верхний возрастной рубеж подразделения считается не ниже ржевского горизонта турне (по другим данным поднимается до усть-греховского горизонта визе). Очевидно, что верхняя граница зилайской свиты является скользящей.

Новоивановская толща и шумилинская свита объединенные ($D_3-C_{1ni} + \delta m$) развиты в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ; оба подразделения выделены В. М. Мосейчуком (1990 г.), соотношения между ними стратиграфически согласные. Составы этих стратонов в пределах территории близки и отличаются лишь количественным соотношением пород. Они представлены лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов, риолитов, туфоконгломератами с подчиненным количеством туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, углисто-глинистых сланцев, редко известняков и известняковых конгломератов. Общая мощность их от 1200 до 1400 м. Субвулканические образования (на карте не показаны) выражены мало мощными дайками и силлами трахидолеритов, трахиандезитов, трахидацитов, трахириолитов. Химические составы пород относятся к субщелочному ряду известково-щелочной серии с калиево-натриевым типом щелочности [99]. Минеральные ассоциации отвечают цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фациям динамо-термального метаморфизма.

На площади в известняках шумилинской свиты определены фораминиферы раннего турне, в алевролитах – споры фамена [99]. Севернее, на территории листа N-40 эта свита достаточно полно охарактеризована находками конодонтов и фораминифер позднефаменского возраста, в объеме чепчуговского и хвощевского горизонтов [1] и, кроме того, спор и пыльцы раннего турне. Новоивановская толща отождествляется с шамейским горизонтом низов фамена. Таким образом, возраст объединенных новоивановской толщи и шумилинской свиты определяется как фаменско-раннетурнейский. Породы новоивановской толщи несогласно, с разрывом залегают на урлядинской толще [1, 99] и несогласно перекрываются образованиями домбаровской свиты.

Березняковская толща (D_3-C_1br) локализуется в Еленовско-Кумакской грабен-синклинали, относится к Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Небольшие естественные обнажения толщи можно наблюдать по правому берегу р. Кумак, у одноименного поселка; более полные ее разрезы вскрыты скважинами. В ее составе преобладают туфы, реже лавы базальтов, трахиандезитов, трахидацитов, риолитов, распространены туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты; в виде прослоев встречаются углисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, реже известняки. Мощность этих образований колеблется от 1000 до 1300 м [101]. Породы толщи интенсивно рассланцованы, претерпели динамо-термальный метаморфизм в низкотемпературных условиях фации зеленых сланцев и ороговикование в экзоконтактах интрузий с появлением биотит-кварцевых и биотит-плагиоклазовых ассоциаций. Субвулканические образования (не выносились на карту) представлены штоками, дайками трахидацитов и андезитов. Химические составы вулканитов характеризуются повышенной общей щелочностью и образуют непрерывный ряд от базальтов и трахибазальтов до трахидацитов преимущественно с калиево-натриевым типом щелочности.

В средней части березняковской толщи, в углисто-глинистых сланцах выявлен представительный комплекс спор раннетурнейского возраста. Нижняя ее возрастная граница определена по аналогии: богатые сборы остатков флоры фаменского возраста известны в основании близких по составу и положению в разрезе толщ (кургинской и др.), развитых севернее, на листе N-41 [35]. Верхняя возрастная граница определяется согласным налеганием брединской свиты, охарактеризованной в низах турнейскими фораминиферами. Таким образом, возраст березняковской толщи принимается как фаменско-раннетурнейский. Контакты с более древними стратонами тектонические.

Ащисуйская толща ($D_3-C_1a\check{s}$) распространена в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Выходы ее известны в верховьях балки Мийлисай и на водоразделе ее с р. Ащису. Более полные, вскрытые скважинами, разрезы представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, иногда пестроцветными, а также сланцами глинистыми и углисто-глинистыми (в разной степени, но в целом слабо метаморфизованными) с прослоями и линзами известняков, базальтов; мощность до 2500 м. В породах толщи интенсивно развиты сланцеватость и микроплойчатость.

Данных о стратиграфических соотношениях ащисуйской толщи со смежными стратонами на площади явно недостаточно. В скважинах (164 и др.) ее породы вроде бы согласно перекрываются вулканогенными и вулканитами вышележащей кенгуссайской толщи. На контакте наблюдается лишь слабое дробление, осветление, объемное окварцевание пород (или насыщение линзочками кварца). Нижняя граница толщи не известна, так как ее приподошвенная часть оборвана региональным разломом. Южнее, в Восточном Прииргизье и Юго-Западном Тургае, по данным казахских геологов, отложения толщи несогласно, с размывом залегают на подстилающих породах. В них найдены комплексы миоспор фамена–раннего турне [101]; на описываемой же площади определяемая фауна не обнаружена. Севернее (лист N-41) этот стратон охарактеризован фораминиферами зон *Equasiendothyra bella*–*Septatournayella gausegae*, *Quasiendothyra communis*, *Bisphaera malevkensis*–*Earlandia minima* и лоны *Latiendothyra latispiralis*, конодонтами зоны ***Palmatolepis marginifera***, а также шамейскими гониатитами зоны *cheiloceras*. На этом основании возраст ащисуйской толщи принимается фаменско-раннетурнейским (не моложе режевского времени).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Стратоны раннекаменноугольного возраста зафиксированы на больших глубинах в чехле Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская и Прикаспийская СФцМО), а на современном эрозионном срезе откартированы почти во всех (кроме Западно-Уральской – там этот уровень присутствует в объединенных подразделениях переходного возраста) мегазонах Уральской складчатой системы. Таксоны характеризуются в последовательности, отражающей расположение структурно-формационных единиц – с запада на восток.

Аргиллито-известняковая толща (C_{1ai}) вскрыта многими скважинами (11, 12, 45, 46, 55 и др.) в Камско-Бельской и Северо-Прикаспийской СФцО на глубинах более 2,5 км. Разрез состоит из известняков, часто доломитизированных (до вторичных доломитов) с прослоями темно-серых аргиллитов, реже алевролитов, песчаников, мергелей, ангидритов. Известняки серого и темно-серого цвета, преимущественно органогенные (кораллово-брахиоподово-фораминиферовые, водорослево-фораминиферовые) и органогенно-детритовые, прослоями пелитоморфные, глинистые и битуминозные; породы неравномерно перекристаллизованы и доломитизированы. Доломиты серые, мелко- и тонкокристаллические, окремненные, часто с обломочной или реликтивно-органогенной структурой. Аргиллиты и алевролиты распределены в разрезе неравномерно, в основном тяготея к нижней его половине. В Северо-Прикаспийской СФцО наибольшее количество их наблюдается на юго-востоке, в долине р. Малая Хобда и резко уменьшается в северо-западном направлении, почти исчезая у западной границы площади. Породы претерпели лишь диагенетические преобразования. Мощность подразделения от 520 до 1800 м.

В известняках содержатся фораминиферы турнейского, визейского и серпуховского ярусов; в аргиллитах найдены споры, характерные для бобринского горизонта визе. Аргиллитово-известняковая толща залегает со стратиграфическим несогласием на верхнефаменских отложениях кровли зилимской серии и несогласно перекрывается (в Камско-Бельской области) известняковой толщей среднего-верхнего карбона.

Новотроицкая и белоглинская толщи нерасчлененные (C_{1nt-bl}) относятся к Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ. Распространены на листе М-40 только в Аккермановско-Анастасьевском грабене, где вскрыты карьерами и поисковыми скважинами. В хорошо изученных разрезах наблюдаются чередующиеся известняки, известково-кремнистые породы, диатомиты, алевролиты и углисто-глинистые сланцы, нередко с конгломератами в основании. Толщи отличаются количественным соотношением пород; суммарная их мощность до 530 м. В породах часто развит кливаж, зоны дробления, субстрат претерпел лишь диагенетические преобразования.

В известняках определены брахиоподы и фораминиферы верхней части визе и серпуховского яруса. Новотроицкая толща залегает (по документации отдельных скважин) несогласно (с базальными конгломератами в основании) на более древних стратонах; на поверхности соотношения ее с девонскими подразделениями не ясны. Контакт белоглинской и новотроицкой толщ согласный (через переслаивание); последняя перекрывается со стратиграфическим несогласием аккермановской свитой.

Домбаровская, кугутыкская свиты и карбонатно-терригенная толща объединенные (C_{1dm+ct}) распространены в Узельгинско-Ириклинской и Уйско-Домбаровской подзонах, Восточно-Магнитогорской СФЗ.

Домбаровская свита в нижней части сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев; верхняя ее часть представлена песчаниками (преимущественно мелкозернистыми), алевролитами, углисто-глинистыми сланцами (с пластами каменного угля) и линзами известняков; мощность ее до 400 м. Породы включают флору и аммоноидеи турнейского яруса. Свита залегает с разрывом на вулканиках девона.

Кугутыкская свита представлена аргиллитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями песчаников, известняков, редко углей; мощность 100–500 м. Содержит фауну и флору поздне-турнейского и ранневизейского уровней. На домбаровской свите залегает согласно с нерезкими (через переслаивание) границами.

Карбонатно-терригенная толща развита в тектонических блоках севернее долины р. Кумак. Представлена она переслаиванием песчаников, алевролитов, углистых, углисто-глинистых сланцев, известняков. В Домбаровско-Джарлинской грабен-синклинали в низах разреза доминируют псефитовые и псаммитовые породы (конгломераты, гравелиты, песчаники), включающие редкие линзы метариолитов; в верхах – преимущественно мелко- и тонкозернистые терригенные отложения с прослоями углисто-кремнистых сланцев и мраморизованных известняков. Мощность

толщи 300–600 м. В прослоях известняков на западе полосы ее распространения найдены раннекаменноугольные фораминиферы. Контакты толщи с другими стратонами тектонические. Предполагается, что она наращивает визейскую часть разреза на юге Восточно-Магнитогорской зоны. Однако нельзя полностью исключать и того, что стратон является фациальным аналогом кугутыкской свиты.

Породы описываемых подразделений сильно дислоцированы и перекристаллизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации и низкотемпературной ступени фации зеленых сланцев. Общая их мощность оценивается в 800–1000 м.

Березовская свита (C_{1br}) развита в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, в основном в южной части Джусинско-Акжарской грабен-синклинали. В хороших ее разрезах выделяются три подсвиты. Первая (маломощная) представлена туфопесчаниками, песчаниками, конгломератами, туфоконгломератами с прослоями лав кислого и основного состава, линзами известняков и углисто-кремнисто-глинистых сланцев. В составе второй подсвиты доминирующую роль играют афировые и плагиофировые базальты. В подчиненном количестве встречаются туфы основного и смешанного состава, тефроиды, лавы кислого состава, линзы известняков. Наиболее полный разрез этой подсвиты и ее контакт с первой вскрыты скважинами. На тефроидах основного состава (кровля второй подсвиты) залегают туфы, тефроиды смешанного и кислого состава с прослоями кислых, средних (нормального и субщелочного ряда) лав, которые относятся к третьей подсвите. В низах последней наблюдаются маломощные прослои углеродсодержащих парасланцев, известняков. Преобразования пород отвечают условиям пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой (низкотемпературная субфация) фаций, иногда они ограничиваются лишь диагенетическими изменениями.

Общая мощность березовской свиты – в пределах 400–800 м. В ней найдены остатки фораминифер *Parathuramina tuberculata* Lip., *Septaglomospiranella* (*Neoseptaglomospiranella*) *karakubensis* Brazhn. et Vdov., *Endothyra* ex gr. *antiqua* Raus., *Brunsia irregulari* (Moell.), *Tournayella* cf. *discoidea* Dain, *T. moelleri* Mal., *Spinoendothyra costifera* (Lip.), *Latiendothyra latispiralis* Lip., кораллов *Syringopora reticulata* Gold. Указанные фаунистические находки позволяют считать возраст березовской свиты позднеуральско-ранневизейским. С учетом палеонтологической характеристики на более северных площадях, где этот стратон изучен лучше, объем свиты отвечает косьвинскому горизонту турне, обручевскому, бурлинскому, усть-греховскому и жуковскому горизонтам визе.

На нижележащих образованиях (шумилинская свита, а иногда и урлядинская толща) березовская свита залегает несогласно. Контакты с вышележащими стратонами тектонические. Таким образом, существенно вулканогенная березовская свита близка по времени формирования к вышеописанному объединенному стратону, представленному в основном осадочными фациями. В исключительных случаях (сокращенные разрезы с выпадением кугутыкской и карбонатно-терригенной толщ и существенным «предберезовским» размывом) она ложится на домбаровскую свиту.

Греховская свита (C_{1gr}) слагает здесь южную оконечность Гумбейской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ. Выходы ее протягиваются от северной границы листа М-40-VI на юг до долины р. Жоса, где выклиниваются по сходящимся разломам. Наиболее представительный разрез наблюдается в правом береговом обрыве долины р. Суундук. Здесь преобладают лавы, лавобрекчии и туфы базальтов, андезибазальтов, трахидацитов, риолитов с прослоями ксенотуфов, туффитов, туфопесчаников и линзами известняков. В верховьях р. Якши-Акжар в составе свиты в значительных количествах появляются лавы и туфы дацитов, трахидацитов, трахириодацитов. Мощность подразделения в указанных разрезах колеблется от 400 до 800 м. Севернее (лист N-40) в известняках свиты собрана микрофауна, отвечающая почти всем (кроме самой нижней) фораминиферovým зонам визе, а также конодонтовой зоне *Gnathodus bilineatus*. Стратон принимается в объеме бурлинского, усть-греховского, жуковского, каменск-уральского, аверинского и богдановичского горизонтов.

Полоцкая толща (C_{1pl}) выделена В. М. Мосейчуком (2000 г.) при ГДП-200; здесь она локально развита в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, занимая небольшое пространство в междуречье Суундука и Якши-Акжара, у северной границы площади. Обнажения ее отсутствуют, толща вскрыта картировочными скважинами. В составе преобладают лавы, туфы базальтов, лейкобазальтов, андезибазальтов, реже андезитов, дацитов и риолитов; встречаются прослои тонкослоистых туффитов от алевритовой до пелитовой размерности. В области южного выклинивания Айджерганского тектонического покрова в разрезе толщи преобладают зеленые ортосланцы основного состава. Неполная ее мощность 250–500 м. Границы с более древними стратонами тектонические, контакты с вышележащей каморзинской толщей на описываемой территории не изучены.

Органические остатки в пределах площади не обнаружены. Раннекаменноугольный возраст полоцкой толщи принят в соответствии с Легендой Уральской серии листов ГК-1000/3 [64]. Севернее (лист N-40) в опорных разрезах подразделения конодонты зоны *Lohria cracoviensis*.

Солнечная толща (C_{1sl}) локализуется здесь только в Алапаевско-Адамовской СФЗ, слагает небольшие тектонические блоки в северной части площади. Преобладают песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты, в подчиненном количестве находятся известняки, встречаются прослои углей, редкие линзы вулканитов основного состава. Мощность толщи до 800 м. Соотношения с нижележащей березняковской и перекрывающей биргильдинской толщами на описываемой площади тектонические.

Возраст отложений в районе установлен по остаткам микрофауны и спор древних папоротников, коламитов и других растений [101]. В углистых сланцах и алевролитах обнаружены комплексы спор: *Trachytriletes* cf. *minutus* Naum., *T.* cf. *solidus* Naum., *Zonotriletes psilopteris* Luber., *Calamotriletes microrugosus major* Luber., *Ernestiodenbronales grandis* Luber., *Cycadofilictriletes testiculatus* Luber., *Angaropteritriletes trichacanthus* f. *temus* Luber., *Cycadofilictriletes mollis* Luber., *C. scrupus* Luber., характерные для верхов турне и нижней части визе. В известняках

определены фораминиферы *Earlandia alegas* (Raus et Reitl.), *Endothyra* cf. *tuberculata* Lip., *E. ex gr. tatispiralis* Lip., *E. cf. brevivoluta* (Lip.), *E. ex gr. tenuiseptata* (Lip.), *E. ex gr. stiendothyra* (Lip.), *Tetrataxia* cf. *expansus* Mal., *Dainella*(?) sp. indet., *Septaglomospiranella*(?) sp., *Brunsiina* cf. *uralica* Lip. ранневизейского возраста. По совокупности палеонтологических данных (в том числе и на смежных территориях) возраст солнечной толщи отвечает интервалу от верхов турнейского яруса по жуковский горизонт визе включительно.

Биргильдинская толща (C₁bg) как самостоятельный стратон развита здесь в Челябинско-Суундукской подзоне, откартирована в бассейне рек Суундук и Каинда, где целиком слагает отдельные тектонические блоки Кваркенского грабена. Фрагменты ее разреза наблюдаются по берегам упомянутых рек, а также р. Крыкла, кроме того, толща вскрыта многочисленными скважинами. Она состоит из известняков (часто мраморизованных) с прослоями глинисто-известковых, углисто-глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже гравелитов и конгломератов (в среднем течении р. Крыкла, за северной границей площади), линзами доломитов, в том числе вторичных. Мощность толщи 400–600 м. Породы собраны в складки, осложненные малоамплитудными разломами, часто раздроблены и рассланцованы.

В известняках толщи содержатся раннекаменноугольные кораллы, а также (большой частью за рамкой площади) богатые комплексы фораминифер, конодонтов, водорослей, датирующих ее интервалом от раннего визе по серпуховское время включительно. Соотношения с более древней солнечной толщей тектонические; верхняя граница с палеозойскими стратонами на территории не установлена.

Березиновская свита и брединская толща объединены (C₁bz÷bd) развиты на небольшом участке в северо-западном углу листа М-41 и продолжаются за его пределы. Это картируемое подразделение относится к Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Березиновская толща представлена сероцветными или красноцветными (гематитизированными) ксенотуфами, туфами и лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, лавами дацитов, риодацитов, реже трахибазальтов, трахиандезитов с прослоями кремнистых туффитов и известняков. Большинство вулканитов умереннокалиевые и низкожелезистые, принадлежат к известково-щелочной генетической серии. В составе брединской свиты присутствуют песчаники, алевролиты, аргиллиты, филлиты, сланцы углисто-глинистые, углисто-кремнистые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые с линзами известняков, прослоями каменных углей, иногда базальтов, андезибазальтов и их туфов. Характерна значительная фациальная изменчивость этих пород по латерали, а по вертикали – неоднократная повторяемость псаммито-алевролитовых пачек мощностью 15–40 м. В целом же в низах разреза брединской свиты преобладают песчаники (кварцевые и олигомиктовые), в верхах – алевролиты с линзами известняков. В песчаниках отмечается большое разнообразие аксессуарных минералов: апатит, кианит, ильменит, циркон, лейкоксен, рутил, пирит, халькопирит, хромшпинелиды и др.

Мощность объединенного стратона до 1500 м. Контакты его с солнечной толщей и магматитами кособродского комплекса – тектонические. Динамотермальные преобразования пород соответствуют пренит-пумпеллиитовой фации и низкотемпературной ступени зеленосланцевой фации метаморфизма. Возраст установлен по многочисленным находкам (преимущественно за пределами площади) флоры и фауны, в том числе руководящих видов турнейских брахиопод и фораминифер раннего визе.

Брединская свита, тугундинская и биргильдинская толщи объединенные (C_1bd+bg) выделены в той же Копейско-Ушкотинской подзоне, где слагают (в узкой полосе на востоке таксона) Еленовско-Ушкотинский и Аниховско-Кумакский грабены. Состоит этот стратон в большей своей нижней части из песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, гравелитов, конгломератов, с прослоями базальтов, андезибазальтов, редко андезитов и риолитов; в верхней части сложен преимущественно известняками. Общая мощность от 1100 до 1600 м. Комплексы флоры, кораллов и фораминифер в объединенном разрезе указывают на познетурнейско-серпуховский его возраст. Нижний контакт с березняковской толщей согласный, верхняя граница с более молодыми стратонами палеозоя на территории отсутствует.

Кенгуссайская толща (C_1kn) распространена в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, на описываемой территории слагает две полосы субмеридионального простираения. Толща состоит из метабазальтов, а также аповулканогенных сланцев преимущественно основного состава: эпидот-альбит-хлоритовых, хлорит-эпидот-альбитовых, хлорит-альбит-актинолитовых, эпидот-актинолит-альбитовых, актинолит-эпидот-альбитовых, эпидот-альбит-актинолитовых; в подчинении находятся углистые филлиты и сланцы, в первичном составе которых, вероятно, существенную роль играла терригенная составляющая: эпидот-биотит-альбитовые, эпидот-альбит-биотитовые. Последние (по наличию реликтовых структур и текстур) образовались по следующим породам: туфоалевролитам и туфоалевропелитам – 45%, тефрогенным алевролитам и песчаникам – 40%, гиалокластитовым тефроидам псаммитовой размерности основного состава – 15%.

Сколько-нибудь представительные естественные разрезы толщи отсутствуют. Небольшой выход ее пород наблюдается в обрыве по левому берегу р. Тобол, в 1600 м выше устья р. Ащису. Здесь на протяжении 200 м обнажаются зеленовато-серые эпидот-хлорит-полевошпатовые и полевошпат-хлоритовые сланцы мелкозернистые (до микрозернистых) с бластопсаммитовой, бластоалевритовой и бластоалевропелитовой структурой и плоскопараллельной текстурой. В сланцах видны реликты гиалокластических образований основного состава и слабовыраженная слоистость; они образовались скорее всего по хорошоотсортированным гиалокластитовым тефроидам различной гранулометрической размерности.

Более полные разрезы кенгуссайской толщи в восточной полосе ее развития наблюдались в структурных скважинах [114]. Там на рассланцованных песчаниках ащисуйской толщи залегают кремнистые сланцы, сменяющиеся выше зелеными ортосланцами переменного минерального состава,

образованными по тефроидам и туфам пироксен-плагиофировых базальтов преимущественно псаммитовой размерности. Еще выше залегают апобазальтовые сланцы. Далее идет чередование сланцев (примерно того же минерального состава), возникших по туфам, лавам, гиалокластитам, гиалокластитовым тефроидам, с прослоями туфоалевролитов. В самом верху разреза скважинами вскрыты массивные metabазальты и сланцы по ним, состоящие из хлорита, актинолита, альбита, эпидота с примесью биотита, сфена, ильменита и магнетита.

О разрезе кенгуссайской толщи на западе подзоны можно судить лишь по данным картировочных скважин. В северной части этой полосы (до широты балки Мийлисай) разрез толщи мало отличается от такового в восточной полосе. В нем отсутствуют прослой метаосадочных пород и в несколько больших количествах присутствуют metabазальты. Южнее, от балки Тушесай до верховьев балки Кенгуссай, преобладающие metabазальты и ортосланцы по ним, видимо, слагают лавовую постройку по типу щитового вулкана. На склонах этой постройки встречаются прослой эпидот-альбит-актинолитовых и эпидот-альбит-хлоритовых сланцев (вероятно, по туфам и тефроидам пироксен-плагиофировых базальтов), а также туфопесчаников и известняков. В центральной зоне постройки скважинами иногда вскрываются туфы и лавы риолитов, большей частью рассланцованные. В верховьях балки Тушесай отдельными скважинами пересечены дациты, андезидциты и андезиты экструзивно-лавовой и лавокластической фаций.

Минимальная мощность кенгуссайской толщи меняется от 500 м на севере до 700 м на юге (в верховьях балки Кенгуссай), в целом она увеличивается к центрам извержений (с крупными лавовыми постройками) по крайней мере до 1000 м. Фигурирующие иногда в отчетах большие мощности толщи (до 3–4 км), рассчитанные по геофизическим данным, явно завышены из-за принятой при моделировании низкой ($0,1 \text{ г/см}^3$) избыточной плотности ее пород, которая в действительности (по многочисленным замерам) превышает даже $0,2 \text{ г/см}^3$ [101, 114].

Химические составы метаморфизованных вулканогенных пород делятся на две группы: первая из них недосыщена кремнеземом (47–50%), вторая более обогащена им (51–62 %). По содержанию щелочей обе группы относятся в основном к нормальным базальтам и андезитам, и только несколько анализов из первой группы фиксируют породы субщелочного ряда. По соотношению щелочей они принадлежат к натриевой и (частично) калиево-натриевой сериям. Большинство составов первой группы характеризуется высокими содержаниями элементов группы железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом дифференциации. В составах второй группы более ярко выражен известково-щелочной тренд фракционирования [114].

Кенгуссайская толща согласно залегают на ащисуйской толще и также согласно (через переслаивание) перекрывается тушесайской толщей; в последней встречаются прослой известняков с микрофауной виле. На основе этого, а также данных по смежным территориям возраст кенгуссайской толщи (с некоторой долей условности) принят как позднетурнейский.

Тушесайская толща ($C_1\text{тš}$) развита в той же Троицко-Буруктальской подзоне, слагая большую часть Аккаргино-Шалкарской грабен-

синклинали. В ее пределах она образует две субмеридиональные полосы. Первая при ширине 1–5 км протягивается от долины балки Кенгуссай до верховьев балки Мийлисай и (после небольшого перерыва) до р. Тобол, уходя за границу РФ. Вторая полоса, располагающаяся западнее и южнее оз. Айке, имеющая на юге ширину более 15 км, к северу (в долине р. Тобол) сужается до 1,2 км. В составе тушесайской толщи преобладают чередующиеся конгломераты, песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы (углистые филлиты), в прослоях наблюдаются туфы и лавы основного, редко кислого состава, известняки, апотуффитовые сланцы, микститы. Естественные разрезы в описываемом районе отсутствуют, толща вскрыта опорными (структурными) и многочисленными картировочными скважинами (скв. 135, 136, 137) [101].

В скв. 135 непосредственно под аккаргинской толщей наблюдаются песчаники мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые и граувакковые (с обломками андезитов и дацитов). Среди них встречаются прослои и линзы микститов, конгломератов и филлитовидных углистых алевропелитов. В скв. 136 вскрыта средняя часть разреза, состоящая в основном из переслаивающихся слабо метаморфизованных песчаников, алевролитов, алевропелитов, углисто-глинистых сланцев, реже мраморизованных известняков и конгломератовидных микститов; мощность слоев 0,2–3 м. Нижняя часть толщи, установленная в скв. 137, представлена рассланцованными песчаниками и алевролитами с прослоями (мощностью 0,2–1,8 м) серо-зеленых эпидот-актинолитовых и альбит-хлоритовых сланцев по гиалокластитовым тефроидам основного состава; эта пачка залегает на сланцах кенгуссайской толщи. Описанный тип разреза характерен для всей северной половины площади. В долине р. Тобол в нем несколько меньше известняков и появляются прослои базальтовых металав.

Южнее, в долине балки Тушесай, в толще уже резко преобладают песчаники кварцевого, кварц-полевошпатового и реже грауваккового состава. В основании здесь часто встречаются протяженные линзы (мощностью от 1 до 5 м) метариолитов, филлитов, метабазальтов и апотуфтовых сланцев эпидот-альбит-хлоритового состава. Еще южнее (балка Кенгуссай) терригенный разрез в целом более тонкозернистый: песчаники, филлиты, филлитовидные углисто-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы находятся примерно в равных количествах. В верховьях балки Теренсай в разрезе в большем количестве появляются микститы, лавы плагиофировых андезитов, миндалекаменные метабазальты.

Породы тушесайской толщи почти повсеместно рассланцованы, собраны в складки разных размеров, часто гофрированы. Наблюдаемые минеральные ассоциации образовались в условиях эпидот-пумпеллиит-стильпномелановой и мусковит-хлоритовой субфаций фации зеленых сланцев. Мощность толщи 800–1400 м. Она согласно (через переслаивание) залегает на кенгуссайской толще и согласно перекрывается аккаргинской толщей.

В углисто-глинистых известняках верхов разреза определены фораминиферы *Zoebbia* cf. *pseudoukrainica* V d o v., *Endothyra* ex gr. *lotispilislip*, *E.* ex gr. *paraprisca* S chlyk., *E. smilis* R a u s. et R e i t l., *Globoendothyra* cf. *relicavdov.*, *Paraarchaediscus dubitabilis* O r l., *Tetrataxis* aff. *regularis*

В г а з н., характерные для нижней части визейского яруса. С учетом значительной мощности не охарактеризованной здесь фаунистически нижней части толщи и принимая во внимание находки позднетурнейско-ранневизейских миоспор на сопредельных территориях, объем стратона предположительно отвечает интервалу от верхов турне по усть-греховский горизонт визе.

К а й р а к т и н с к а я т о л щ а (C_{1kk}) относится только к Ильиново-Марииновской подзоне; слагает восточную часть Сарыобинской грабен-синклинали. Естественные выходы отсутствуют. Наиболее полные разрезы, вскрытые скважинами, сложены лавами и туфами базальтов (и метабазальтов), реже андезибазальтов с редкими прослоями андезитов, дацитов, их туфов и туффитов. Среди вулканитов встречаются единичные линзы известняков и мраморов. Описываемое подразделение считается субсинхронным существенно осадочной еткульской толще, с вышележащими докайнозойскими стратонами контакты отсутствуют; границы с более древними толщами – тектонические. Мощность (в том числе с учетом геофизических данных) 400–800 м. Породы кайрактинской толщи метаморфизованы в условиях низкотемпературных субфаций фации зеленых сланцев. Химические составы базальтоидов характеризуются высокими (более 7) отношениями Na_2O/K_2O , повышенными содержаниями титана, суммарного железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом фракционирования. Поздневизейский–серпуховский возраст толщи принят на основании находок фауны в линзах известняков среди базальтов южнее, в Казахстане [35].

Е т к у л ь с к а я т о л щ а (C_{1et}) распространена в обеих подзонах Красногвардейско-Светлинской СФЗ. В Ильиново-Марииновской подзоне, где она изучена лучше, слагает Сарыобинскую грабен-синклинали. В разрезе преобладают мраморизованные известняки, в виде прослоев находятся песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, встречаются линзы конгломератов. Естественные обнажения отсутствуют, почти полный разрез установлен бурением (скв. 130, 132). Нижний контакт не вскрыт, сверху стратон несогласно перекрывается терригенными породами сарыобинской толщи. Мощность еткульской толщи 700–800 м. Породы ее слабо метаморфизованы в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций. За пределами листа М-41, севернее пос. Комсомольский в известняках верхней части разреза собрана обильная фауна, на основе которой возраст толщи принят как поздневизейский [35, 101]. Не исключается, что ее прикровельная часть относится уже к серпуховскому ярусу.

А к к а р г и н с к а я т о л щ а (C_{1ak}) распространена в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ; слагает западную часть Аккаргино-Шалкарской грабен-синклинали, где в виде полосы шириной 2–5 км протягивается от долины р. Тобол до верховьев балки Мийлисай, выклиниваясь на широте оз. Батбакты. В южной части площади толща развита локально, в верховьях балки Кенгуссай, в районе пос. Первомайский и юго-западнее оз. Шалкар-Ега-Кара.

На севере в ее составе можно выделить две подтолщи: нижняя состоит из лав и туфов андезитов, андезидацитов, реже дацитов, андезибазальтов

с прослоями туфов смешанного состава, туффитов, пирокласто-осадочных пород и известняков. К верхам подтолщи увеличивается количество линзовидных тел (мощностью от 4 до 42 м), сложенных рифоидными органо-генными известняками. Последние часто мраморизованы, а в зоне южного экзоконтакта Барамбаевского массива и вокруг других мелких тел гранитоидов – скарнированы. Мощность нижней подтолщи колеблется от 400 до 600 м. Верхняя подтолща там же развита локально, выполняет ядра мелких синклиналей. О ее разрезе можно судить по картировочным скважинам: в основном это алевропелиты, слабо метаморфизованные углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы и песчаники; количество последних резко увеличивается в направлении северной границы площади. Среди указанных пород нередко прослой известняков, углисто-глинисто-известковых сланцев, иногда встречаются линзы дацитовых и риолитовых лав, туффитов и вулканокласто-терригенных пород. Мощность верхней подтолщи от 200 до 400 м.

Южнее (балка Кенгуссай) разрез аккаргинской толщи состоит из переслаивающихся песчаников, алевролитов, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, плагиофировых и афировых базальтов, туфов основного и смешанного состава, а также туффитов. Вулканогенные образования сконцентрированы здесь в нижней части толщи и (частично) в самых ее верхах. В долине р. Аккарга в основании разреза картируются невыдержанные покровы лав и линзы туфов основного состава, часто преобразованные в альбит-актинолитовые и альбит-хлоритовые сланцы. У пос. Первомайский в низах разреза преобладают риолиты и дациты экстрезивно-лавовой фации, сменяющиеся выше терригенными породами. Юго-западнее оз. Шалкар-Ега-Кара толща сложена базальтами, андезитами, дацитами, их туфами, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами. В подчинении находятся туффиты, известняки (в том числе интенсивно мраморизованные), филлиты.

Общая мощность стратона от 600 до 1000 м. Метабазальты и метаандезибазальты аккаргинской толщи по петрографическому составу близки к тем, что встречаются в нижележащей тущесайской толще. Они состоят из альбита (№ 2–8) или альбит-олигоклаза, актинолита (или уралита), хлорита, эпидота, пренита, серицита, карбоната с примесью (в разных количествах) пылевидного магнетита, лейкоксена, сфена. Метаморфические преобразования пород отвечают низким ступеням зеленосланцевой фации. Вулканиды аккаргинской толщи часто изменены метасоматически (пропитализированы, березитизированы) с развитием ассоциаций: карбонат + серицит + хлорит, серицит + хлорит, серицит + кварц (вплоть до вторичных кварцитов), иногда они несут прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию. Химические составы вулканидов (в основном нормальной щелочности) образуют непрерывный ряд по содержанию кремнезема – от 50 до 66%. Повышенная щелочность отмечена лишь в некоторых составах базальтов и отчасти, возможно, связана с вторичными аллохимическими изменениями (серицитизацией, альбитизацией). По содержанию сидерофильных элементов и по вариациям коэффициента фракционирования все они относятся к известково-щелочной серии.

В известняках нижней части разреза аккаргинской толщи (скв. 135, интервал 157–159 м) обнаружены фораминиферы *Globoendothyra* sp. indet., *Endothyranopsis* (?) sp. indet. На сопредельных площадях установлены жуковские формы (*Globoendothyra ishimica* и др.), что позволяет предположительно датировать ее верхним визе. Стратон согласно залегает на образованиях тушесайской толщи.

Кулыкольская толща (С₁к1) развита в пределах Урайско-Денисовской СФЗ (крайняя восточная часть листа М-41, на границе с Казахстаном), где является единственным картируемым в ней подразделением. Обнажения толщи отсутствуют, о ее составе можно судить только по картировочным скважинам [114]. В нижней части разреза преобладают риолиты и дациты с прослоями их туфов, а также туффитов, в подчиненном количестве присутствуют терригенные породы: гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и углисто-кремнистые сланцы. Песчаники полевошпат-кварцевые и кварцевые, часто с угловато-окатанными обломками этих минералов; цемент базальный, реже пленочный глинистый и карбонатный. Обломочный материал гравелитов полимиктовый: кварц, кремни, кремнистые туффиты, кварциты, андезибазальты, базальты, андезиты, андезидациты. Вулканогенные породы большей частью порфировые с вкрапленниками плагиоклаза, к которому иногда присоединяются темноцветные минералы: амфиболизированный пироксен и зеленая роговая обманка. Они зачастую нацело хлоритизированы, эпидотизированы.

Верхняя часть толщи представлена риолитами, дацитами, андезитами, андезибазальтами с прослоями туфов основного, реже смешанного состава и туффитов. Эффузивы часто имеют порфировую структуру с плагиоклазом в виде вкрапленников. Вулканокласто-терригенные породы, особенно слоистые туффиты и туфопесчаники, слабо рассланцованы, хлоритизированы и серицитизированы.

Мощность стратона превышает 500 м. Возраст кулыкольской толщи (по определениям фораминифер на сопредельной территории) раннекаменноугольный (не древнее верхней половины визе) [64]. Соотношения с другими стратонами не установлены.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Подразделения с подобным переходным возрастом немногочисленны: одно из них выделяется в Западно-Уральской СФМЗ, два других – в Магнитогорской мегазоне.

Бухарчинская, унбетовская, кугарчинская свиты объединены (С₁₋₂bc+kč) распространены в Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, где их отложения в виде полосы шириной 3–7 км прослеживаются в северо-северо-западном направлении от р. Урал на юге до верховьев р. Ускалык на севере. Объединены в отдельное картируемое подразделение по условиям масштаба.

В разрезе бухарчинской свиты принимают участие переслаивающиеся известняки, известковистые песчаники и алевролиты, мергели, опоковидные образования, серые и черные кремни. Среди известняков встречаются

пелитоморфные, мелкозернистые, детритовые и органогенно-обломочные разности. В основании свиты залегают массивные кремнистые известняки, которые И. В. Хворова в 1937 г. выделила под названием «бухарчинский горизонт» [183]. Стратон несогласно залегают на образованиях иткуловской свиты и согласно перекрывается породами унбетовской свиты. Мощность бухарчинской свиты составляет 300–400 м. Породы ее содержат многочисленные фораминиферы и конодонты серпуховского и низов башкирского ярусов.

Унбетовская свита представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, редко черных кремней, мергелей (омарганцованных и лимонитизированных) с пропластками углистого вещества. Встречаются биогермные постройки известняков с фораминиферами сюранского и акавасского подъярусов. Мощность 300–500 м. Подразделение согласно залегают на бухарчинской свите и согласно, участками с небольшим размывом, перекрывается терригенными отложениями кугарчинской свиты.

Кугарчинская свита сложена ритмично переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, иногда конгломератами на известковистом цементе. Встречаются прослои, редко биогермы органогенно-детритовых известняков. Мощность свиты 250–400 м. В известняках обильные фораминиферы аскынбашского, ташастинского, асатауского горизонтов и нижней части московского подъяруса [183]; в междуречье Куруил–Бухарча встречены только башкирские формы, что, возможно, связано здесь с незначительным размывом верхней части свиты [80]. На остальной площади развития стратона вышележащая золотогорская свита залегают согласно без признаков перерыва.

Породы названных свит смяты в линейные складки разных порядков – прямые, иногда опрокинутые; изменения их первичного состава отражают лишь проявленные в разной степени диагенетические преобразования. Общая мощность объединенных свит колеблется от 700 до 1300 м.

Кизильская свита ($C_{1-2}kz$) широко распространена на Южном Урале, в пределах описываемой территории локализуется только в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Разрезы ее наблюдаются по берегам Ириклинского водохранилища. Большая нижняя часть свиты сложена известняками органогенными и органогенно-детритовыми, реже доломитами, сланцами глинисто-известковыми с маломощными прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников, редко туфотерригенных пород и линзами конгломератов в основании. В верхней части разреза у пос. Чапаевка известняки сменяются пачкой (мощностью до 250 м), состоящей из переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников с прослоями детритовых известняков. Завершается разрез здесь известняками с прослоями углисто-глинистых сланцев, алевролитов, редко полимиктовых песчаников и туфопесчаников; мощность этой пачки 70–200 м.

Общая мощность кизильской свиты 600–1000 м. В ее породах фиксируются обильные комплексы поздневизейских–серпуховских брахиопод, а также фораминифер поздневизейского, серпуховского и башкирского (не моложе аскынбашского) возраста. Залегают стратон с размывом и конгломе-

ратами в основании на березовской свите, в других местах – на кугутыкской (или даже домбаровской) свитах и без видимого несогласия ложится на карбонатно-терригенную толщу; перекрывается он (с незначительным размывом) уртазымской свитой.

Ка мор з и н с к а я т о л щ а (C_{1-2kn}) принадлежит к Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Распространена южнее площади выходов полоцкой толщи, на правобережье балки Сарыадыр и в долине р. Суундук (при впадении в нее р. Урус-Кискен). обнажения коренных пород практически отсутствуют, о ее составе можно судить только по картировочным скважинам и горным выработкам.

Толща представлена переслаиванием известняков органогенно-детритовых, часто мраморизованных, и углисто-глинистых известняков с прослоями углисто-известковистых аргиллитов, углисто-глинисто-карбонатных сланцев, алевролитов известняков, редко алевролитов, калькаренитов (от алевроитовой до псаммитовой размерности), полимиктовых мелкозернистых песчаников и углисто-кремнистых пород. Встречаются редкие линзы сидеритов мощностью от 0,2 до 1 м. Слоистость в породах отчетливая, чаще тонкая; мощность слоев от 5 до 50 см, редко до 1 м. Мощность толщи от 200 до 800 м. Органические остатки в пределах площади не встречены. В Легенде Уральской серии листов ГК-1000/3 она отвечает интервалу от верхней части визе (верхи жуковского горизонта) по башкирский ярус (почти весь, до низов асагауского горизонта) включительно [64]. Этот возраст подтверждается на более северных территориях находками фораминифер, брахиопод, кораллов.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекаменноугольные стратифицированные подразделения выделены только в Магнитогорской мегазоне.

А к к е р м а н о в с к а я с в и т а (C_{2ak}) относится к Вознесенско-Прискамарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ; распространена на юге подзоны, в основном в пределах Аккермановско-Анастасьевского грабена. Обнажается вдоль балки Белоглинка, вскрыта в карьерах, контакты и разрез изучены скважинами. В разрезе свиты преобладают известняки с линзами (от 0,2 до 4 м в раздувах) светло-серых кремней, отмечаются прослои мергелей и глинистых сланцев. Известняки (от темно-серого до светло-серого цвета) органогенные, органогенно-детритовые, пелитоморфные, мелко- и микрокристаллические (афанитовые), участками доломитизированные и окремненные. Мощность свиты до 400 м. В известняках обнаруживаются обильные комплексы фораминифер башкирского яруса (в объеме богдановского, каменногорского и акавасского горизонтов). Свита залегает со стратиграфическим несогласием на белоглинской толще, перекрывается отложениями верхнего триаса и нижней юры.

У р т а з ы м с к а я с в и т а (C_{2ur}) развита в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ и отмечает собой осевую часть Магнитогорского синклиория. Разрез свиты содержит переслаивающиеся известняки, известняковые брекчии, песчаники, алевролиты, аргиллиты,

реже конгломераты и мергели. В низах его преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями конгломератов и известняков, в верхах – известняки с прослоями известняковых брекчий, известковистых полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей. Мощность 800–1200 м.

В известняках уртазымской свиты установлены фораминиферы московского яруса, переотложенные башкирские и даже раннекаменноугольные фораминиферы. Залегают на кизильской свите с размывом.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Самые молодые (среди собственно каменноугольных) стратифицируемые образования довольно широко распространены в чехле Восточно-Европейской платформы и на западе Урала; кроме того, они выделяются в Восточно-Уральской структурно-формационной мегазоне.

Известняковая толща (C_{2-3i}) развита в Камско-Бельской СФЦО, где вскрыта скважинами на глубине 2,5–4 км (скв. 45, 46, 51, 55 и др.); выделяется только на разрезах. Она сложена известняками с прослоями аргиллитов, реже доломитов и конгломератов (внизу). Известняки органогенно-детритовые, органогенные (преимущественно водорослевые, криноидно-водорослевые, фораминиферовые), реже органогенно-обломочные, пелитоморфные и оолитовые; участками породы перекристаллизованы и доломитизированы. Маломощные прослои аргиллитов, редко известковых песчаников встречаются по всему разрезу. Редкие линзы известковистых конгломератов находятся в основании разреза. Описываемый стратон залегают на аргиллито-известняковой толще со стратиграфическим несогласием. Известняковая толща несогласно перекрывается отложениями сульфатно-карбонатной или же (на востоке области) сульфатно-галогенной толщ приуральского отдела перми. Мощность ее 180–1100 м. По всему разрезу толщи в известняках отмечены многочисленные фораминиферы башкирского, московского и касимовского ярусов [168].

Золотогорская, абзановская, зианчуринская свиты объединенные ($C_{2-3zg-zn}$) картируются в Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ в виде «складчатой» полосы шириной от 2,5 до 7,5 км, протягивающейся от северной границы площади (от р. Акберда) на юго-восток до долины р. Урал. Суммарная мощность этого подразделения варьирует от 510 до 1450 м.

Золотогорская свита состоит из двух пачек толстоплитчатых преимущественно пелитоморфных известняков, разделенных слоем известковистых песчаников и аргиллитов и перекрытых пачкой буровато-серых глин с прослоями глинистых песчаников и органогенно-обломочных известняков. Мощность свиты до 500 м. Нижняя пачка согласно (участками предположительно с небольшим размывом) залегают на кугарчинской свите. Многочисленные фораминиферы, обнаруженные в органогенно-обломочных известняках описываемого стратона, среди которых определены *Fusulinella bocki* Moell., *F. pulchra* Rauser et Bel., *Fusulina cylindrica* Fisch., *F. samarica* Rauser, *F. elegans* Rauser et Bel., *Staffella sphaeroidea*

Ehrenberg., *Parastaffella moelleri* Ozawa, *Wedekindellina dutkewitchi* Rauser et Bel. и др., свидетельствуют о принадлежности вмещающих пород к подольскому и мячковскому подъярусам московского яруса [183].

Абзановская свита состоит из ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников (иногда с примесью гравия в основании слоев); в виде прослоев встречаются известняки, редко гравелиты и конгломераты. Мощность слоев от 5 до 100 см, флишеидных ритмов – до 2,5 м. Известняки органогенные, полидетритовые, реже гравийно-песчанистые с обильной фауной фораминифер кревкинского, хамовнического и нижней части дорогомиловского горизонтов касимовского яруса. Мощность свиты 400–600 м. В разрезе по правому берегу р. Ассель ее образования согласно залегают на вышеописанной золотогорской свите.

Зианчури́нская свита представлена двумя типами разрезов: «урало-сакмарским» и «сакмаро-икским» [183]. Первый тип, распространенный к югу от р. Сакмара, состоит из переслаивающихся конгломерато-брекчий, глинисто-глыбовых оползневых брекчий, песчаников, алевролитов, аргиллитов с отдельными прослоями известняков, доломитов. Мощность этого разреза 418 м. К северу от р. Сакмара зианчури́нская свита представлена флишеидным чередованием терригенных пород с прослоями и линзами конгломерато-брекчий. Общая мощность свиты около 500 м. В известняках фораминиферы верхней части дорогомиловского и добрятинского горизонтов (верхи касимовского и низы гжельского ярусов).

Сарыобинская толща (C_{2-3sr}) относится к Ильиново-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ; слагает осевую часть Сарыобинской грабен-синклинали. Разрез ее изучен только по картировочным скважинам. Сложена толща пестроцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами; мощность ее 100–600 м. Органические остатки встречаются только в известняковых гальках из конгломератов и представлены визейско-серпуховскими фораминиферами и брахиоподами. Восточнее, в Урайско-Денисовской СФЗ (на территории Казахстана) в подобных же красноцветных континентальных отложениях найдена флора средне-позднекаменноугольного возраста [35]. Сарыобинская толща залегают на размытой поверхности различных стратонів нижнего карбона. Верхняя ее граница не установлена.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Образования такого возраста широко развиты в Западно-Уральской СФМЗ и имеют ограниченное распространение в Магнитогорской мегазоне.

Сюренская свита (C_3-P_1sr) выделяется в приплатформенной части западного склона Урала; слагает извилистую полосу северо-западного простирания, протягивающуюся от нижнего течения р. Киялы-Буртя до северной границы площади. В ее разрезе преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями глинистых известняков, мергелей, реже органогенно-обломочных известняков (главным образом в нижней части). Свита без видимого несогласия залегают на глыбовых конгломерато-

брекчиях нижележащей зианчуринской свиты и согласно перекрывается образованиями ускалыкской свиты. Нередко (в депрессионных фациях) разрез сложен черными битуминозными аргиллитами с прослоями темных детритовых известняков и силицитов. Мощность сюренской свиты в среднем составляет 750–800 м.

Нижняя часть разреза охарактеризована в основном тритицитами, редкими ругозофузулинами и фузулинеллами. Возраст этого интервала определяется присутствием *Triticites variabilis* Ros., *Tr. cf. parvulus* Schell., *Tr. cf. vetustus* (Schell.), *Tr. cf. communis* var. *krasnoinkensis* Raus., *Tr. cf. longus mucronatus* Ros., появляющихся в верхнем карбоне не ниже зоны Rauserites (*Triticites*) *stuckenbergi* и встречающихся вплоть до ассельского яруса включительно. Здесь же определены *Rugosofusulina praevia* Schtuk., *Pseudofusulina cf. krotowi caudate* Raus. – виды, встречающиеся как в верхней части карбона, так и в нижней перми. Видовой состав комплекса фораминифер меняется в верхней части разреза сюренской свиты, появляются *Sphaeroschwagerina fusiformis* Krot., *Paraschwagerina cf. primaeva* Raus., *Pseudofusulina ex gr. fecunda* и *Ps. exuberata* var. *macra* Scham. и субсферические формы *Triticites uniensis* Urozd. Определены также конодонты зоны *Streptognathodus elongates*. Объем стратона соответствует интервалу от гжельского по ассельский (большая часть холодноложского горизонта) ярусы.

Янгельская свита (C_3 – P_{1jn}) принадлежит к Узельгино-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ; развита на небольшой площади в междуречье Буртя–Ташла, левых притоков р. Урал (у северной рамки трапеции М-40-V). Разрезы ее на поверхности отсутствуют, изучены по картировочным скважинам. Свита состоит из переслаивающихся красноцветных, реже сероцветных полимиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов с прослоями и линзами известняков, реже гипсов. Мощность этих отложений 500–550 м. Подразделение со стратиграфическим несогласием залегает на уртазымской свите. В известняках установлены немногочисленные фораминиферы верхнего карбона, в алевролитах – раннепермский СПК. Позднекаменноугольно-раннепермский возраст свиты принят в соответствии с Легендой Уральской серии листов ГК-1000/3 [64].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Стратифицируемые образования пермской системы распространены в западной части листа М-40 и представлены всеми ее отделами.

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Нижнепермские подразделения выделяются на востоке Русской плиты (Волго-Уральская и Прикаспийская мегаобласти) и в Предуральской мегазоне. Большинство стратонов показано только на разрезах.

Сульфатно-карбонатная толща (P_{1sc}) составляет основание пермского разреза в Кушкульско-Абдуллинской подобласти Камско-

Бельской СФцО; установлена в глубоких скважинах (45, 46, 51 и др.). Представлена известняками пелитоморфными и органогенно-детритовыми с прослоями доломитов, реже ангидритов, редко – известковых песчаников; мощность меняется в значительных пределах – от 40 до 1235 м. В известняках известны фораминиферы ассельского, сакмарского, артинского ярусов. Породы толщи залегают на отложениях позднекаменноугольного возраста со стратиграфическим несогласием.

Доломито-известняковая толща (P_{1di}) выделена в Северо-Прикаспийской СФцО; установлена в скважинах (89, 92, 93 и др.). Представлена известняками, часто доломитизированными, вторичными доломитами, вверху – с прослоями ангидритов. Известняки органогенные тубифитово-микросгустковые, органогенно-комковато-детритовые с прослоями оолитовых разновидностей. Доломиты серые до темно-серых и почти черных, иногда пиритизированные, вмещают прослой силицитов. В скважинах 92 и 93 доломиты слабопористые с неравномерным содержанием черного битуминозного органического вещества, прослоями реликтово-криноидные [4, 124]. Ангидриты известковистые светло-серые тонкозернистые; мощность их прослоев в верхней части разреза до 9 м. Мощность доломито-известняковой толщи от первых десятков метров до 1300 м. В известняках собраны богатые комплексы фораминифер ассельского, сакмарского и артинского ярусов. На нижележащих стратонах толща залегают несогласно с размывом; перекрывается согласно сульфатно-галогенной толщей или (только в Северо-Прикаспийской СФцО) субсинхронной ей сульфатно-доломитовой толщей.

Ускалыкская, курмаинская, сарабильская, малоикская, кондуоровская, актастинская, байгенджинская, шафеевская свиты объединенные ($P_{1us÷sf}$) занимают обширную площадь в пределах двух восточных подзон (Никольско-Красноусольской и Суренско-Симской) Акбулакско-Кропачевской СФцЗ; протягиваются изогнутой полосой от северной границы листа М-40 (от правобережья р. Ускалык) на юго-восток до верховьев р. Алимбет, постепенно расширяясь при этом от 5 до 25 км. Отложения указанных свит слагают карбонатно-терригенный разрез, состоящий из переслаивающихся (иногда ритмично) песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями и пачками (мощностью до 176 м) известняков, реже линзами мергелей, гравелитов и очень редко – конгломератов. Свиты различаются количественным соотношением названных пород. Общая мощность «объединенного» стратона 1710–2550 м.

В прослоях известняков содержится фауна криноидей, брахиопод, мшанок, пелеципод, гониатитов и обильные комплексы фузулинид ассельского (шиханский горизонт), сакмарского и артинского ярусов, а также саранинского горизонта кунгурского яруса; последний отвечает верхней части разреза (байгенджинская и шафеевская свиты). Образования самой нижней (ускалыкской) свиты согласно залегают на породах сюренской свиты.

Сульфатно-галогенная толща (P_{1sg}) повсеместно развивается в крайней западной части листа М-40, залегая на разных глубинах в Камско-Бельской и Северо-Прикаспийской СФцО, а также под мезозойско-

кайнозойскими образованиями (в отдельных тектонических блоках) в пределах Акбулакско-Кропачевской СФцЗ. Характерной особенностью ее разреза является наличие пластов каменной соли, в меньших количествах – калийных солей, полигалитовых, галит-ангидритовых, ангидрит-полигалитовых, сильвинит-галитовых, карналлит-галитовых, полигалит-ангидрит-галитовых ассоциаций. Пласты солей в силу большой способности к пластическим деформациям легко меняют свою форму, образуя мощные и сложные по конфигурации и строению соляные массивы, валы, купола. Часто купола имеют диапировые ядра, сложенные в верхах гипсами и ангидритами. Некоторые из них выходят на поверхность, обнажаясь в карстовых воронках, которые в масштабе карты показать невозможно. В целом толща характеризуется резкими изменениями в составе и мощностях слагающих ее пород. В основании обычно залегает пачка, состоящая из ангидритов с прослоями известняков и доломитов; мощность ее 23–110 м. В Северо-Прикаспийской СФцО и Акбулакско-Кропачевской зоне наблюдаются наибольшие изменения в литолого-фациальном составе толщи, выражающиеся в замещении сульфатных и галогенных пород сульфатно-карбонатно-терригенными. В разрезах последних преобладают глины, аргиллиты, алевролиты и песчаники с маломощными прослоями солей, сильно загрязненных глинистым материалом. В нижних частях этих разрезов встречаются грубозернистые обломочные породы – конгломераты и гравелиты, быстро выклинивающиеся по простирацию.

Мощность сульфатно-галогенной толщи сильно изменчива и в целом увеличивается в южном направлении от 250–1870 м в Камско-Бельской СФцО до 5900 м в юго-восточном секторе Северо-Прикаспийской СФцО. В известняках и доломитах нижней половины толщи собраны фораминиферы преимущественно филипповского горизонта. В средней и верхней частях разреза обнаружены спорово-пыльцевые комплексы кунгурского возраста [168, 169, 183]; объем подразделение принимается соответствующим этому ярусу целиком [64]. На участках со слабо проявленной солянокупольной тектоникой установлено, что сульфатно-галогенная толща согласно залегает на артинских образованиях сульфатно-карбонатной или доломито-известняковой толщ, в Предуральской мегазоне – шафеевской свиты; при выклинивании (на востоке) первой из них – со стратиграфическим перерывом на средне-верхнекаменноугольной известняковой толще. Согласно перекрывается нежинской, на западе – бугурусланской свитами [183]; по простирацию в восточном направлении она сменяется терригенной толщей, в юго-западном – сульфатно-доломитовой толщей.

Сульфатно-доломитовая толща (P_{1sd}) выделена только в Северо-Прикаспийской СФцО; вскрыта бурением в северо-западном ее секторе (скв. 89, 92, 93 и др.). В наиболее изученном разрезе скв. 92 намечается пять пачек (сверху вниз): доломито-глинисто-сульфатная, (в скв. 93 вместо нее – доломито-галогенно-сульфатная) – 39 м; песчано-алевролитоглинистая (286 м); доломито-терригенная с примесью сульфатов (240 м); терригенно-доломитовая с прослоями ангидритов (290 м); пачка тонкого переслаивания (0,1–2 см) сульфатов, доломитов, известняков и смешанных сульфатно-доломитовых и сульфатно-доломитово-известковых пород

(124 м). В кровельной части толщи появляются прослои каменной соли, количество и мощность которых возрастают к юго-востоку. В этом направлении сульфатно-доломитовая толща постепенно, начиная с верхних горизонтов, замещается вышеописанной сульфатно-галогенной толщей. Мощность стратона 670–1090 м. В прослоях известняков нижней части разреза определены остракоды, характерные для кунгурского яруса Южного и Среднего Предуралья [4]. Контакты толщи с ниже- и вышележащими отложениями согласные, с постепенными переходами (через переслаивание).

Сульфатно-терригенная толща (P_{1st}) распространена в Суренско-Симской подзоне Акбулакско-Кропачевской СФцЗ; слагает тектонические блоки, крылья и ядра отлогих складок высоких порядков в междуречье Сакмара–Урал. Разрез ее состоит из трех частей. В нижней и верхней резко преобладают терригенные породы: глины, аргиллиты, алевролиты и песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. Средняя часть сложена преимущественно ангидритами и гипсами, часто со слоистостью ленточного типа, иногда с разобранной галькой и гравием известняков, аргиллитов, кремней, сцементированных гипсовым материалом. Мощность толщи 100–400 м. В породах обнаруживаются споры папоротников и папоротникообразной флоры кунгурского возраста [183]. Соотношения с нижележащей суренской и вышележащей нежинской свитами согласные.

Нежинская свита (P_{1nz}) как самостоятельное картируемое подразделение выделяется в Суренско-Симской подзоне Акбулакско-Кропачевской СФцЗ. На поверхность выходит только по правобережью р. Киялы-Буртя, между поселками Новый и Ровный. На остальной площади ее отложения вскрыты небольшим количеством глубоких скважин. Свита представлена преимущественно красноцветными алевролитами, глинами, песчаниками с прослоями известняков, ангидритов, гипсов. В самых низах разреза преобладают сероцветные разновидности терригенных пород и значительно возрастает их средняя гранулометрическая размерность, появляются маломощные пачки средне-крупнозернистых песчаников, чередующихся с темно-серыми глинами и алевролитами. Мощность нежинской свиты здесь до 500 м. В ее породах обнаружены миоспоры, характерные для уфимского яруса [183]. Соотношения стратона с нижележащей сульфатно-терригенной толщей кунгура из-за интенсивного проявления соляного диапиризма в основном тектонические, и только в пределах передовых складок Урала (на Урало-Сакмарском водоразделе) вскрыто согласное налегание пород нежинской свиты на указанных отложениях [183].

ПРИУРАЛЬСКИЙ–БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛЫ

«Переходные» отложения этих отделов распространены в тех же районах, что и собственно нижнепермские стратоны, за исключением Суренско-Симской подзоны.

Терригенно-карбонатная толща (P_{1-2tc}) выделена в Северо-Прикаспийской СФцО в разрезах глубоких скважин (89, 91, 92, 93 и др.). Там на глубинах 3–4,9 км вскрыта породная ассоциация, состоящая из доломитов, известняков, алевролитов, глин, мергелей, песчаников с

прослоями ангидритов и каменной соли. Наблюдаются два типа разрезов, различающихся соотношением терригенных и карбонатных пород [62]. В северной части структурно-фациальной области (скв. 91) в толще выделяются три пачки. Нижняя пачка сложена доломитами с прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников (267 м). Средняя образована равномерно (в соотношении 1:1) переслаивающимися терригенными и карбонатными породами (318 м). Верхняя пачка состоит в основном из терригенных пород с редкими прослоями карбонатов (362 м). Полная мощность разреза северного типа до 1132 м.

Южнее, в долине р. Илек (скв. 89, 92, 93, 96) разрез толщи состоит также из трех пачек. Нижняя пачка начинается неравномерно чередующимися доломитами, мергелями и алевролитами с прослоями песчаников, а выше сменяется переслаиванием глин, алевролитов, песчаников с подчиненными прослоями доломитов, известняков, мергелей и каменной соли (250–790 м). Средняя пачка состоит из доломитов, алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников, ангидритов, известняков и мергелей (448–850 м). Верхняя пачка представлена в основном терригенными сильно сульфатизированными образованиями (52–260 м). Терригенные породы красноцветные и пестроцветные до серо-коричневых и серых.

Общая мощность терригенно-карбонатной толщи до 2000 м. В ее отложениях обнаружены остракоды и спорово-пыльцевые комплексы уфимского и казанского ярусов. Залегает толща согласно на сульфатно-доломитовой или сульфатно-галоогенной (не осложненной солянокупольной тектоникой) толщах. С последней на участках развития куполов контакты тектонизированные. Вышележащая карбонатно-терригенная толща также залегает согласно.

Бугурусланская, калиновская, гидрохимическая свиты объединенные ($P_{1-2}bg+gd$) в виде небольших локальных площадей (часто внескв. масштабах) установлены в Камско-Бельской СФЦО, а также в Предуралье (Нежинско-Ишимбаевская и Никольско-Красноусольская подзоны). В долинах рек Урал и Донгуз разрезы их вскрыты многочисленными скважинами (45, 46, 51 и др.).

Бугурусланская свита на правом берегу р. Урал и непосредственно в ее долине представлена внизу песчаниками, алевролитами с прослоями доломитов, известняков, мергелей, глин, сверху – глинами, песчаниками, алевролитами, известняками, мергелями. Терригенные породы и мергели пестроокрашенные. По всему разрезу встречаются тонкие прослои и желваки гипсов, реже ангидритов. На левом берегу р. Урал свита сложена переслаивающимися алевролитами, глинами и доломитами с прослоями известняков, мергелей и ангидритов. Мощность бугурусланской свиты от 112 до 140 м. В ее породах обнаружены остракоды уфимского микрофаунистического комплекса [168]. На большей части Камско-Бельской СФЦО бугурусланская свита ложится на сульфатно-галоогенную толщу согласно. В зонах соляных штоков они разделены разломами.

Калиновская свита образует небольшие естественные выходы в долине р. Донгуз. В скважинах (долина р. Урал) внизу она сложена преимущественно глинами, сверху – песчаниками, алевролитами с прослоями

известняков, доломитов, глин, редко ангидритов. На левобережье р. Урал в разрезе свиты преобладают глины, алевролиты и доломиты, чаще появляются прослой ангидритов. Мощность свиты от 45 до 125 м. В известняках найдены брахиоподы и гастроподы, в глинах – остракоды, характерные для казанского яруса. На сводах и крыльях соляных куполов калиновская свита трансгрессивно залегает на бугурусланской свите, вдали от куполов наблюдаются постепенные переходы между ними [168].

Гидрохимическая свита установлена на поверхности только в карьере у с. Нижнепавловка. На западе, в бассейне р. Черная она представлена 5–11-метровым пластом серых и голубоватых ангидритов с маломощными прослоями доломитов. Восточнее ангидриты сменяются доломитами, а затем, в долине р. Донгуз – известняками с прослоями глин, алевролитов, включающих пропластки и линзочки бурых углей. Южнее верховьев р. Черная в разрезе преобладают уже доломиты и известняки с прослоями ангидритов, глин, алевролитов, редко песчаников. Мощность свиты до 45 м. Ископаемые органические остатки не встречены. На смежных с севера и северо-востока площадях найдены редкие брахиоподы, моллюски, фораминиферы и остракоды, а также выделены миоспоровые комплексы, большая часть которых относится к нижнеказанскому подъярису. Гидрохимическая свита залегает на калиновских отложениях всегда согласно [168]. Суммарная мощность объединенных стратонов 170–305 м.

Нежинская и калиновская свиты объединенные ($P_{1-2n\dot{z}} + kl$). В таком сочетании (по условиям масштаба) эти же упоминавшиеся выше стратоны выделяются в двух западных подзонах Акбулакско-Кропачевской СФцЗ. На современном эрозионном срезе слагают ядра двух отлогих антиклиналей. Одна из них расположена в долине р. Урал у с. Нежинка, вторая – южнее, в междуречье Донгуза и Бердянки.

Нежинская свита западнее меридиана, проходящего через с. Беляевка, сложена глинами с пластами (до 10 м) алевролитов и прослоями доломитов, известняков, песчаников. На юге, в бассейне р. Бердянка в глинах отмечается больше прослоев песчаников и мергелей. В восточном направлении глины замещаются алевролитами, увеличивается количество прослоев песчаников (часто с линзами гравелитов и конгломератов). Цвет пород коричневый, красно-коричневый, коричневато-серый, часты и разновидности с пестрой окраской. Мощность свиты увеличивается с запада на восток от 130–160 до 320–360 м. В мергелях, глинах и известняках определен богатый комплекс остракод соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса [168]. Контакты нежинской свиты с сульфатно-галогенной толщей в зонах соляных куполов тектонические, в межкупольных зонах свита ложится на гипсы и ангидриты названной толщи согласно, нередко с плавным переходом.

Калиновская свита на сводах соляных куполов в основании сложена мелкозернистыми «медистыми» песчаниками, трансгрессивно залегающими на нежинской свите. В межкупольных зонах переход между свитами плавный, через переслаивание серо-красных и красновато-серых глин и алевролитов. Разрез калиновской свиты состоит из четырех пачек (снизу вверх): 1) глины, алевролиты, песчаники с прослоями мергелей и

известняков (11–46 м); 2) в основном известняки с маломощными прослоями глин (5–36 м); 3) разнородные косослоистые песчаники с прослоями алевролитов, реже глин (5–46 м); 4) пестроокрашенные глины, алевролиты, мергели, известняки и песчаники (до 13 м). Мощность калиновской свиты от 60 до 120 м. В нижних трех пачках обнаружены брахиоподы и пелециподы нижеказанского подъяруса.

Суммарная мощность нежинской и калиновской свит в приведенных разрезах колеблется от 200 до 480 м.

БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛ

Среднепермские образования распространены в Камско-Бельской, Северо-Прикаспийской СФЦО и Акбулакско-Кропачевской СФЦЗ.

Сосновская, сокская, большекинельская свиты объединенные (P_{2ss+bk}) занимают обширные площади в пределах Кушкульско-Абдуллинской подобласти Камско-Бельской СФЦО, образуя выходы на поверхность в долине р. Урал. В обобщенном их разрезе преобладают песчаники, алевролиты, глины с прослоями известняков, мергелей, доломитов. С запада на восток в частных разрезах свит наблюдаются плавные изменения.

Сосновская свита на западе образована ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинами, доломитами и ангидритами. На востоке она на 80% представлена терригенными породами; доломиты и ангидриты в резком подчинении. Мощность свиты 92–110 м. На гидрохимической свите сосновские отложения всегда залегают согласно. Сосновская и сокская свиты связаны между собой пачкой (30–35 м) плавного перехода с постепенным изменением количественного соотношения литологических разновидностей.

Сокская свита на правобережье р. Урал состоит из двух пачек: нижней – песчаники с прослоями глин, алевролитов (60–80 м) и верхней – глины и алевролиты (20–40 м). К востоку и на левобережье р. Урал свита представлена переслаиванием алевролитов, глин, песчаников с редкими прослоями доломитов, известняков и мергелей. В сосновской и сокской свитах определены остракоды и пелециподы верхнеказанского подъяруса.

Большекинельская свита на западе и юго-западе области своего развития состоит из алевролитов и глин с прослоями песчаников и карбонатных пород. На востоке в ней выделяется от 2 до 5 циклитов, каждый из которых начинается пачкой косослоистых песчаников с линзами конгломератов и заканчивается мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами, иногда мергелями или известняками. По всему разрезу отмечаются границы размыва, сопровождающие косослоистые песчаники. Контакты свиты с подстилающими сокскими породами также имеют эрозионный характер. Мощность большекинельской свиты 60–110 м. В ее отложениях обнаружены пелециподы нижеуржумского подъяруса [168].

Суммарная мощность объединенных свит от 240 до 365 м.

Карбонатно-терригенная толща (P_{2ct}) выделена впервые по результатам документации и обобщения разрезов глубокого бурения в

Северо-Прикаспийской СФцО (скв. 89, 92, 93, 96 и др.); установлена на глубинах от 2000 до 3300 м. Выше доломитов и известняков подстилающей терригенно-карбонатной толщи залегают переслаивающиеся глины, алевролиты, песчаники с прослоями известняков, доломитов, реже ангидритов и каменной соли. В нижней и средней частях разреза наблюдается ритмичное чередование песчаников (песков), алевролитов и глин. При этом мощность прослоев псаммитовых разностей значительно меньше мощности алевролитов и глин. В долине р. Илек (скв. 92, 93) ритмы часто венчаются слоями (до 1 м) известняков или мергелей. Севернее, в верховьях р. Елшанка строение разреза также близко к ритмичному, но с ярко проявленным нижним ритмом (основанием), мощность которого от 10 до 50 м. Начинается он пластом косослоистых серовато-коричневых песчаников с линзами (до 0,3 м) конгломератов. Далее залегают, как правило, алевролиты с прослоями аргиллитоподобных глин в голове ритма. Выше нижнего многослоя следуют несколько менее выраженных ритмов вплоть до кровли толщи. В средней ее части на долю песчаников в ритмах приходится 40–50%, в верхах преобладают алевролиты и аргиллиты (60–70%), иногда с прослоями мергелей или известняков. Мощность карбонатно-терригенной толщи увеличивается с севера на юг от 130 до 1200 м. В глинах, реже в алевролитах обнаруживаются остракоды, характерные для уржумского яруса [62]. Стратон согласно залегает на терригенно-карбонатной толще; при этом самая нижняя его часть, представленная в основном песчаниками, по-видимому, относится к казанскому ярусу. Перекрывается карбонатно-терригенная толща несогласно, с размывом напластованиями красноцветно-терригенной толщи.

Осиновская, белебеевская, салмышская, гребенская свиты объединенные (P_{2os+gr}) распространены в Никольско-Красноуольской в Суренско-Симской подзонах Акбулакско-Кропачевской СФцЗ. Площади их развития откартированы у северной границы площади, в бассейне рек Бол. Ик и Ускалык, в междуречье Сакмары и Урала и в верховьях р. Бурлы. В разрезах свит количественно преобладают красноцветные (красно-коричневые, красно-буро-серые) глины и алевролиты с пачками мелко-среднезернистых (реже разно- и крупнозернистых) песчаников, включающих линзы и невыдержанные прослои конгломератов. В осиновской свите отмечаются прослои мергелей и известняков; это подразделение согласно залегает на породах калиновской свиты. Мощность осиновской свиты до 300 м, белебеевской свиты – 400–700 м, суммарная мощность салмышской и гребенской свит меняется от 200 до 500 м; общая мощность объединенных свит от 530 до 1500 м. В породах осиновской свиты содержатся казанские брахиоподы и фораминиферы, а также спорово-пыльцевые комплексы нижнеказанского подъяруса [183]. Отложения этого стратона согласно, с постепенным переходом перекрываются палеонтологически охарактеризованными образованиями белебеевской свиты. В последних обнаружены флора, лабиринтодонты, остракоды и миоспоровые комплексы верхнеказанского подъяруса. Палеонтологические свидетельства возраста в породах салмышской и гребенской свит редки. В них найдены остатки тетрапод-дейноцефал и остракод, характерных для уржумского яруса.

Белебеевская, салмышская, гребенская свиты объединенные (P_2^{bl+gr}) занимают обширные площади в междуречье Урала и Сакмары, на правом берегу р. Донгуз и левом берегу р. Урал. В таком сочетании картируются в Нежинско-Ишимбаевской подзоне Акбулакско-Кропачевской СФцЗ.

Белебеевская свита образует выходы на картографическую поверхность западнее долготы с. Самородово; в востоку она погружена под более молодые отложения и вскрывается картировочными и поисковыми скважинами. Характер нижней границы свиты зависит от структурной позиции разрезов. На сводах и в присводовых частях соляных куполов она с эрозионным несогласием залегает на калиновской свите. В основании белебеевской свиты в таких разрезах присутствуют либо песчаники, либо конгломераты с гравелитами. В синклинальных и моноклинальных блоках, разделяющих купола, переход между калиновской и белебеевской свитами постепенный. Западнее разрезы последней на этих участках состоят из ритмичного переслаивания красноцветных глин, алевролитов и песчаников. Ритмы часто венчаются слоями пестроцветных мергелей, реже известняков; мощность ритмов от 1 до 5 м. К востоку от долготы с. Самородово из разреза свиты исчезают карбонатные прослои, увеличивается количество песчаников с линзами гравелитов и конгломератов. Мощность стратона возрастает по направлению к центру Предуральской мегазоны от 200 до 650 м. Остатки фауны в свите ограничены в основном остракодами, реже раковинами двустворчатых моллюсков и конхострак, являющихся представителями поволжского горизонта. Позднеказанский возраст белебеевской свиты подтверждают и спорово-пыльцевые комплексы [168].

Салмышская и гребенская свиты картируются на тех же площадях, что и вышеописанное подразделение. Стратотипические их разрезы находятся в бортах оврага Красный у с. Гребени (обн. 14). *Салмышская свита* в указанном разрезе и в обнажениях на левом берегу Сакмары сложена косослоистыми песчаниками с линзами конгломератов и гравелитов, залегающими на размытой поверхности белебеевских глин и алевролитов. В этом районе в свите выделяются две пачки: нижняя, сложенная преимущественно песчаниками (70 м) и верхняя – представленная чередующимися песчаниками (с линзами конгломератов), алевролитами и глинами с прослоями известняков и мергелей (60–70 м). В верхней пачке отчетливо проявлено ритмичное строение. В восточном направлении в разрезах свиты исчезает ритмичность, уменьшается количество и мощность карбонатных прослоев, появляются линзы паттумов и постепенно возрастает их поперечный размер. Мощность салмышской свиты от 100–140 м на западе до 350 м на востоке. *Гребенская свита* по строению и литологическому составу сходна с салмышской свитой, однако в ней отсутствует ярко выраженная ритмичность. В ее разрезах широко развиты глины, увеличивается роль карбонатных пород, особенно в верхах стратона. На востоке площади своего развития свита состоит из пакетов и мощных (до 40 м) пачек переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Мощность этого подразделения от 100 м на северо-западе до 275 м на юго-востоке. В породах салмышской

и гребенской свит обнаружены фоссилизированные кости диноцефалов, раковины двустворчатых моллюсков и остракоды уржумского яруса.

Суммарная мощность трех объединенных свит от 400 до 1275 м. Вышележащая вязовская свита ложится на сильно размытую поверхность гребенских отложений.

БИАРМИЙСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Аманакская свита (P_{2-3am}) распространена в Камско-Бельской СФцО. На картографической поверхности представлена значительно шире, чем все вышеописанные пермские свиты и толщи. Поля ее развития приурочены к бортам долин рек Каргалка, Средняя Каргалка, правобережьям рек Урал и Донгуз. Свита вскрывается также многочисленными картировочными скважинами. Строение и литологический состав стратона близки к таковым в согласно подстилающей большекикнельской свите; граница между ними условная, проводится только по различиям в смежных седиментационных циклах [168]. Разрезы аманакской свиты сложены ритмично чередующимися пачками и пакетами косослоистых песчаников, горизонтальнослоистых глин и алевролитов. Редко встречаются конгломераты и гравелиты, слагающие линзы и отдельные косослоистые серии. В верхах свиты роль песчаников ниже, и их место занимают алевролиты, при этом увеличиваются количество и толщина прослоев карбонатных пород. Мощность свиты 85–125 м.

В аманакской свите найдены остатки различных групп организмов: лабиринтодонтов, рептилий, раковин двустворчатых моллюсков и остракод уржумского и низов северодвинского ярусов. Поскольку в легенде смежной Центрально-Европейской серии листов ГК-1000/3 объем этого подразделения ограничен только уржумским ярусом, по-видимому, можно говорить о небольшом возрастном скольжении верхней границы свиты к востоку.

ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ

Отложения, принадлежащие исключительно к верхнему отделу перми, распространены в пределах тех же областей и зон, что и более древние подразделения системы.

Малокикнельская и кутулукская свиты объединены ($P_{3mk} + kk$) широко развиты в Камско-Бельской СФцО, выходы их на поверхность фиксируются по правобережью р. Урал. На левобережье они прослежены картировочными скважинами южнее широтного отрезка р. Донгуз и в долине р. Урал между селами Дедуровка и Зубочистенка 1-я.

Нижняя граница *малокикнельской свиты* проводится в основании мощной пачки косослоистых песчаников, залегающих с размывом на аманакских отложениях. Большинство разрезов свиты разбивается на две части: нижнюю – существенно песчаниковую и верхнюю – глинисто-алевролитовую. Строение нижней части отчетливо цикличное; мощность циклитов 10–20 м. В основании их косослоистые песчаники, выше следуют ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глины, известняки, редко

мергели. Верхняя часть свиты построена аритмично и на 70% состоит из переслаивания глин и алевролитов, содержащих прослой плитчатых мелкозернистых песчаников и карбонатных пород. Мощность стратона 135–180 м, она максимальна в долине р. Черная, под отложениями триаса. В породах малокинельской свиты содержатся остатки ребер, позвонков батрахозавров, пелециподы и ассоциации остракод, отвечающие северодвинскому ярусу.

Кутулукская свита сложена ритмично переслаивающимися красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками. Мощность ритмов (2–10 м) плавно увеличивается вниз по разрезу. Нередко ритмы заканчиваются слоями мергелей или известняков. Контакт кутулукской и малокинельской свит в разрезах скважин устанавливается в подошве пачки косослоистых песчаников, которые лежат на размытой поверхности малокинельских переслаивающихся глин и алевролитов. Мощность кутулукской свиты 40–65 м. Ископаемые фаунистические остатки в ее породах немногочисленны, за исключением остракод; ассоциация последних характерна для вятского яруса. Остатки позвоночных представлены батрахозаврами. Osteологический материал, найденный на правом берегу Самары в верхней части разреза свиты, выражен крупными костями бедер и тазовых поясов дицинодонтов, позволяющими уверенно говорить о вятском возрасте вмещающих пород. Кутулукская свита с размытом перекрывается копанской свитой нижнего триаса.

Общая мощность объединенных свит 175–245 м.

Красноцветно-терригенная толща (Р₃kt) выделена впервые; относится к Северо-Прикаспийской СФцО и установлена там в разрезах глубоких скважин (89, 91, 92, 93 и др.). Соответствует «верхнетатарскому подъярусу», откартированному В. А. Ефремовым на Илекской площади ГГС-50 [62]. В северной части этой площади (верховья правых притоков р. Илек) красноцветно-терригенная толща слагает крылья Боевогорского и Соль-Илецкого куполов. По данным разведочных скважин в ее основании расположен пласт (мощностью 6–21 м) косослоистых серовато-коричневых песчаников с линзами конгломератов. Залегает он на размытой поверхности переслаивающихся глин и алевролитов нижележащей карбонатно-терригенной толщи с уржумским комплексом остракод [62]. Выше наблюдаются чередующиеся красноцветные глины и алевролиты с прослоями и линзами песчаников, известняков и мергелей; мощность этой пачки от 10 до 55 м. Среднюю часть разреза толщи мощностью до 100 м занимает ритмично построенная пачка терригенных красноцветных пород с мощностью ритмов от 10 м до 20 м. Основание каждого из них слагают мелко- и среднезернистые песчаники, выше следуют алевролиты или глины. Иногда ритмы заканчиваются известняками или мергелями.

Верхняя часть красноцветно-терригенной толщи изучена в опорном разрезе «Корольки» по бортам безымянного оврага на левобережье р. Елшанка, напротив одноименного села. Здесь, как и в разрезах скважин на Боевогорском и Соль-Илецком месторождениях каменной соли, 90% объема приходится на переслаивающиеся красноцветные алевролиты

и глины. В них встречаются линзы и маломощные (до 0,3 м) прослои мелкозернистых песчаников, редко известняков и мергелей [62].

На юге Илекской площади, в долине одноименной реки толща сложена однообразно переслаивающимися красноцветными алевролитами, аргиллитоподобными глинами, песчаниками (или песками) с прослоями известняков и мергелей. Мощность стратона на севере 220–250 м, на юге – до 1000 м. В породах красноцветно-терригенной толщи обнаружены богатые комплексы остракод северодвинского и вятского ярусов. В опорном разрезе из песчаников отобраны многочисленные костные обломки, являющиеся позвонками батрахозавров – представителей вятских земноводных. В разрезе «Корольки» кровля толщи несет следы явного размыва, вышележащие триасовые отложения залегают здесь несогласно с базальным горизонтом песчаников в основании. Южнее, где разрезы триаса и верхней перми близки по составу и строению, признаки несогласного налегания исчезают.

Вязовская и кульчумовская свиты нерасчлененные ($P_3vz-kč$) широко распространены во всех трех подзонах Акбулакско-Крпачевской СФцЗ, выходя на поверхность в долине р. Урал и в междуречье последней и р. Донгуз. Представительные части их разрезов обнажаются в обрывах указанных рек, а также по ручьям Блюменталь и Вязовка. В последнем находится стратотипический разрез вязовской свиты [168].

В основании этого стратона отмечаются пласты песчаников (до 25 м) или замещающих их конгломератов, залегающие на сильно размывтой поверхности гребенской свиты. Нижняя половина подразделения сложена ритмами, состоящими из песчаников, алевролитов и глин, редко (в их верхах) появляются мергели и известняки – конкреционные или пелитоморфные. Часто в песчаниках видна крупная косая клиновидная слоистость. Отдельные косые серии наблюдаются и в конгломератах. Верхняя часть вязовской свиты состоит из тех же пород, но без ритмичного наслоения, с меньшей ролью песчаников и конгломератов и с большим количеством прослоев карбонатных образований. Мощность подразделения меняется от 96 м на западе до 350 м на востоке. Ископаемые остатки в породах свиты представлены фоссилизированными костями позвоночных (рыб, териодонтов, батрахозавров), а также остракодами и пелециподами, характерными для северодвинского яруса.

Кульчумовская свита сложена в основании косослоистыми разнозернистыми песчаниками или мелкогалечными конгломератами, залегающими на размывтой поверхности вязовских алевролитов и глин. Выше наблюдаются чередующиеся пласты красноцветных глин и алевролитов с прослоями (реже линзами) песчаников. Редко встречаются маломощные (до 0,3 м) прослои мергелей, глинистых известняков и (в верхах свиты) конгломератов. В восточном направлении увеличивается количество линз песчаников, а мощность тел, сложенных конгломератами, существенно возрастает (до 7 м); кроме того, исчезают из разрезов прослои карбонатных пород. В верхах разреза залегают линзы гравийных галечников мощностью до 10–12 м, с которыми связаны проявления меди гидротермально-осадочного генезиса. В кульчумовской свите известны многочисленные находки как целых скелетов, так и фрагментов батрахозавров, териодонтов, парейазавров; кроме

того, определены богатые ассоциации остракод. По комплексу фауны свита датируется вятским временем.

Мощность нерасчлененных вязовской и кульчумовской свит 210–700 м. Данное картируемое подразделение с размывом перекрывается блюментальской серией нижнего триаса.

ПРИУРАЛЬСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Бугурусланская, калиновская, гидрохимическая, сосновская, сокская, большекинельская, аманакская свиты объединенные ($P_{1-3}bg-am$). Как отдельное картируемое подразделение выделяются (только для разреза) в Камско-Бельской СФцО, на тех участках, где мощности названных свит не могут быть изображены в принятом масштабе. Сложены они в основном глинами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков. Более подробно их литологический состав, строение, фаунистическая характеристика, соотношения между собой и с другими стратонами отражены выше, в соответствующих подразделах. Суммарная их мощность определяется в 500–800 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

По сравнению с другими листами Уральской серии (кроме, может быть, самых северных) представлена здесь наиболее полно, включает все таксоны общей шкалы, а местные стратоны имеют значительное площадное развитие.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Представлена всеми тремя отделами. Широко распространена в чехле Восточно-Европейской платформы и Предуральской мегазоне, спорадически – на самом юге Урала (в Орско-Таналыкской депрессии). Выделено 12 картируемых подразделений, большинство их олицетворяют валидные таксоны (свиты, серии).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Среди раннемезозойских образований стратоны именно этого отдела пользуются наибольшим развитием на территории.

Копанская свита (T_1kp) охватывает значительные площади в Кушкульско-Абдуллинской подзоне Камско-Бельской СФцО. Обнажения ее располагаются в бортах долин рек Урал, Самара и их притоков. Свита по сути представляет собой единый циклит, сложенный преимущественно (до 70% объема) разнзернистыми косослоистыми песчаниками красновато-серого и коричнево-серого цвета. В подчиненном количестве присутствуют гравелиты и конгломераты, концентрирующиеся в нижней ее

половине, а также смешанные породы типа паттумов. В верхах свиты отмечаются прослойки красновато-коричневых алевролитов и горизонтально-слоистых глин. На правобережье р. Урал в низах стратона зафиксированы конгломераты, состоящие из обломков уральских пород, сцементированных крупнокристаллическим кальцитом. Мощность свиты от 45 до 75 м. В ее породах обнаружены остатки мелких лабиринтодонтов из рода *Tupilakosaurus* и архаичного *Wetlugosaurus samarensis* S e n, являющихся типичными представителями группировки *Tupilakosaurus*–*Luzocephalus*, соответствующей вохминскому горизонту (индскому ярусу) [168]. Более молодая старицкая свита ложится на копанские породы с размывом и базальными конгломератами в основании.

Старицкая и кзылсайская свиты объединенные ($T_{1st} + kz$) также принадлежат к Камско-Бельской структурно-фациальной области; занимают значительные пространства на склонах долины р. Самара и на водоразделе рек Урал и Илек. Наиболее представительные их обнажения располагаются в долине р. Черная и по ее притокам. Свиты, кроме того, вскрываются многочисленными скважинами (1, 45, 46, 49, 50 и др.). Старицкая и кзылсайская свиты выполнены терригенными отложениями, состав которых, окраска и ритмичность строения разрезов в обоих стратонах весьма близки; отличия сводятся лишь к количественному соотношению пород.

Основание старицкой свиты сложено конгломератами, нередко сменяющимися по латерали косослоистыми песчаниками и залегающими на размытой поверхности копанской свиты. В нижней половине описываемого подразделения ритмы сложены только песчаниками. В низах ритмов они среднезернистые и крупнозернистые (последние – с гравием и галькой местных уральских пород); верхняя часть ритмов образована мелкозернистыми песчаниками с субгоризонтальным напластованием и линзами паттумов. Верхняя половина старицкой свиты состоит из многочисленных ритмов, сложенных внизу косослоистыми песчаниками, сменяющимися кверху плитчатыми песчаниками, паттумами, алевролитами и глинами. Мощность свиты 52–65 м, в восточном направлении она увеличивается до 140–180 м.

В кзылсайской свите больше алевролитов и глин (до 55%). Средняя часть ритмов занята переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами, верхняя – только алевролитами и глинами (последние венчают все ритмы). Мощность ритмов уменьшается вверх по разрезу от 8–10 до 3–4 м.

Общая мощность объединенных свит 210–320 м. Комплекс органических остатков в них представлен главным образом тетраподами и конхостраками. Наиболее характерной формой для старицкой свиты является *Benthosuchus sushkini* E fr., указывающий на принадлежность вмещающих пород к рыбинскому горизонту, сопоставляемому с основанием нижне-оленекского подъяруса. Аналогично датируют породы свиты и находки конхострак *Pseudestheria putjatensis* Nov., *Ps. sibirica* Nov., *Estheriina aequalis* (L utk.) и др. За пределами площади в ней установлена фауна остракод, двоякодышащих рыб, акул. В кзылсайской свите обнаружены

слудкинские тетраподы *Angusaurus dentatus* Getman., *Wetlugosaurus angustifrons* Reib., *Benthosuchus bashkiricus* Otscev и многочисленные конхостраки этого же горизонта [168], сопоставляемые со средней частью нижнеоленекского подъяруса.

Гостевская свита (T_{1gs}) распространена в Камско-Бельской СФцО, в бассейне р. Черная (среднее течение). Залегает на кзылсайской свите с эрозийным несогласием. Разрез свиты начинается пачкой (до 7 м) пестроокрашенных косослоистых песчаников с текстурой, характерной для руслового аллювия. Вышележащая часть разреза сложена переслаиванием коричневых полого-волнистослоистых песчаников и алевролитов, а также серовато-коричневых глин; толщина слоев 0,5–2,5 м. Мощность гостевской свиты 60–75 м. В глинах выделен спектр, состоящий в основном из спор *Densoisporites nejburgii* Schul., относимых к верхам оленекского яруса. За пределами площади в свите установлены многочисленные тетраподы, характеризующие самую позднюю из ветлужских группировок – *Vyborosaurus–Angusaurus* и позволяющие отнести стратон к усть-мыльскому горизонту Восточно-Европейской платформы. Юрские образования залегают на сильно размытой поверхности пород гостевской свиты со стратиграфическим несогласием.

Блюментальская серия (T_{1bl}) выделяется во всех трех подзонах Акбулакско-Кропачевской СФцЗ Предуралья. Представлена нижнетриасовыми отложениями, не расчлененными на свиты (это уже упомянутые копанская, старицкая и кзылсайская). Она закартирована на площадях, отличающихся слабой обнаженностью и широким развитием молодых аллювиальных и пролювиальных отложений. Серия изучена здесь в основном по керну картировочных скважин. Нижние две трети ее разреза сложены преимущественно песчаниками и конгломератами, в верхней трети песчаники переслаиваются с алевролитами и глинами. Мощность блюментальской серии 370–1500 м. Фаунистическая характеристика обуславливается тетраподами и конхостраками индского и оленекского ярусов. Стратон залегают стратиграфически несогласно на кульчумовской свите верхней перми.

Петропавловская свита (T_{1pt}) широко развита на левобережье р. Урал и в восточной части Урало-Сакмарского водораздела. Выделена в Нежинско-Ишимбаевской и Никольско-Красноусольской подзонах Акбулакско-Кропачевской СФцЗ. Обнажения свиты известны на правобережье Сакмары, вдоль руч. Консу и по правому берегу р. Донгуз.

На Урало-Сакмарском водоразделе в разрезах свиты выделяется три циклита, состоящих из нескольких элементарных ритмов каждый. Мощность циклитов 50–55 м, ритмов 5–15 м. Для основания ритмов нижнего циклита характерны красновато-коричневые и коричневатые-серые разнозернистые косослоистые песчаники, выше следуют переслаивающиеся серые плитчатые песчаники (всегда преобладающие в ритмах), красноцветные алевролиты и глины. Средний и верхний циклиты отличаются от нижнего большим развитием алевролитов, глин и появлением паттумов. На левобережье р. Урал в основании разрезов петропавловской свиты залегают конгломераты, выше наблюдаются переслаивающиеся песчаники (или пески),

алевролиты и глины. Мощность свиты в западных разрезах 230–250 м, на юго-восток она увеличивается до 400 м.

В разрезе р. Донгуз известны обильные находки тетрапод. Здесь встречаются также фоссилизированные фрагменты скелетов батрахозавров, лабиринтодонтов, текодонтов, праящериц, двоякодышащих рыб. Среди конхострак обнаружены *Cyclotunguzites gutta* (Z u t k.), *Sphaerestheria aldanensis* Nov., *Polygapta petschorica* Mol. Эти ископаемые остатки характерны для яренского надгоризонта [168] и отмечают позднеоленинское время седиментации. Залегает петропавловская свита на отложениях бломентальной серии с размывом, перекрывается несогласно (также с размывом) донгузской свитой.

Каменноручейная толща (T_{1km}) локально развита в Орско-Таналыкской СФЗ, обнажаясь в овраге Каменный лог (правобережье р. Урал), напротив с. Кардаиловка. Толща сложена полимиктовыми валунными и галечными конгломератами, гравелитами с линзами песчаников, алевролитов, глин; мощность ее до 300 м. Раннетриасовый возраст определен по спорам растений. Каменноручейная толща залегает с размывом на более древних (каменноугольных и девонских) отложениях [197].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения нерасчлененных нижнего и среднего отделов выделяются только в чехле Восточно-Европейской платформы, на крайнем юго-востоке Русской плиты (Северо-Прикаспийская СФцО).

Глинисто-алевролитовая толща (T_{1-2ga}) выделена впервые в рамках работ по подготовке к изданию листов Гостеолкарты-1000/3. Установлена в разрезах глубоких разведочных скважин на нефть и газ, пробуренных в бассейне р. Илек (скв. 89, 91, 92, 93, 96). Границы толщи определены в нескольких параметрических скважинах (96 и др.). Здесь между фаунистически охарактеризованными красноцветно-терригенной толщей татарского отдела и суракайской свитой верхнего триаса вскрыты нерасчлененные предположительно триасовые отложения. Они представлены неравномерно переслаивающимися темно-коричневыми и серовато-коричневыми алевролитами, коричнево-красными глинами с прослоями песков, песчаников, реже известняков, мергелей и редкими линзами конгломератов в нижней части разреза. Мощность этих образований от 1000 до 1220 м. Ранне-среднетриасовый возраст пород принят в известной мере условно: по положению их в разрезе; не противоречит этому и раннетриасовый комплекс остракод из нижней половины толщи, выявленный в керне параметрических скважин [62]. На пермских отложениях глинисто-алевролитовая толща залегает преимущественно согласно, иногда с небольшим размывом; перекрывается суракайской толщей со стратиграфическим несогласием.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Донгузская свита (T_{2dn}) выделена только в Никольско-Красноуольской подзоне Акбулакско-Кропачевской СФцЗ. Распространена

на крыльях и в центральных частях наиболее крупных межкупольных блоков. Самые обширные ее выходы наблюдаются в Гавриловской синклинали на правобережье р. Чебенька (правый приток р. Сакмара), скважинами она вскрывается на Урало-Сакмарском водоразделе и левобережье р. Урал к юго-западу от пгт Беляевка. Стратотипический разрез описан по р. Донгуз, левому притоку р. Урал. Стратон ложится на петропавловскую свиту со стратиграфическим несогласием. В Гавриловской синклинали в основании донгузской свиты, имеющей здесь максимальную мощность, залегает пачка средне- и крупнозернистых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов и крупными «катунами» глин [183]. Выше отмечается чередование пестрых глин, глинистых алевролитов с прослоями песчаников. Мощность свиты в пределах области ее распространения меняется от 175 до 400 м.

Палеонтологически донгузская свита охарактеризована весьма полно. С «отложениями дельтовых паводков» связано в стратотипическом разрезе одно из крупнейших в мире сосредоточений среднетриасовой фауны позвоночных. Там в песчаных глинах (слой мощностью 2 м вблизи кровли) найдены многочисленные остатки лабиринтодонтов: капитозавроидов *Eryosuchus tverdochlebovi* Otsch., *Er. garjainovi* Otsch., плагиозавров *Plagioscutum ochevi* Shish.; реже встречаются *Bukobaja* sp. и *Mastodonsaurus* sp. Из рептилий присутствуют фоссилизированные кости текодонтов – рауизхид *Dongusuchus efremovi* Senn. Среди рыб М. Г. Минихом определены *Ceratodus bucobaensis* Minich, *C. orenburgensis* Minich, *C. recticristatus* Vobob. В бассейне р. Бердянка в настоящее время известно 15 местонахождений позвоночных из различных частей разреза. В них, наряду с вышеотмеченными формами, обнаружены остатки проколофона *Kapes serotinus* Novik., териодонта *Antecosuchus ochevi* Tat., дицинодонтов *Rhinodicynodon gracile* Kaland. и *Rhadiodormis klimovi* Efr., тектодонта *Dorosuchus neoetus* Senn. Отдельные формы этого обширного комплекса тетрапод найдены в береговых обрывах р. Карагачка, а также к востоку от нее, на Урало-Сакмарском водоразделе [169]. Кроме того, за пределами площади в свите установлены представительные СПК. Донгузская свита отвечает одноименному горизонту, возрастной объем которого определяется интервалом анизийский ярус–нижнеладинский подъярус среднего триаса. Букобайская свита залегает на донгузских породах с размывом и стратиграфическим несогласием.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Букобайская и суракайская свиты объединенные ($T_{2-3}bk + sr$) развиты во всех трех подзонах Акбулакско-Кропачевской СФЗ; хорошие обнажения имеются преимущественно в Суренско-Симской подзоне, в долине р. Урал и на ее левобережье (в верховьях рек Буртя, Донгуз и по руч. Букобай). Отложения этих свит приурочены к экзогенно-просадочным структурам над сводами диапировых поднятий. Реже они наблюдаются в примыкающих к последним крупных межкупольных («синклинальных») блоках, в частности, на Урало-Сакмарском и Урало-Буртинском водоразделах. Естественные выходы их в целом редки, стратоны вскрыты

в основном картировочными скважинами. Разрезы свит сложены глинами, алевролитами и песчаниками.

Стратотипом *букобайской свиты* является разрез по правому берегу руч. Букобай в его среднем течении. В этом разрезе и на остальных площадях своего развития свита представлена ритмичным переслаиванием глин и алевролитов предположительно озерно-болотного происхождения. Породы пестро окрашены с широкой гаммой цветов (красные, коричневые, малиновые, сиреневые, фиолетовые, серые, желтые). Часты прослой темно-серых глин с углефицированными растительными остатками, редкими линзами лигнитов с обильной листовой флорой. Основания крупных ритмов сложены «палеорусловыми» и «палеодельтовыми» песчаниками, в которых часто встречаются остатки наземных позвоночных, рыб, двустворок, окаменелостей древесины. Мощность базальной пачки от 7 до 20 м. Песчаники основания ложатся несогласно на размытую поверхность донгузской свиты, а иногда и более древних подразделений триаса. Мощность букобайской свиты от 155 до 700 м. Она характеризуется фауной *Mastodonsaurus*, среди которой в стратотипическом и других разрезах на территории листа М-40 наиболее яркие представители – *Mastodonsaurus torvus* K o n z h., *M. maximi* O t s c h., *Bukobaja enigmatica* O t s c h. и др. верхнеладинского подъярсуса [168, 169, 183], которым и определяется объем стратона. Из флористических остатков определены *Equisetites arenaceus* J a l g e r, *Lepidopteris microcellularis* D o b r u s k., *Scytophyllum neryiconfluens* (B r i c k), *S. baschkiricum* D o b r u s k., *Marya synensis* D o b r u s k., *M. prinadae* D o b r u s k., *Aksarina meridionalis* D o b r u s k., *Cladophlebis shensiensis* P a n., *Apolda suracaica* (P r u n.) (В. П. Твердохлебов, 2001). Миоспоровые комплексы представлены *Minutosaccus potonie* M a d l., *M. akutus* M a d l. и др. Довольно широкого возрастного интервала (анизийский–ладинский века); многие из них, возможно, являются переотложенными.

Суракайская свита в упомянутой зоне ложится на букобайские образования согласно, и невыразительная граница между ними чаще всего устанавливается только по результатам палинологических исследований. Состав подразделений непостоянный и меняется от блока к блоку. Определенные различия в тектонической эволюции этих структурных форм, возможное многообразие местных источников сноса, за счет которых сформировалась свита, несомненно, наложили отпечаток на строение ее разрезов. Одни из них (например, в верховье руч. Букобай) почти целиком сложены глинами, среди которых лишь изредка встречаются прослой алевролитов. Другие разрезы образованы мощными (до 70 м) пачками переслаивающихся глин и алевролитов, разделенных слоями (до 9 м) песчаников. Нередки также разрезы, в которых наблюдается ритмичное чередование песчаников, алевролитов и глин (верховья р. Бердянка). Более того, состав и строение свиты разнятся и внутри блоков (впадин): в их центральных частях обычно доминируют алевролиты и глины, на периферии же появляются прослой грубообломочных пород вплоть до конгломератов и брекчий.

Все перечисленные разрезы имеют и общие черты. Прежде всего, это окраска пород: она серая различной тональности (до черной); лишь изредка отмечаются прослой с зеленоватым, коричневатым, а в низах сви-

ты – с красновато-коричневым отливом. Второй признак – наличие в разрезах слоев, линз и пропластков бурых углей (максимальной мощностью до 0,7 м), прослоев сидеритов (до 0,15 м) и сильно углефицированных разностей глин и алевролитов (до 10 м). Наконец, во всех разрезах от их кровли до подошвы встречаются остатки растений – стеблей и листьев, часто с сохранившейся кутикулой. Изредка отмечаются псевдоморфозы марказита по этим остаткам.

Позднетриасовый возраст суракайских сероцветов определяет характерный комплекс спор и пыльцы. В нем доминируют споры папоротников, папоротникообразных, плауновых, каламитов (72–76%). Обращает на себя внимание необыкновенное разнообразие видов (до 42 наименований). Доминанты – диптериевые папоротники. Среди характерных для позднего триаса таксонов присутствуют *Seniretisporites gothae*, *Triancoraesporites ancorae*, *Perinosporites thuringiacus*, *Kyrtomisporites speciosus*, *Duplexysporites coratus* и др. В пылевой части спектра содержатся такие позднетриасовые формы, как *Brachisacus* sp., *Granosacus* sp., *Podosporites amicus*, *Lunatisporites raheticus*, *Paninasporites obulus* [168, 169]. Мощность свиты от 74 до 300 м. Несмотря на то, что решениями IV УрСС (1990 г.) суракайская свита была упразднена (якобы из-за неясного стратиграфического объема) и заменена тремя вспомогательными единицами (слоями с палинокомплексами, отвечающими соответственно карнийскому, норийскому и рэтскому ярусам), в Уральской СЛ ГК-1000/3 [64] стратон сохранен под прежним названием как использованный во многих Государственных геологических картах и из-за сложности в индексации объединенных подразделений, включающих биостратиграфические таксоны.

Суммарная мощность объединенных буюбайской и суракайской свит от 250 до 1000 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Суракайская свита (T_3sr) как самостоятельное подразделение выделена в Северо-Прикаспийской СФцО. Ее образования на поверхность не выходят и изучены только по керну картировочных скважин [62], в комплексе графических материалов ГК-1000/3 показаны только на разрезах. Состав суракайской свиты и здесь крайне непостоянный. Так, в верховьях левых притоков р. Илек, где ею сложены крылья отлогих положительных и отрицательных форм, значительная часть разреза представлена алевролитами и глинами, в которых появляются прослой известняков и бурых углей. В пределах палеоподнятий в разрезах с также преобладающими алевролитами (50% объема) и глинами (45%) встречаются маломощные (до 2 м) прослой и линзы песчаников и конгломератов. Непосредственно в долине р. Илек в свите доминируют глины зеленовато-серой (иногда светло-красновато-коричневой) окраски с прослоями (1–1,5 м) алевролитов, редко известняков, песков, песчаников и бурых углей. В отдельных скважинах, пробуренных в присводовых частях поднятий, среди глин наблюдались пачки (до 40 м) песков с прослоями гравийных галечников. Мощность свиты резко изменчива: от 115 м в поднятиях до 1200 м в межкупольных

блоках. В керне скважин, пересекающих нижнюю часть стратона, выделены спорово-пыльцевые комплексы, распространенные в карнийском ярусе верхнего триаса. В большинстве скважин нижняя граница суракайской свиты отчетливая и резкая, со следами размыва кровли более древней глинисто-алевролитовой толщи.

Халиловская толща (T_3hl) распространена в нижней части разреза мезозойских отложений Орско-Таналыкской депрессии; относится к одноименной структурно-фациальной зоне перми–триаса. Образования ее вскрыты в карьерах железорудных месторождений Халиловской группы, расположенных вдоль восточной окраины Таналык-Баймакской впадины. В низах ее отмечены конгломераты, брекчии с железистыми бокситами, бобово-оолитовыми (конгломератовидными) и тонкослоистыми железными рудами; мощность этой пачки 6–7 м. Выше развиты каолиновые железненые глины с прослоями, линзами песков и алевритов. Мощность халиловской толщи достигает 30 м. В ее породах выделены палинокомплексы позднего триаса. Стратон показан только на разрезе к ГК.

Миндыбайская и кзылкаиная свиты нерасчлененные (T_3mn-kk) развиты в той же Орско-Таналыкской СФцЗ, выполняющей локальные депрессионные участки. Их состав и мощность очень невыдержанны. Вскрывается это подразделение серией скважин (69, 111 и др.) под сероцветными слоистыми слюдистыми глинами юрского возраста в Аккермановской и Орской впадинах. Нижняя часть разреза сложена конгломератами и конглобрекчиями с обломками подстилающих пород (чаще известняков аккермановской свиты, серпентинитов, базальтов и кремней); цемент представлен красноцветным алевролитовым, глинистым и песчаным материалом. В конгломератах встречаются линзы песчаников и гравелитов коричневатого-серой, красно-коричневой и пестрой окраски. Мощность этой пачки от 14 до 95 м [28]. Выше по разрезу наблюдаются чередующиеся пески, песчаники, алевролиты, глины с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Глины светло-желтовато-серые и зеленовато-серые; в виде прослоев отмечаются углистые и сидеритовые глины, реже бурые угли. Общая мощность нерасчлененных свит – до 180 м. В отложениях найдены споры, пыльца и макрофлора карнийского (в миндыбайской свите), норийского–рэтского (в кзылкаиной) комплексов [35]. Залегает это подразделение с существенным размывом, угловым и азимутальным несогласием на подстилающих палеозойских (допермских) породах и стратиграфически несогласно перекрывается юрскими отложениями.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Континентальные и морские отложения юрского возраста охватывают все три отдела системы, представлены пятью картируемыми подразделениями, развитыми в западной и центральной частях описываемой площади (в пределах Волго-Уральской и Предуральской мегазон, а также на самом юге Уральской СФцМЗ).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Чашканская свита (J₁čš) является самой древней среди юрских стратонов в Южном Предуралье; распространена в Лемезинско-Тюльганской подзоне. Слагает крылья котловин и мульд, отождествляемых со «структурами проседания». На картографической поверхности одна из них приурочена к водоразделу Урала и Сакмары, вторая расположена на левобережье р. Урал, в долинах р. Бердянка и ее притока – руч. Букобай. Небольшие обнажения свиты встречены по руч. Студенцы и в верховьях р. Киялы-Буртя; в остальных местах она картируется бурением. Состоит это подразделение из сероцветных терригенных пород континентального происхождения. Залегают они на более древних образованиях (букобайской или суракайской свитах триаса, либо на стратонах перми) со стратиграфическим и угловым несогласием. Контакт между ними и верхним триасом охарактеризован керном картировочных скважин, пробуренных в 6 км к югу от с. Старицкое; его можно наблюдать и в обнажениях по руч. Студенцы. В первом случае подстилающими являются букобайские полихроматические глины, резко сменяющиеся чашканскими сероцветами; во-втором – косослоистые чашканские песчаники ложатся на сильно размытую поверхность суракайских глин.

Начинают разрез свиты обычно пески или песчаники мощностью до 18 м; иногда они переслаиваются с глинами и алевролитами. Выше следует ритмично построенная толща чередующихся глин и алевролитов, которые часто разделяются слоями песков или песчаников, реже лигнитов. Окраска глин и алевролитов светло- и темно-серая, часто с желтоватым, коричневатым или зеленоватым оттенком. Темноцветные разности их всегда углефицированные. В светлоокрашенных породах часто встречаются крупные слабо углефицированные растительные остатки. Текстура пород, как правило, горизонтальнослоистая. Глинистая составляющая в них представлена монтмориллонитом и неупорядоченными смешанно-слоистыми образованиями типа хлорит–сметтит; в виде примеси всегда присутствуют каолинит и гидрослюды. Мощность прослоев (слоев) глин и алевролитов от нескольких миллиметров до 15 м. Полимиктовые пески и песчаники (последние с карбонатным цементом) серые и желтовато-серые тонко- и мелкозернистые, отчетливо слоистые. Слоистость тонкая косая, характерная для дельтовых образований. Мощность слоев от нескольких сантиметров до 7 м. Лигниты темно-серые и черные, состоящие из мелкодробленного слабо углефицированного растительного вещества в смеси с глинистым материалом; иногда в них слабо заметна тонкая горизонтальная слоистость. Максимальная мощность чашканской свиты до 175 м.

Единственной группой органических остатков, позволяющей датировать охарактеризованные породы, являются спорово-пыльцевые спектры. В них основное количество пыльцы (22%) принадлежит семейству *Pinaceae*; отмечаются также зерна семейства *Podocarpaceae*. Весьма характерно присутствие пыльцы *Eucomiidites troedssonii* Erdt. (5%). В споровой части доминантами являются папоротники семейств *Dipteridaceae* (4–9%) и *Matoniaceae* (5–10%). Особого внимания заслуживает участие в спектрах

спор семейства *Marattiaceae* и хвощей *Equisetites glabrus* (Mal.) Prosv. (до 16%). Этот комплекс сопоставляется с ассоциацией спор и пыльцы из морского тоара Северного Кавказа [169].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Единственное подразделение с переходным возрастом выделено в Орской СФцЗ и представлено катынадырской, орской, романкульской свитами объединенными ($J_{1-2}kt-rm$). Мощные сероцветные ниже-среднеюрские отложения широко развиты в бассейнах р. Урал (субмеридиональное его течение) и р. Орь, слагая три соединяющиеся друг с другом впадины: Аккермановскую, Таналык-Баймакскую и Орскую. Отложения представлены обычно слоистыми серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми, голубовато-серыми глинами, алевролитами, песчаниками (со значительным содержанием обуглившегося растительного детрита), включающими линзы и прослои песков, гравийников, галечников, реже бурых углей, сидеритсодержащих песчаников, линзы и желваки марказита. Слоистость в породах горизонтальная (параллельная), иногда косая.

Нижняя часть разреза, относящаяся к катынадырской свите, сложена песчаниками, песками, алевролитами, конгломератами, галечниками, глинами с прослоями углистых глин и линзами бурых углей. Породы залегают с размывом и конгломератами в основании на коре выветривания подстилающих отложений палеозоя и нижнего триаса (скв. 69, 72, 107, 109). Мощность этой части разреза 150–175 м. В породах определена фауна пресноводных моллюсков и спорово-пыльцевые комплексы, определяющие объем свиты в интервале от верхов нижнего синемюра по низы верхнетюарского подъяруса включительно [197].

Верхняя часть разреза имеет более широкое распространение на поверхности и представлена отложениями орской и романкульской свит. В их составе преобладают серые, темно-серые, участками сидеритизированные глины и алевитистые глины, реже встречаются алевролиты, отмечаются прослои и линзы песков, мелкозернистых песчаников, углистых глин, иногда бурых углей (скв. 113, 115, 114). Мощность этих двух свит от 170 до 400 м. В этой части разреза обнаружены флора и спорово-пыльцевые комплексы средней юры [35]. В соответствии с Унифицированными стратиграфическими схемами Урала (1997 г.) возраст орской свиты принимается в интервале от верхов позднего тоара по низы позднего байоса, романкульской свиты – от верхов позднего байоса по батский век включительно.

Общая мощность ниже-среднеюрских отложений в Орской СФцЗ достигает 420 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Илецкая свита (J_2il) распространена в обеих подзонах Южно-Предуральской СФцЗ. В бассейне р. Урал слагает просадочные экзогенные структуры, расположенные над соляными куполами. Южнее, в бассейне р. Илек отложения свиты имеют площадное развитие, слагая центральные

части и крылья куполовидных и горстообразных поднятий. Выходы их на поверхность отмечаются на правобережье и в долине р. Илек, на левобережье р. Мал. Хобда и в верховьях р. Буртя; кроме того, свита вскрыта скважинами (98, 99, 146, 147, 149 и др.).

Строение разрезов илецкой свиты весьма изменчиво. Обычно наряду с грубообломочными породами (гравийно-галечными, часто железистыми конгломератами) существенную роль играют глины и алевролиты. В разрезах, образованных преимущественно обломочными породами, явно доминируют пески, среди которых отмечаются линзы и прослои алевролитов, глин и гравийных галечников с валунами. Характер слоистости типичен для отложений бурных временных потоков; в песках рассеяны железисто-марганцевые пустотелые секрети. Глины и алевролиты серые и желтовато-серые. Верхи разреза отличаются более тонким гранулометрическим составом, повышенным содержанием в них углефицированного растительного вещества и наличием прослоев углей. Мощность илецкой свиты до 275 м.

Основой составляющей в миоспоровом спектре свиты является группа *Leiotriletes* (до 20%), в комплексе выделяются плауновые семейства *Lycopodiaceae* и папоротники семейства *Osmundaceae* (3–17%). В пыльцевой части ассоциации распространены хвойные *Pinaceae* и *Podocarpaceae* (40%). В верхней части свиты доминируют споры группы *Leiotriletes* (до 25%), а содержание спор *Cyathidites* достигает 10%; появляются виды семейства *Spizaecaeae* (3%). Весьма характерна для верхов разреза пыльца семейства *Cheirolepidiaceae*, представленная родом *Classopollis* (до 20%). Наиболее характерными видами являются: *Leiotriletes lineatus* Volch., *Adiantum mollins* Volch., *Osmunda jurassica* K.-M., *Ginkgo parva* (N a m.) Volch., *Coniopteris* sp. Приведенные комплексы сопоставляются с ассоциацией миоспор из байоса и бата Северного Кавказа, Нижнего Поволжья и Актюбинского Предуралья.

Залегают илецкая свита с размывом и стратиграфическим несогласием на разновозрастных подразделениях – от вязовской свиты верхней перми до нижнеюрской чашканской свиты. В долине р. Илек и на ее левобережье она согласно перекрывается верхнеюрской песчаниковой толщей. В верховьях рек Буртя и Уртабуртя установлено несогласное залегание верхнеюрских песчаников на образованиях илецкой свиты. Западнее этой площади последняя сменяется «объединенным стратоном» – илецкой свитой и терригенной толщей.

Илецкая свита и терригенная толща объединенные ($J_2il + t$) выделяются в Волго-Уральской СФцМО, распространены в бассейне р. Илек (среднее течение). Разрезы их можно наблюдать в верховьях р. Ветлянка, в правом борту долины р. Мечетка, по левому берегу руч. Купай, а также в карьерах и керне картировочных скважин (94, 95, 96, 97, 143 и др.).

В основании среднеюрских отложений, сопоставляемых с илецкой свитой, залегают здесь преимущественно грубо- и крупнообломочные терригенные породы: валунные галечники, галечники, гравийники, разнозернистые пески или песчаники и только в редких случаях – алевролиты и

глины. Эти отложения обычно ложатся на сильно размытую поверхность подразделений нижнего–среднего триаса или верхнетриасовой суракайской свиты. Мощность базальной пачки от 4,5 до 26 м. Выше залегает весьма изменчивая по составу группа пачек, сложенная широким спектром терригенных пород – от галечников до алевролитов и жирных глин. Выделяется два типа разрезов свиты. В первом из них преобладают крупнообломочные породы, во втором наряду с ними значительную роль играют алевролиты и глины. Разрезы первой группы тяготеют к приподнятым участкам палеорельефа, второй – к относительно опущенным.

В верхней половине разреза (соответствующей терригенной толще) преобладают алевролиты и глины с линзами и прослоями песков или песчаников, реже гравийников и бурых углей. В направлении с севера на юг в их составе наблюдаются изменения: уменьшается мощность и количество прослоев песков (или песчаников), они обычно замещаются алевролитами (или слабо сцементированными разностями алевролитов) и глинами; кроме того, уменьшается значимость алевролитов и возрастает роль глин, увеличивается количество прослоев (линз) и мощность бурых углей. На крайнем юге в верхах разреза уже преобладают глины при резко подчиненном количестве алевролитов.

Суммарная мощность отложений двух описанных стратонов достигает 150 м. В породах нижней (илецкой) части разрезов выделены спорово-пыльцевые комплексы байосского и батского ярусов, в верхней (терригенная толща) – обнаружены остатки аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер и миоспоровые ассоциации, характерные для келловейского времени [62]. Среднеюрские отложения Волго-Уральской мегаобласти чаще всего без видимого несогласия и размыва перекрываются верхнеюрской песчаниковой толщей.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Песчаниковая и фосфорито-песчаниковая толщи, беляевская, соль-илецкая, ветлянская, рубежинская и трудовская свиты объединенные ($J_3p \div tr$) широко распространены в Волго-Уральской СФцМО, ограниченно – на западе Илекской подзоны Южно-Предуральской СФцЗ. Обширные площади их развития (часто под плиоцен-четвертичными отложениями) откартированы в долинах рек Илек, его правых притоков (Ветлянка, Елшанка), Мал. Хобда и в верховьях р. Буртя. Верхнеюрские образования на поверхности оконтуривают крылья впадин и котловин, а под чехлом меловых отложений – фиксируют и их центральные части. Естественные обнажения известны только в верховьях р. Ветлянка, на остальных площадях объединенные стратоны вскрыты многочисленными картировочными скважинами (91, 95, 97, 102, 142, 143, 145–149 и др.). В верхнеюрском разрезе преобладают пески, песчаники, алевролиты, глины; в подчиненном количестве находятся известняки, мергели, керогенные глины и горючие сланцы, встречаются желваки фосфоритов.

Нижняя часть верхнеюрского разреза представлена песчаниковой, фосфорито-песчаниковой толщами, беляевской и соль-илецкой свитами. Сложена она в основном песчаниками с известковистым и кремнистым цементом, включающим линзы песков, прослой алевролитов, желваки фосфоритов. На крыльях котловин и мульд в разрезах преобладают псаммитовые породы, в центральных, глубоко погруженных частях этих структур резко увеличивается доля алевролитов и алевритов. В основании верхней юры обычно расположены песчаники, залегающие преимущественно согласно на образованиях терригенной толщи, а со следами размыва (в том числе илецкой свиты) – лишь в пределах отдельных палеоподнятий. Базальная часть верхнеюрского разреза развита в основном в Илецкой подзоне, где в песчаниках и алевролитах собраны остатки аммонитов и белемнитов самых низов оксфордского яруса. Мощность этих отложений (включая и фосфорито-песчаниковую толщу) здесь достигает 28 м. К юго-западу они выклиниваются и уже на севере Прикаспия, по данным исследований В. А. Ефремова [62], отсутствуют. В соответствии с Унифицированными стратиграфическими схемами Урала (1997 г.) беляевская свита отвечает оксфорду (без самых низов), а соль-илецкая свита – позднему кимериджу.

Средняя часть верхнеюрского разреза, представленная велгянской свитой, сложена песчаниками (с глинисто-карбонатным и карбонатно-кремнистым цементом), содержащими линзы песков, прослой опок (мощностью 0,1–0,2 м), известняков (до 0,1 м), мергелей с окаменелостями белемнитов, аммонитов, устриц. Мощность свиты здесь 6–15 м. В породах определены аммониты *Howaiskyia sokolovi* (Il'ov.), *Il. klimovi* Il'ov., *Il. pseudoscythica* (Il'ov.) нижнетитонского подъяруса. По комплексу фауны (включая также многочисленные и разнообразные пелециподы, гастроподы, брахиоподы, фораминиферы и остракоды) [62] возраст этой свиты принимается ранне-среднетитонским.

Верхняя часть разреза объединенных стратонов состоит из рубежинской и трудовской свит, традиционно картировавшихся на описываемой площади. Рубежинская свита сложена песчаниками (с линзами песков), алевролитами и глинами с прослоями керогенных глин, горючих сланцев. В основании залегают «фосфоритовая плита» – горизонт, состоящий из фосфоритовых желваков и фосфатизированных остатков фауны, «погруженных» в карбонатное или карбонатно-фосфатное вещество; мощность его от 0,1 до 1,1 м. Горючие сланцы и керогенные глины распространены на левобережье р. Илек, в основном в нижней части разреза свиты; мощность их прослоев до 0,72 м. Мощность рубежинской свиты от 14 до 45 м. Стратон может быть условно сопоставлен с ханской свитой более западных территорий, возраст которой там соответствует низам позднего титона.

Трудовская свита на северо-восточном склоне долины р. Илек образована переслаиванием песчаников, глин и мергелей. Преобладают мелкозернистые песчаники (до алевропесчаников) с известковистым цементом. Глины и мергели слагают линзовидные прослой; изредка встречаются линзы белых кварцевых песков. Мощность этого разреза свиты 6–8 м. В песчаниках известны редкие находки небольших раковин зонального аммонита *Virgatites virgatus* Buch, а также *V. sosia* (Vishn.).

Южнее, непосредственно в долине р. Илек и по ее левобережью на стратиграфическом уровне трудовской свиты выделены грубо переслаивающиеся мергели и известняки с прослоями глин, реже алевролитов. Мощность слоев мергелей от нескольких сантиметров до 18–20 м, известняков – от 1 до 3 м, редко до 8–12 м. Мощность прослоев глин и алевролитов от нескольких сантиметров до 5–7 м. В породах обнаружены аммониты, белемниты, брахиоподы, пелециподы, фораминиферы. Среди аммонитов во всех изученных разрезах встречается зональный вид *Virgatites virgatus* В u с h. и другие верхнетитонские формы [62]. Остальные фаунистические остатки и спорово-пыльцевые комплексы подтверждают позднетитонский возраст отложений, завершающих верхнеюрский разрез в крайней южной части площади. Мощность отложений зоны *Virgatites virgatus*, начиная от долины р. Илек, плавно увеличивается на юг от 20–25 до 35–40 м. Трудовская свита в целом может быть скоррелирована с малоузеньской свитой казахстанской части Прикаспия и юго-востока Волго-Уральской антеклизы; объем последней отвечает верхам верхнетитонского подъяруса.

Суммарная мощность объединенных стратонев верхней юры достигает 115 м; время их формирования от оксфорда по титон (в полном объеме всех трех ярусов).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Морские и континентальные меловые отложения (шесть картируемых подразделений) распространены в пределах тех же элементов структурно-фациального районирования, что и стратонев юрской системы; представлены обоими отделами. Слагают депрессионные структуры в чехле Восточно-Европейской платформы, а также на размытой (пенепленизированной) поверхности бывшего Уральского орогена.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Марьевская, сухопесчанская, климовская, орловгайская, дивнопольская, большешепрудновская свиты объединенные ($K_1mr÷bp$) выделяются в Волго-Уральской СФцМО. Занимают обширные площади в юго-западной приграничной части листа М-40 и, кроме того, локально развиты в мелких грабенах, из которых в масштабе карты показан только Чесноковский – на правобережье р. Урал. Выходы их на доплиоценовую поверхность распространены в долине р. Илек до долготы р. Елшанка.

Марьевская и сухопесчанская свиты обнажены только в верховьях р. Мечетка, основные сведения по ним получены в результате колонкового бурения. В разрезах преобладают слабо сцементированные кварц-глауконитовые песчаники и пески с оолитами шамозита, гидроокислов железа, мелкими желваками фосфоритов; в меньших количествах присутствуют алевролиты и глины, встречаются линзы хлидолитов и прослои известняков. В Чесноковском грабене скважинами вскрыты мелкозернистые

глауконитовые пески (нередко глинистые) с желваками фосфоритов и прослоями глин. В других разрезах в нижней («марьевской») части являются песчаные алевролиты, реже хлидолиты. Суммарная мощность этих двух свит невелика – от 2 до 16 м. В породах найдены остатки пелеципод *Buchia* aff. *subiflata* Pavl., *B. volgensis* Lah., *B. keyserlingi* (Trd.); белемнитов *Pachyteuthis lateralis* (Phill.) берриас-валанжинского возраста. Марьевская свита залегает на верхнеюрских отложениях почти всегда с ярко выраженным размывом (эрозионным несогласием) [62, 169].

Климовская свита картируется на тех же площадях, что и вышеописанные стратона. В Чесноковском грабене, по данным бурения, в ее подошве лежит «фосфоритовая плита» (0,1 м), состоящая из крупных ноздреватых желваков фосфоритов и глауконитового песчаного материала, сцементированных карбонатно-фосфатным веществом. Горизонт перекрывается пакетом (4 м) переслаивающихся серо-коричневых глин и алевролитов. Выше следует 10-метровый пласт пепельно-серых и зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых песков с гравийными зёрнами кремней в основании. Основная (большая по мощности – 38 м) часть свиты образована серыми глинистыми алевритами с углистым детритом. Среди них распределены маломощные (0,2–0,3 м) прослои темно-серых жирных глин и серых тонкозернистых песков; по всему разрезу свиты встречаются мелкие конкреции сидерита. Ископаемые остатки характеризуются двумя группами – фораминиферами и пластинчатожаберными моллюсками [168]. Из них наиболее уверенно определяют готеривский возраст вмещающих пород фораминиферы *Cribrostomoides infracretaceus* Mjatl., *Hoplophragmoides subchapmani* A. Kuzn., *H. gyrodiniformis* Mjatl., *Ammobaculites maloduschensis* Akimerg. Двустворки представлены *Buchia crassicollis* (Kеys.), *Pinna robinaldina* d'Orb., *Inoceramus neocomiensis* (d'Orb.). Мощность климовской свиты в этом грабене более 55 м. «Фосфоритовый горизонт» залегает в основании климовской свиты и на левобережье р. Илек; это отчетливо видно в обнажениях по левому борту долины ее притока – руч. Джумарт. Здесь на верхнетитонских светло-серых мергелях, ожелезненных в кровле, залегает слой (5–10 см), состоящий из окатанных желваков фосфоритов и фосфоритизированных ядер двустворчатых моллюсков, погруженных в алевритовый материал. Выше наблюдаются глинистые алевролиты – 0,7 м, сменяющиеся темно-серыми глинами. Севернее р. Илек как основание климовской свиты, так и практически весь ее разрез сложены глинами, реже алевролитами с редкими прослоями хлидолитов и известняков (от 0,1 до 4,5 м). Мощность стратона в долине р. Илек от 63 до 94 м. В породах обнаруживаются обильные комплексы готеривских аммонитов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, фораминифер [62].

Вышележащая *орловгайская свита* сложена темно-серыми алевритистыми глинами, в меньшей степени алевролитами, включающими редкие прослои песчаников (песков), известняков и мергелей; мощность от 22 до 44 м. В свите найдены многочисленные фораминиферы, богатые комплексы белемнитов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, типичных для барремского яруса [62].

Дивнопольская свита согласно, с постепенным переходом перекрывает орловгайские отложения; граница между ними зачастую устанавливается лишь по смене фауны. Подавляющее большинство ее частных разрезов сложено глинами, значительно меньшая часть – алевролитами и глинами, реже одними алевролитами. Глины преимущественно черные, темно-серые и серые; мощность алевролитовых прослоев не превышает 2 м. Разрезы, сложенные переслаивающимися глинами и алевролитами или же только алевролитами, распространены на южном крыле Соль-Илецкой котловины, в верховьях правых притоков р. Илек. Вблизи основания свиты часто встречается прослой карбонатов или горизонт карбонатных конкреций (кальцитового, сидеритового или сидерит-кальцитового состава); мощность его 5–10 см. Мощность свиты в целом колеблется от 24 до 62 м. В ней присутствует обширный комплекс окаменелостей (аммониты, двустворчатые и брюхоногие моллюски, фораминиферы) аптского возраста [62].

Большепрудновская свита также сложена преимущественно глинами и согласно залегает на дивнопольской свите. Глины содержат (в разных количествах) прослой алевролитов, редко песчаников. В разрезах некоторых скважин преобладают пески с прослоями глин и алевролитов, редко известняков. Мощность свиты изменяется от 35 до 50 м. В ее нижней части определены аммониты и двустворчатые моллюски нижнеальбского и среднеальбского подъярусов, в верхней – аммониты *Callihoplites* ex gr. *aunites* Sow. позднеальбского времени.

Суммарная мощность описанных объединенных свит нижнего мела достигает 150 м. Объем подразделения – от берриаса по альб включительно.

Каралотсайская, канисайская, дивнопольская, быковская свиты объединенные (K_1kr-bk) развиты в обеих подзонах Южно-Предуральской СФЦЗ; слагают крылья и центральную часть Утвинской мульды и ряд мелких структур оседания. Выходы их на доплиоценовую поверхность изучены картировочными и поисковыми скважинами на левобережье р. Илек, в верховьях р. Буртя, на правобережье р. Бердянка и на водоразделе рек Илек и Урал.

Каралотсайская свита на правобережье р. Бердянка залегает на более древних подразделениях со стратиграфическим несогласием. В основании свиты лежит «фосфоритовая плита» (0,05–0,2 м): ноздреватые желваки фосфоритов и глауконито-песчаный материал, сцементированные карбонатно-фосфатным веществом. Этот пласт в большинстве разрезов перекрывается серыми мелкозернистыми песчаниками; их мощность обычно не более 16 м, редко до 35 м. Выше следуют глины (от светло-серых до черных), как правило, песчанистые, часто комковатые, с раковинным и крупным растительным детритом, иногда с почти целыми раковинами пелеципод. Мощность этой части разреза составляет 25–35 м. Верхняя половина свиты образована обычно пачкой переслаивающихся светло-серых глин и песчаников, в ней отмечаются прослой мергелей и конкреции сидерита; мощность пачки 15–40 м [169]. Несколько иначе выглядит разрез каралотсайской свиты, вскрытый картировочными скважинами на левобережье р. Илек. Он состоит из пачек и пакетов переслаивающихся серых глин и алевролитов; в последних иногда появляется коричневый оттенок

и заметно больше обуглившихся растительных остатков, встречаются и углефицированные разности глин. В глинах и алевролитах отмечены прослой известняков (0,1–0,3 м), песков (до 5 м), горизонты сидеритовых конкреций. Мощность этого разреза от 40 до 103 м [62]. Ископаемые остатки в свите представлены в основном фораминиферами и пластинчатожабными моллюсками. Из них наиболее уверенно определяют возраст вмещающих пород микрофоссилии *Cribrostomoides infracretaceus* Мжаatl., *Haplophragmoides subchapmani* А. Кузн., *Valvulammina ratnovskajae* Кузина, *Trochammina neocomica* Мжаatl., *T. gyroidiniformis* Мжаatl., *Ammobaculites maloduschensis* Акимер. Среди двустворчатых моллюсков установлены *Buchia mosquensis* (Вуч.), *B. crassicollis* (Кеус.). Возраст каралотсайских отложений по комплексу фауны берриасско-готеривский (не исключается, что их основание может принадлежать к самым верхам титона).

Канисайская свита распространена в тех же местах, что и вышеописанный стратон, залегает на нем согласно. Обнажения известны лишь по бортам долины р. Ветлянка и к юго-востоку от с. Егенсай. Изучен разрез канисайской свиты по керну многочисленных скважин. Сложена она глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников (песков), известняков и мергелей (мощность прослоев от 0,1 до 1 м). Глины серой окраски – от светло-серых до почти черных. Они в той или иной степени алевроитистые, неслоистые или со слабо заметной тонкой (почти ленточной) слоистостью, которая определяется по слойкам с углефицированным растительным детритом. Часто присутствуют и крупные (слабо углефицированные) растительные остатки, раковинный детрит и одиночные мелкие створки пелеципод. Мощность глинистых прослоев и пластов от нескольких миллиметров до 13 м. Глинистые алевролиты серые и темно-серые (часто с бурым оттенком) неслоистые с крупными углефицированными растительными остатками, нередко с ходами илоедов, заполненными черным глинистым веществом. Мощность алевролитовых прослоев до 4,5 м. В пластах глин и среди пачек переслаивающихся алевролитов и глин встречаются маломощные (3–4 см) линзы темно-серых глинистых сидеритов. Песчаники полимиктовые (с некоторым преобладанием зерен кварца) серые и светло-серые мелкозернистые, часто с примесью алевроитовых частиц, массивные, иногда включают раковинный, реже углистый детрит. Мощность канисайской свиты в различных разрезах колеблется от 8 до 53 м. Глины вмещают характерные для баррема фораминиферы *Discorbis barreemicus* Мжаatl., *Giroidina sokolova* Мжаatl., *Quingueloculina infracretacea* Мжаatl., *Marginulina spinulosa* Мжаatl., *M. eichenbergi* Мжаatl. и др.

Дивнопольская свита (уже описанная выше) выделяется и в Южно-Предуральской СФцЗ; здесь она установлена бурением во всех «структурах оседания» на правом берегу (среднее течение) и в верховьях р. Бердянка. В них свита сложена черными или иссиня-черными глинами, которые согласно перекрывают канисайские отложения и связаны с ними плавным переходом. Граница между ними, как и на западе с орловгайской свитой, устанавливается в основном по ископаемым фаунистическим остаткам. Иногда она подчеркивается пропластком желто-серых алевроитистых песков

в основании стратона. Однако и в этом случае следов размыва кровля подстилающих канисайских глин не несет. В отдельных разрезах среди преобладающих черных глин встречаются пачки переслаивающихся желтовато-серых алевролитов и глин. Мощность таких пачек не превышает 7,5 м, обычно они наблюдаются в основании свиты. Встречаются глины слабоалевритистые, чаще же они жирные, горизонтальнослоистые, обогащенные мелким углистым детритом и относительно крупными растительными остатками, по которым развиваются псевдоморфозы марказита; формируются также стяжения тонкокристаллического пирита и мелкие конкреции сидерита. В междуречье Илек–Мал. Хобда отмечены разрезы дивнопольской свиты, полностью сложенные переслаиванием глин и алевролитов, а также (редко) – одними алевролитами. Мощность стратона в Предуралье колеблется от 28 до 55 м.

Основная группа органических остатков, позволяющих датировать породы дивнопольской свиты, это фораминиферы. Из них наиболее характерны *Hoeglundina tenuiseptata* (Nikit.), *Gavelinella infracomplanata* (Mjatl.), *Rosalina dampele* (Mjatl.), *Gladulina aptiensis* Mjatl., *Turilina evexa* (Loev. et Tapp.). Двустворчатые моллюски представлены *Nucula pectinata caucasica* Mordv., *N. gardneri* (Nikit.), *N. nuda* (Keys.), *Vnigrinella nasuta* Sav., *Astarte dupiniana* d'Orb. и др. Комплекс фауны указывает на аптский возраст свиты [168, 169].

Быковская свита в тех же верховьях р. Бердянка связана плавным переходом с дивнопольскими образованиями. В разрезах скважин она представлена переслаивающимися глинами и алевролитами с прослоями песков. Мощность этих отложений здесь 36–48 м. На юге, в долине р. Мал. Хобда и на левобережье р. Илек свита с размывом залегает на дивнопольских известняках. Нижняя ее часть там сложена глинами и алевролитами с прослоями известняков, мергелей, которые содержат остатки аммонитов *Cleoniceras mangyschlakensis* Lup., *Nucula pectinata* Sow., *N. tiuligenia* Nikit., *Aucellina griphaeoides* (Sow.), *Inoceramus wolgensis* Gas., *Cinulia curta* Nikit. и др., распространенных в раннем и среднем альбе. Мощность этой части разреза 45–65 м. Верхи свиты представлены песками (песчаниками) с небольшими линзами бурых железняков и остатками древесины; мощность 25–32 м. Отложения содержат окаменелости аммонитов позднего альба (*Callihoplites* ex gr. *aurires* Sow.).

Общая мощность описанных четырех свит 100–250 м, возрастной интервал – берриас–альб.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Единственное подразделение системы, имеющее «переходный» возраст, картируется в Орской СФцЗ.

Максайская, песчаниковая, песчано-глинистая, терригенная, глауконит-песчаная, глауконит-терригенная, мергельно-глинистая толщи объединенные (K₁₋₂mk+mg) широко распространены в локальных структурах Орско-Таналыкской депрессии.

Максайская толща откартирована на восточном крыле Аккермановской впадины, южнее долины р. Губерля под покровом кайнозойских отложений. В опорном разрезе (овраг Максай, бассейн р. Урал) выделяются две подтолщи: нижняя – существенно конгломератовая, верхняя – преимущественно глинистая. Конгломераты полимиктовые валунно-галечные с доломит-гидрогетитовым цементом, обогащенным оолитами и бобовинами гидроокислов железа. Глины монтмориллонитовые кирпично-красные плотные, пластичные с желваками оолитовых железных руд, с редкой галькой, иногда включают небольшие линзы галечников. Максайская толща залегает с размывом и стратиграфическим несогласием на юрских породах, с угловым несогласием – на палеозойских образованиях.

Севернее, в верховьях р. Губерля и в долине р. Таналык наблюдаются разрезы, где нижняя часть меловых отложений наращивается светло-серыми песками (песчаниками) кварцевыми с каолиновым цементом, содержащими прослой галечников (конгломератов). Выше пески чередуются с глинами монтмориллонитовыми и гидрослюдисто-каолиновыми, часто алевритистыми, включающими линзы песков и песчано-гравийно-галечного материала на известковисто-железистом цементе.

Верхняя часть совокупного разреза описываемых меловых отложений сложена в основном алевритистыми глинами и песками с линзами и прослоями песчано-гравийно-галечных смесей, углистых глин, бокситов, глауконитовых песков и песчаников, реже фосфоритов, в кровельной части – мергелей. При крупно- и среднемасштабном картировании этот интервал подразделяется на четыре самостоятельные толщи, различающиеся количественным соотношением названных осадочных пород.

Суммарная мощность всех объединенных толщ мела колеблется от 40 до 210 м. В нижней части разреза определены споры, пыльца, реже флора альбского–туронского ярусов, в верхней – пеллециподы, белемниты, фораминиферы туронского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего мела известны на западе листа М-40 и в центральной части территории (Орская СФцЗ).

Плотиновская, вербовская, шепталовская свиты объединенные ($K_2pl-\dot{s}p$) установлены в Волго-Уральской СФцМО, где вскрыты картировочными скважинами на правобережье р. Урал, в Чесноковском палеограбене, а также на крайнем юге территории, у границы с Казахстаном.

Плотиновская свита в упомянутом грабене сложена мергелями с прослоями (до 0,5 м) глин и известняков. Соотношения ее с подстилающими отложениями там не определены, так как подошва не вскрыта. Мергели (часто с примесью песчано-алевритового материала) светло-зеленые и светло-серые с желтыми пятнами, массивные с неясной горизонтальной слоистостью. Глины (нередко алевритистые) серые с зеленоватым, светло-коричневым или желтоватым оттенком, горизонтальнослоистые. Глинистое вещество представлено монтмориллонитом с участием хлорита.

Среди глин и алевролитов встречаются горизонты небольшой мощности (до 10 см), характеризующиеся биогенной текстурой, т. е. сильно переработанные илоедными организмами. Известняки фораминиферово-коколитовые серые неслоистые. Фаунистической группой, датирующей эти разрезы, являются фораминиферы. Среди них отмечаются как раннесантонские, так и позднесантонские формы. Первые представлены *Pseudovalvulineria infrasantonica* Balakh., *Gavelinella costulata* Marie, *Neoflabellina rugosa* (Orb.), *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Globorotalites michelianus* (Orb.) и др. Позднесантонские саркодовые малочисленны: *Pseudovalvulineria clementina* (Orb.), *Ps. stelligera* (Ehrenb.), *Ps. costubata* (Marie). Неполная мощность свиты достигает здесь 28 м.

На юге площади, в Илекской котловине платиновская свита образована глинами и мергелями. Выделяется два типа разрезов – существенно глинистый, пользующийся преимущественным распространением, и карбонатный. Первый развит в центральных частях мульд, второй – на крыльях и присловых частях куполовидных поднятий. Реже встречаются разрезы переходного типа с переслаиванием мергелей и глин примерно в равных соотношениях. Платиновская свита здесь трансгрессивно, с глубоким размывом и отчетливым базальным горизонтом перекрывает нижнемеловые осадки. В основании ее постоянно отмечается примесь псаммитового материала, нередко фосфоритовые желваки, линзы хлидолитов. От глин большепрудновской свиты описываемый стратон отделен горизонтом (мощностью 0,2–4 м) песков, вмещающих линзы гравелитов, хлидолитов и песчаников с включениями желваков фосфоритов и остатков моллюсков, брахиопод, фораминифер сеноманского возраста. Выше карбонатно-глинистые породы платиновской свиты содержат, кроме того, скелеты мшанок, пелециподы, брахиоподы, панцири иглокожих и богатые комплексы фораминифер турон-сантонского возраста [62].

Вербовская свита в Чесноковском грабене согласно залегает на платиновских образованиях. Граница между ними устанавливается в основном по смене комплексов фораминифер – с сантонских на кампанские. Нижняя часть свиты (до 75 м) сложена алевролитистыми мергелями; пласты их (по 5–8 м) разделяются прослоями глин. Верхняя часть (45 м) образована псичим мелом, также содержащим маломощные прослои глин и мелоподобных мергелей. Мергели светло-серые и серые; алевролитовый материал концентрируется на плоскостях напластования, подчеркивая горизонтальную или прерывисто-горизонтальную слоистость. Эта первичная текстура часто нарушается следами жизнедеятельности организмов – илоедов. Глины слабоалевролитистые, часто жирные известковистые, преимущественно неслоистые, темно-зеленого цвета. Лишь в относительно мощных прослоях наблюдается грубая горизонтальная слоистость. Псичий мел и мелоподобные мергели белые и светло-серые массивные, с редкими мелкими раковинами брахиопод *Terebratula gracilis* Schloth., пелеципод *Lima elongate* Sow., белемнитов *Belemnitella mucronata* Arkch., а также фораминифер *Pseudovalvulineria clementiana* (Orb.), *Ps. dainae* Mjatl., *Ps. stelligera* (Marie), *Ps. laevigata* Marie, *Pullenia dampelae* Dain, *Cibicidoides aktulagayensis* Vass., *C. voltzianus* (Orb.) и др., характерных

для кампанского яруса. Мощность вербовской свиты в грабене 120 м. Южнее, в Илекской и Утвинской мульдах она отличается довольно однообразным глинисто-карбонатным составом, выдержанным по латерали. Преобладают мергели и писчий мел с подчиненным количеством известковистых глин; последние слагают прослой мощностью от 0,1 до 5 м, встречающиеся на всех уровнях разреза. Мощность стратона изменится от 110 до 170 м. Основная масса органических остатков, заключенных в указанных отложениях, также принадлежит к кампанскому ярусу.

Шепталовская свита ложится на вербовские мергели согласно. Иногда вблизи ее основания наблюдается фосфоритоносный горизонт. Свита сложена пелитоморфным писчим мелом белым или светло-серым с едва заметным желтоватым оттенком. Нередко мел обогащен глинистым материалом, такие прослой обычно выделяются более темной окраской и менее плотным сложением. Первичная текстура пород, вероятно, была горизонтальнослоистой, но она оказалась полностью затушеванной в результате переработки органогенного карбонатного материала разнообразными детритофагами. Поэтому лишь очень редко, в отдельных прослоях едва-едва намечается тонкое горизонтальное напластование. В нижней части разреза писчий мел содержит линзы мергелей, реже глин, в верхней части наблюдаются только редкие прослой мергелей. В отложениях свиты заключены многочисленные и разнообразные окаменелости. Среди них остатки плеченогих *Carneithyris carnea* Sow., *C. elongata* Sow., *Terebratulina sublites* Stein., двустворок *Pycnodonte praesinzovi* Arkh., *P. clavatum* Nils., *Limatula decussata* Gold., морских ежей *Echinocorys ciplensis* Lambert. Встречаются также ростры белемнитов, ядра развернутых палковидных аммонитов – бакулитов, скелеты мшанок, известковых губок *Porosphaera globularis* Phill. Комплекс фауны (в первую очередь фораминифер) из пород шепталовской свиты характерен для маастрихтского яруса. Мощность ее колеблется от 60 м в Чесноковском грабене до 170 м в верховьях оврага Акбулак, на юге площади.

Общая мощность описанных объединенных стратонов достигает 230 м, их возрастной интервал – сеноман–маастрихт.

Плотиновская и вербовская свиты нерасчлененные (K_2pt-vr). В таком сочетании описанные выше стратоны распространены в Илекской подзоне Южно-Предуральской СФцЗ. Выходы их известны на правом берегу р. Илек, на правом берегу и в верховьях р. Мал. Хобда. Они слагают центральные части отрицательных структурных форм высокого порядка. В разрезах внизу преобладают алевролиты и глины, переслаивающиеся с мергелями. Вверху превалируют мергели с подчиненным количеством глин и с прослоями писчего мела. Суммарная мощность подразделений до 110 м. Эти отложения трансгрессивно со стратиграфическим несогласием перекрывают нижнемеловую быковскую свиту. В основании разреза появляются линзы и невыдержанные прослой мергелей, обогащенных кварц-глауконитовым песчаным, реже гравийным материалом с мелкими желваками фосфоритов. Мергели и глины содержат богатые комплексы фораминифер, характерные для всех подъярусов турона, коньякского яруса, нижнесантонского подъяруса и кампанского яруса [62].

Глауконит-терригенная и мергельно-глинистая толщи объединенные ($K_2gt + mg$) выделяются в Орской СФЦЗ. Развиты в западной прибортовой части Таналык-Баймакской депрессии. Вскрыты горными выработками и скважинами в пределах Саринского плато. В разрезе присутствуют глины монтмориллонитовые, часто известковистые, пески глауконит-кварцевые, мергели, песчаники; в породах нередко желваки фосфоритов. В основании расположен пласт валунных галечников (с кварц-кремнистым составом обломков и песчано-глинистым цементом). Глины аргиллитоподобные, нередко алевритистые зеленовато-серые и желтовато-зеленые, включают маломощные прослои и линзы мергелистых глин, глауконитовых песков и мелоподобных мергелей. Мощность объединенных толщ от 10 до 30 м. В породах найдены остатки кампанских и маастрихтских белемнитов, брахиопод, двусторчатых моллюсков, морских ежей, а также богатые спорово-пыльцевые комплексы, сходные с СПК кампанских и маастрихтских отложений Восточного Приаралья [72]. Верхнемеловые образования здесь с размывом и стратиграфическим несогласием залегают на породах нижнего мела, юрских отложениях, с угловым несогласием – на палеозойских комплексах.

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Хотя подобные эпигенетические образования к стратиграфическим подразделениям не относятся, их описание обычно приводится в данной главе. Коры выветривания широко распространены в пределах Уральской СФЦМЗ и (на самом востоке) в Приуральской зоне Западно-Сибирской СФЦМО. Представлены площадным и линейно-трещинным типами. Первые наблюдаются на всех неглубоко залегающих домезозойских породах, за исключением районов интенсивного проявления неотектонических процессов, приречного мелкосопочника и долин рек. Средняя мощность площадной коры 15–30 м, на относительно слабо эродированных участках современных поднятий – 5–7 м. Трещинно-линейные коры выветривания в «чистом» виде наблюдаются редко и связаны постепенным переходом с площадными. Четко выраженная кора этого типа отмечается в пределах региональных разломов, в тектонически ослабленных лениаментах и в зонах сближенных мелких дизъюнктивов. Прослеживается прямая связь мощности коры с особенностями тектонического строения палеозойского субстрата; в трещинно-линейном типе она может достигать 100–120 м. В обоих случаях в обобщенном профиле кор выделяются три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания и охр. По преобладающим минералогическим особенностям обособляются нонtronитовые, силицифицированные, охристо-глинистые и гидрослюдистые коры выветривания. Первые две разновидности приурочены к ультрамафитовым массивам, остальные встречаются на осадочных и магматических породах кислого, среднего, основного состава, а также метаморфических образованиях. По вещественному составу субстрата дифференцируются следующие коры выветривания: а) по гранитоидным интрузиям, парагнейсам, вулканитам кислого состава; б) по интрузивным, эффузивным и пирокластическим породам

основного и среднего состава; в) по ультрамафитам; г) по парасланцам; д) по известнякам.

Кора выветривания по породам кислого состава имеет значительное распространение и представлена главным образом площадным типом. Она развита на двух третях всей площади гранитных массивов, почти целиком перекрывает участки с выходами гнейсов и вулканитов кислого состава. Строение ее представляется в следующем виде (снизу вверх): дресвяные образования зоны дезинтеграции мощностью 1–1,5 м; дресвяно-гидрослюдистые образования – 10–20 м; гидрослюдисто-каолинистые образования – 10–15 м; каолинистые глины – 15–20 м; охристо-каолинистые глины – до 4 м. Характерным для коры выветривания кислых пород является присутствие циркона, монацита, ксенотима, граната и ильменита. Спектральными анализами установлено незначительное повышение по сравнению с коренными породами содержания незначительных ванадия, меди, циркония, стронция, реже – бериллия, ниобия и редкоземельных элементов. В общем случае концентрации всех элементов (за исключением свинца, кобальта и никеля) возрастают снизу вверх по разрезу.

Кора выветривания по основным и средним интрузивным породам, эффузивам и их туфам также развита почти повсеместно на площадях выходов этих пород. Типичный разрез здесь выглядит следующим образом (снизу вверх): зона дезинтеграции – 8 м; гидрослюдисто-монтмориллонитовая (или каолинит-монтмориллонитовая) зона – до 13 м; охристо-каолинистая зона, сложенная красными, малиново-красными глинами – первые метры. Верхние части коры выветривания по туфам среднего состава обычно сиреневого цвета. Для кор по metabазальтам характерны новообразования карбонатов в виде тонких прожилков. Спектральными анализами установлено увеличение (по сравнению с коренными породами) содержания никеля, меди, свинца, цинка, ванадия.

Кора выветривания по серпентинитам отмечена на всех ультрамафитовых массивах территории и представлена как площадным, так и линейно-трещинным типами. Она характеризуется наличием следующих «типовых» зон (снизу вверх): дезинтегрированных карбонатизированных серпентинитов – до 70 м (чаще – 15–20 м); нонtronитовых глин – 1–5 м (редко 8 м); охристо-кремнистых пород – 3–5 м. С продуктами разложения серпентинитов всегда связаны повышенные концентрации никеля и кобальта.

Коры выветривания по парасланцам представлены в нижней части дезинтегрированными породами – 2–3 м; в средней части – светлоокрашенными каолинистыми или каолинит-гидрослюдистыми глинами – 12–20 м; в верхней – серыми, желтыми, розовато-коричневыми обохренными глинами – 2–3 м.

Коры по известнякам пользуются в данном районе ограниченным распространением. Обычно наблюдается только силифицированный профиль коры выветривания. Окремнение известняков носит гипергенный характер и проявляется в виде густой сети тонких опалово-халцедоновых прожилков, заполняющих трещины отдельности в породах.

Возраст кор выветривания различными авторами трактуется по-разному, но большинство исследователей считают время максимального

корообразованием позднерэтским–раннемеловым. Незначительные по масштабам фазы корообразования существовали и позднее, а на отдельных (неотектонически спокойных) открытых участках эти процессы продолжаются и поныне. Авторами данной объяснительной записки возраст основного корообразования принят без детализации – как мезозойский.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Представлена всеми тремя отделами. Отложения этого уровня развиты на территории ограничено – в Предуральской и Уральской мегазонах, а также в Западно-Сибирской СФцМО.

ПАЛЕОЦЕН

Палеоценовые образования распространены только в Орской СФцЗ, в западной прибортовой части Таналык-Баймакской депрессии. Представлены единственным картируемым подразделением, площадь развития которого ограничена преимущественно Саринским плато.

Улеттинская и тыкбутакская свиты нерасчлененные (P_{1ul-tk}) сложены кварцевыми, глауконит-кварцевыми песками (или песчаниками) и зелеными монтмориллонитовыми глинами с прослоями опок, трепелов, галечников и линзами конгломератов в основании. Мощность подразделения до 80 м. Повсеместно отложения нижней из этих свит залегают на подстилающих меловых образованиях со стратиграфическим несогласием, на домезозойских стратонах – с резким угловым несогласием. В улеттинской свите обнаружены единичные кораллы, а в верхней части представительный комплекс зеландских бентосных фораминифер зоны *Cibicidoides letus* [35, 72]; не исключено, что ее основание относится к датскому ярусу. Тыкбутакская часть разреза считается принадлежащей полностью к верхнему палеоцену. Здесь установлены комплексы зеландско-танетских диатомей (*Sheshukovia mirabilis*) и зона силикофлагеллат *Naviculopsis robusta*. Кроме того, найдены листья танетских растений *Persea*, *Cinnamomum*, *Ushia*.

ЭОЦЕН

Эоцен распространен во всех указанных выше единицах районирования и представлен двумя картируемыми подразделениями.

Саксаульская свита (P_{2sk}) выделяется в восточной части Восточно-Уральской СФцЗ. Образования свиты представлены кварцито-видными песчаниками, залегающими в виде глыб на сглаженных вершинах невысоких возвышенностей, а также мелкозернистыми кварцевыми песками с редкими прослоями гидрослюдисто-каолининовых глин. Характерной особенностью песчаников (как и в подобных породах казацкой свиты)

являются тонкие ветвистые отверстия, из-за которых они получили определение «дырчатые». Среднеэоценовый (бартонский) возраст отложений принят по сопоставлению их со сходными флористически охарактеризованными породами, распространенными от Южного Урала до Усть-Урта. Мощность саксаульской свиты до 5 м. Со считающейся более молодой казацкой свитой, развитой на западе той же зоны, непосредственных контактов она не имеет; перекрывается миоценовыми отложениями. На палеозойских породах залегает с резким угловым несогласием.

Казацкая свита (P_2kz) развита локально и неравномерно в Южно-Предуральской, Орской и на западе Восточно-Уральской СФцЗ. Выходы ее на картографическую поверхность известны в верховьях руч. Карагачка, на Саринском плато и на левобережье рек Орь и Камсак. В центре площади свита почти полностью сложена песками. Они преимущественно серые различных оттенков, иногда почти белые; отдельные пласты (которых на юге больше) характеризуются весьма пестрой («радужной») окраской – серой с желтым, розовым, сиреневым, коричневым отливом, а также ярко-красной и оранжевой. По составу пески кварцевые мелко- и разнозернистые, участками глинистые; в них отчетливо выражена слоистость, обычно крупная косая, характерная для прибрежно-морских и дельтовых отложений. Пески вмещают крупные (до 9 м по длинной оси) линзовидной формы стяжения кварцито-песчаников и быстро выклинивающиеся прослои песчаников с бурым железистым цементом. В них нередки обломки окремелой древесины и крупный обугленный растительный детрит. Среди песков встречаются также линзы каолинистых глин мощностью до 1,7 м. Участками в основании свиты появляются линзы гравийных галечников. Залегает это подразделение стратиграфически несогласно на палеоэоценовых, меловых, юрских осадках, с угловым несогласием – на выветрелых дислоцированных палеозойских образованиях. Мощность казацкой свиты 5–20 м.

Ископаемыми остатками свита бедна. В конкреционных («дырчатых») кварцитовидных песчаниках из разреза по руч. Карагачка присутствуют отпечатки стеблей и плодов *Nordenskioldia borealis* Неег. На Саринском плато, в районе оврага Бака в таких же песчаниках найдены многочисленные отпечатки флоры, типичной для верхнего эоцена.

ОЛИГОЦЕН

Олигоценовые образования представлены также двумя стратонами.

Песчано-глинистая толща (P_3pg) выделена в Орской СФцЗ по картировочным скважинам на небольшой площади в верховьях р. Сухая Губерля. В разрезе толщи присутствуют глины, кварцевые пески, алевролиты с растительным детритом, включающие прослои песчаников, галечников (или конгломератов с лимонитовым цементом). Мощность толщи 30–60 м. Глины гидрослюдистые, жирные на ощупь, от светло-серого до темно-серого, иногда зеленовато-серого цвета, участками пестроцветные. В алевролитах и глинах собраны остатки флоры олигоценового возраста

[194]. Песчано-глинистая толща залегает на юрских отложениях с размывом и базальными конгломератами в основании, на баймак-бурибайской свите нижнего девона – с угловым несогласием.

Ур к и м б а й с к а я с в и т а (P_{3ur}) локально распространена в Приуральской СФцЗ Западно-Сибирской мегаобласти (крайний восток территории), вскрыта скважинами под отложениями неогена западнее и юго-западнее оз. Айке. Разрез свиты представлен тонким переслаиванием темно-серых и коричневых гидрослюдистых глин, алевролитов, а также мелкозернистых слюдяно-кварцевых хорошо сортированных песков с растительным детритом. Мощность свиты до 50 м. Ее отложения залегают на коре выветривания мезозойского возраста, перекрываются с размывом осадками светлинской свиты миоцена. В породах укримбайской свиты встречены отпечатки растений нижнего олигоцена.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения слагают значительные площади в пределах листов М-40 и 41 и расчленяются на оба отдела.

МИОЦЕН

Нижненеогеновые образования развиты в тех же структурно-фациальных зонах, что и подразделения палеогена, но гораздо шире; представлены всеми тремя подотделами.

Нижний подотдел

Тюльганская, кюургазинская, ворошиловская свиты объединенные (N_{1tl-vr}) занимают значительные площади в Южно-Предуральской СФцЗ, в таком сочетании выделяются только в Лемезинско-Тюльганской ее подзоне. Они откартированы в центральных частях экзотектонических впадин на правобережье р. Урал, в долине р. Буртя, в верховьях р. Карабутак, в бассейнах ручьев Букобай и Студенцы.

Тюльганскую свиту в основном слагают пески и гравийные галечники. Среди них отмечаются алевролиты и глины, образующие линзы и быстро выклинивающиеся прослои, количество и мощность которых возрастают к центральному частям структур оседания. Гравийные галечники на 80–85% состоят из хорошоокатанных обломков уральских пород: кремней, кварцитов, жильного кварца, яшмоидов, кремнистых сланцев; среди характерных местных пород отмечаются верхнепермские и триасовые песчаники, юрские известняки (в том числе часто кремнелые), эоценовые кварцитовидные песчаники. Мощность «грубообломочных» пластов достигает 11,5 м; нередко они образуют линзы в песках с максимальной толщиной 2,5 м и протяженностью до 50 м. Тюльганские пески серые и светло-серые, изредка белые, часто с едва уловимым желтоватым, коричневым или зеленоватым оттенком. По составу они преимущественно кварцевые разнозернистые

(с доминированием мелко-среднезернистых разностей), часто с гравийными зернами и мелкой галькой. Текстура их неслоистая или косослоистая, характерная для отложений быстрых потоков. В песках нередко встречаются крупные слабо углефицированные растительные остатки; мощность песчаных пластов до 10 м. Глины белые и светло-серые каолиновые, серые и темно-серые каолинит-гидрослюдистые. И те, и другие слабоалевритистые неслоистые; темноокрашенные разности обычно углефицированные; мощность глин не превышает 1 м. Алевролиты серые с переменным количеством песчаного и глинистого материала, слабо сцементированные неслоистые; толщина их пластов 0,1–0,5 м. Мощность тюльганской свиты от 10 до 81 м. Окаменелостей, позволяющих датировать перечисленные породы, на рассматриваемой территории не обнаружено. Отнесены они к нижнему миоцену релятивно на основании их полного литолого-фациального сходства с тюльганской свитой, развитой на соседних с севера площадях, где она имеет достаточно полную палинологическую характеристику. Здесь этот стратон с размывом и стратиграфическим несогласием ложится на иренские гипсы, ангидриты, на юрские и меловые отложения.

Кюрогазинская и ворошиловская свиты образуют, как правило, сравнительно маломощные разрезы. В выходах по руч. Букобай нижняя из них со стратиграфическим несогласием залегает на дивнопольских глинах. Разрез начинается серые глинистые алевролиты (22 м), которые перекрываются чередующимися (интервал мощностью 25 м) серыми и коричневато-серыми ворошиловскими углистыми алевролитами. В последних заключены прослой (0,4–0,5 м) бурых углей и лигнитов. Непосредственно в алевролитах постоянно встречаются крупные хорошо сохранившиеся древесные остатки. Выше залегают глины ушкатлинской свиты, выделяемой здесь в самостоятельное картируемое подразделение (см. ниже). По руч. Студенцы кюрогазинская свита залегает как на породах средне- или позднеюрского возраста, так и (нередко) на тюльганской свите. Контакт с последней в картировочных скважинах четкий, резкий; в естественных обнажениях он не наблюдался, поэтому трудно судить о каком-либо несогласии между этими стратонами. Обе нерасчленяемые свиты представлены здесь в основном глинами различных оттенков серой окраски, иногда слегка желтоватыми. Часто породы равномерно углефицированы или содержат мелкие линзы бурых углей. Отдельные разрезы сложены переслаивающимися алевролитами и глинами, песками и алевролитами. Алевролиты серые и коричневато-серые; кварцевые пески белые мелкозернистые, содержащие обломки слабо обугленных стеблей и стволов крупных древесных растений. Суммарная мощность обеих свит здесь 12–18 м. На остальных участках на описываемых породах с глубоким размывом залегают или плиоценовые, или эоплейстоценовые отложения, то есть значительная верхняя часть разреза отсутствует. Он в таких случаях обычно представлен либо серыми (иногда с зеленоватым оттенком) глинами и алевритами, либо (реже) алевритами и песками мощностью, не превышающей 10 м. Угленасыщенные алевролиты из разреза по руч. Букобай вмещают миоспоровый комплекс, в котором среди древесных доминирует пыльца *Ulmus* – до 38%, *Alnus* – до 16%, *Quercus* – до 11%. Среди травянистых преобладает пыльца

Sparaganium, очень редко встречается пыльца *Typha*. Споры папоротников семейства кочедыжниковых составляют 38,6%. Этот комплекс, по мнению А. А. Чигуряевой, является характерным для раннего миоцена [169].

Общая мощность тюльганской, куюргазинской и ворошиловской свит весьма изменчива – от 10 до 80 м.

Нижний–средний подотделы

Наурзумская свита (N_{1nr}) локально развита в Орской СФцЗ, на левобережье р. Орь, и в Восточно-Уральской СФцЗ, восточнее оз. Жетыкоклъ. В Орской СФцЗ отложения свиты налегают с размывом на юрские глины и эоценовые пески казацкой свиты. Подразделение здесь представлено каолининовыми (часто огнеупорными) глинами с прослоями неравномернозернистых кварцевых песков, реже галечников. В общем случае большая верхняя часть свиты сложена глинами, в низах – базальный слой в виде галечников, гравийников и песков. В верхах разреза глины нередко окрашены окислами железа и приобретают пеструю окраску в розовых, малиновых, лиловых оттенках; в нижней части стратона глины белые. Мощность свиты здесь не превышает 5 м.

В Восточно-Уральской СФцЗ наурзумские отложения вскрыты скважинами в Жетыкольской впадине. Свита там сложена каолининовыми глинами, преимущественно светло-серыми (грязно-белыми) со светло-желтыми и голубовато-белыми прослоями. В основании разреза глины коричневые или серые (до черных) с остатками обуглившейся древесины, вмещают маломощные прослои мелкозернистых светло-серых песков, а также обломки известняков. Мощность этих отложений достигает 40 м.

По спорово-пыльцевому комплексу возраст наурзумской свиты определен как ранне-среднемиоценовый [101].

Чаграйская свита (N_{1cg}) распространена крайне ограниченно в Восточно-Уральской СФцЗ, в виде локальных участков площадью менее 0,5 км². Представлена ожелезненными мелкозернистыми кварцевыми песками с линзами крупнозернистых железистых песчаников, гравелитов и крупногалечных конгломератов. В основном это элювиальные развалы на водоразделах, очень пологих склонах и небольших локальных положительных формах рельефа. В коренном залегании отложения чаграйской свиты вскрыты небольшими карьерами размером 100 × 60 м и глубиной до 4 м. В одном из карьеров, расположенном в 2,5 км к юго-востоку от пос. Озерный, наблюдались белые мелкозернистые кварцевые пески (мощностью 2,2 м) со стяжениями карбоната, примесью кварцевого щебня и маломощными прослоями волнистослоистых крупнозернистых обохренных («рыжих») кварцевых песков (2,2 м). Ниже они сменяются крупно- и грубозернистыми обохренными кварцевыми песками (вскрытой мощностью 1,8 м) с включениями небольших глыб железистых песчаников. Мощность свиты здесь не превышает 5 м. Соотношение разновозрастных чаграйской и наурзумской свит неопределенное (непосредственные их контакты не наблюдались); вероятнее всего, это фациальные разновидности. Органические остатки в чаграйских отложениях на описываемой территории не найдены.

Возраст дан по литологическому сходству с датированными образованиями чаграйской свиты Тургайского прогиба и в соответствии с легендой Уральской серии листов ГК-1000/3. Свита с резким угловым несогласием залегает на дислоцированных породах девона и раннего карбона.

Средний–верхний подотделы

Ушкатлинская свита ($N_{1u\delta}$) как самостоятельное подразделение выделяется в Лемезинско-Тюльганской подзоне Предуралья. Состоит главным образом из глин, которые по своей окраске резко отличаются от аналогичных пород других подразделений миоцена. Это белые, светло-зеленовато-серые и желтовато-серые разности с красными, розовыми и желтыми расплывчатыми пятнами. В отдельных прослоях глины полихроматические: малиновые, красные, фиолетовые, желтые. В разрезе по руч. Елшанка (правобережье р. Урал) в пелитах наблюдаются включения гравийных зерен и мелкой гальки кремней, кварцитов и жильного кварца, железо-марганцевые бобовины, карбонатные стяжения. Во всех разрезах отмечаются мелкие «розы» гипса, особенно часты они в верхах свиты. Изредка глины вмещают линзы серых кварцевых песков. По составу глины каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые; текстура их неслоистая, часто комковатая. По генезису большинством исследователей они считаются пролювиальными. В разрезе по руч. Букобай в некоторых прослоях глины углефицированы; там же встречен угольный пласт мощностью 2,9 м. Мощность ушкатлинской свиты меняется от 5 до 25 м. Со стратиграфическим несогласием она залегает на разновозрастных подразделениях: верхнепермских, триасовых, эоценовых.

В серых глинах из основания свиты обнаружены остракоды *Mediocypris brodoui* Sch n., *Limnocythere* sp., *Gliocypris* sp. При этом медиоциприс характерен только для в среднемиоценовых «пресноводных» отложений; в частности, он широко распространен в чокракском горизонте Восточного Предкавказья [169]. Верхи свиты считаются относящимися к торгонскому ярусу.

Нижний–верхний подотделы

Тюльганская, кюургазинская, ворошиловская, ушкатлинская свиты объединенные ($N_{1tl-u\delta}$) выделяются в Южно-Предуральской СФцЗ в пределах мелких мульд по левобережью р. Илек и в междуречье Буртя–Уртабуртя. Вышеописанная ушкатлинская свита здесь входит в состав единого картируемого подразделения. Обобщенный разрез сложен в основном глинами каолинитовыми и каолинит-гидрослюдистыми (часто углефицированными) с прослоями песков, алевролитов (включающих древесные остатки), мелкими линзами бурых углей и лигнитов. Количество песчаных прослоев и их мощность увеличиваются к низам разреза, в его основании среди них появляются маломощные линзы гравийников и гравийных галечников. Мощность четырех объединенных свит от 95 до 145 м. В угленасыщенных алевролитах выявлены споры и пыльца

раннего миоцена. В верхней части разреза обнаружены остракоды среднего и верхнего миоцена [169].

Верхний подотдел

Два подразделения, относящиеся исключительно к верхнему миоцену, выделяются только в Восточно-Уральской и Приуральской СФцЗ.

Светлинская свита (N_{1sv}) широко распространена в обоих названных элементах районирования. Сложена породами нескольких фаций, среди которых наиболее распространены озерные образования – глины зеленовато-серого цвета (вверху – пестроцветные) с железомарганцевыми бобовинами, включениями гипса и карбонатными стяжениями. Иногда отмечаются прослойки глинистых мергелей, в основании – линзы песков и гравийных галечников. Глины плотные неслоистые, комковатой текстуры, с восковидным блеском. Залегает светлинская свита преимущественно на коре выветривания палеозойских пород (иногда с размывом на палеогеновых отложениях), перекрывается (как правило, с постепенным переходом, иногда с небольшим размывом) образованиями жиландинской свиты или глинами и суглинками четвертичного возраста. Мощность стратона до 35 м. Позднемиоценовый возраст светлинской свиты установлен по находкам фаунистических остатков и спорово-пыльцевым комплексам на сопредельных территориях Зауралья и Тургайского прогиба [35, 64, 101].

Жиландинская свита ($N_{1žl}$) ограниченно развита в тех же зонах. Ее выходы обычно занимают локальные участки, которые не выделяются в масштабе карты. Наиболее крупные площади развития свиты откартированы к западу и юго-западу от оз. Айке и в верховьях р. Урус-Кискен. Там она представлена в основном глинами красно-бурого и кирпично-красного цвета. Глины комковатые, нередко гипсоносные, известковистые, иногда с железомарганцевыми образованиями, линзами песков, гравийников и конгломератов в основании. В составе глин обычно присутствуют гидрослюды и монтмориллонит. Мощность стратона от 5 до 30 м. Возраст жиландинской свиты принят по остаткам верхнемиоценовых позвоночных, наиболее многочисленным на сопредельных территориях Тургайского прогиба [35, 64]. Она залегает согласно (с постепенным переходом) на отложениях светлинской свиты, с размывом и стратиграфическим несогласием на уркимбайской свите олигоцена и резко несогласно – на породах палеозойского возраста.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН–НИЖНИЙ ПЛИОЦЕН

Кудуксайская свита (N_{1-2kd} ; IN_{1-2kd}) выделяется в Орской СФцЗ в пределах одноименной депрессии (на схемах районирования плиоцена–квартера относится к Урало-Гумбейскому району Уральской СФцЗ). Имеет крайне ограниченное распространение. Представлена осадками озерного происхождения: в основании разреза – **зеленовато-серыми пятнистыми известковистыми глинами с железистыми бобовинами и карбонатными стяжениями**; выше они сменяются красновато-бурыми глинами с прослоями

кварцевых песков. Разрез свиты изучен по керну картировочных скважин. Мощность отложений до 20 м. Со стратиграфическим несогласием подразделение залегает на среднеюрских, эоценовых и ниже-среднемиоценовых образованиях. Время формирования стратона принято по аналогии с фаунистически охарактеризованными отложениями этой же свиты на сопредельных площадях. Как имеющая «переходный» возраст свита отображена на двух геологических картах: доплиоценовых и плиоцен-четвертичных образований; в последнем случае она индексируется с генетическим символом лимния и показана только на схемах корреляции и соотношений.

ПЛИОЦЕН

Отложения верхнего неогена показаны только на карте плиоцен-четвертичных образований ввиду их достаточно широкого распространения и тесной связи с квартером, в том числе в геоморфологическом и минералогическом отношении.

Нижний подотдел

А л л ю в и й (aN_2^1) выделен в Урало-Сакмарском районе Камско-Бельской подобласти Предуральской СФцО. Залегает с угловым несогласием на интенсивно размытой поверхности верхнепермских и триасовых пород в переуглубленных частях палеодолин. В выходах на поверхность не наблюдается, являясь погребенным образованием (отображается только на схемах корреляции и соотношений). Разрез чаще всего начинают речные гравийные галечники (в обломках – серые кремни и жильный кварц) или серые разнотернистые пески. Мощность этого интервала не превышает 9–10 м. Выше располагаются пестроокрашенные, коричневые или красновато-коричневые глины, обычно песчаные, неслоистые.

В отдельных разрезах основание слагают паттумы. Они состоят из неравномерно распределенной смеси глинистого вещества, песчано-алевритового материала и по-разному окатанных псефитовых обломков преимущественно местных пород. Это скорее всего пролювиальные образования, слагающие конусы выноса оврагов, прорезающих крутые склоны палеодолин. Весьма часто отмечаются прослой и линзы уплотненных мелкозернистых и среднезернистых песков, которые по простирацию могут замещаться песчаниками.

Мощность нижнеплиоценовых отложений в пределах описываемой территории достигает 58 м. Ассоциация спор и пыльцы соответствует «нижнеакчагыльскому подъярусу» [169] (или занклскому ярусу) и характеризуется следующим составом: пыльца древесных составляет 21%, травянистых и кустарников – 79%; споры отсутствуют. Особенностью стратона является преобладание пыльцы *Chenopodiaceae* (28%) и *Gramineae* (20%). Встречаются также пыльца *Compositae* (род *Artemisia*) и зерна водных растений *Alisma* и *Potamogeton*.

Средний подотдел*

Кустанайская свита. Аллювий (aN_2^2ks). Подразделение выделяется в Верхнетобольско-Аятском районе Уральской СФЦЗ; в пределах описываемой территории выходы его наблюдаются в долине р. Тобол. Представлена свита преимущественно речными образованиями (иногда с фациями лимноаллювия): супесями, суглинками и бурыми песчанистыми глинами (часто с известковыми стяжениями), включающими линзы и прослойки песков и гравийников. Мощность до 20 м. Там, где эти отложения залегают на жиландинской свите, литологические отличия между ними мало заметны. Возраст принят в соответствии с серийной легендой и на основании корреляции с подобными отложениями сопредельных площадей, в которых время формирования свиты (и одноименного горизонта) датировано по костным остаткам *Equus ex gr. stenosus* Сосси [101].

Средний–верхний подотделы*

Лимний и аллювиомариний (l, amN_2^{2-3}) в качестве единого картируемого подразделения распространены в пределах Урало-Сакмарского района Предуральской СФЦО, где выполняют древние долины р. Урал и её притоков – рек Донгуз, Черная, Бердянка, Сакмара, имея при этом довольно слабую обнаженность (в масштабе карты не выделяется и отображается только на схемах корреляции и соотношений). Залегают описываемый стратон трансгрессивно на подстилающих (также погребенных) аллювиальных отложениях (aN_2^1). В своем основании чаще всего представлен терригенными мелководно-морскими осадками.

В центральных (переуглубленных) зонах древних долин значительная по мощности нижняя часть образований сложена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми глинами, на долю которых приходится от 70 до 80% объема этого таксона. Остальные 20–30% образуют алевролиты (алевритулы) и пески. Глинами выполнены тела мощностью от нескольких сантиметров до 45–55 м; они вмещают многочисленные животные и растительные остатки. Нередко обрывки стеблей и листьев настолько переполняют породы, что те приближаются к глинистым лигнитам. Пески серые мелкозернистые, часто со значительной алевролитовой примесью, обычно с обилием раковин моллюсков. По латерали они, как правило, замещаются алевролитами, реже гравийниками, состоящими из обломков серых и коричневых кремней. Мощность прослоев песков от 0,1–0,2 до 10–12 м. Алевролиты серые, зеленовато-серые или голубовато-серые, как правило, глинистые или песчанистые, с массивной горизонтальнослоистой текстурой. Максимальная мощность нижней (сероцветной) части разрезов в осевой зоне палеодолин – до 80 м.

* В связи с недавним решением МСК о переносе нижней границы четвертичной системы на уровень 2,6 млн лет принято двучленное деление плиоцена. Таким образом, бывший средний подотдел становится верхним, а бывший верхний (в объеме гелазского яруса) принадлежит уже к квартеру. (Прим. ред.)

Верхняя часть характеризуемых образований представлена чередующимися глинами и алевролитами с прослоями и линзами песков. Основные отличия от нижней части – пестрота окраски пород и малое количество находок окаменелостей в них. Цвет этих отложений серый, желтовато-, коричневатый- и зеленовато-серый, красновато-коричневый и розовый. Мощность верхней части описываемого подразделения 18–25 м. Чем круче склоны палеодолин, тем заметнее увеличивается роль песков, пород смешанного гранулометрического состава, появляются крупные линзы гравийных галечников. Окраска обломков в последних заметно влияет и на общий цвет образований.

В сероцветных породах, как уже отмечалось, содержатся многочисленные и разнообразные остатки моллюсков и микроорганизмов – характерных представителей «среднеакчагыльского подъяруса» (по ОСШ – пьяченцкий ярус). Это кардииды *Carastoderma pseudoedule* (A n d r.), *C. azerbaijanicum borealis* (F e d k.), *C. vogdti* (A n d r.), *C. konschini* (A n d r.), *C. dombra* (A n d r.); в том числе редкоробристые *Avicardium karelini* (A n d r.), *Av. nikitini* (A n d r.), *Av. kamischense* (A n d r.), *Avimactra venjukovi* (A n d r.). Присутствуют морские гастроподы *Pirenella caspius* (A n d r.). В пестроцветных отложениях находки окаменелостей более редки; они отвечают возрастному интервалу от верхней части пьяченцкого яруса по низы гелазия. Из пелеципод отмечаются мелкорослые *Cerastoderma dombra* (A n d r.), *Avimactra kolesnikovi* (A. A. – Z.). Остракоды из этой части разреза представлены следующими формами: солоноватоводными *Paracyprideis naphaticholana* L i v., пресноводными *Prolimnocythere scharapovae* (S c h w.) и (редко) *Pr. schweyeri* (K a r m.), *Cypria pseudoarma* P o r o v a. Из фораминифер присутствуют *Cassidulinita prima* S u z. и единичные *Elphidium* sp. [183].

Мощность аллювиомариния среднего–верхнего плиоцена в пределах описываемой территории от 40 до 105 м. С этими образованиями связаны залежи глин для буровых растворов.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоцен, верхнее звено

Нижежуншуликская подсвета (верхняя часть). Лимноаллювий (laEПЗ²). В пределах описываемой территории это подразделение распространено преимущественно в Верхнетобольско-Аятском районе Уральской СФЦЗ и тяготеет к депрессиям. Отложения представлены глинами, алевролитами и песчанистыми глинами с разнозернистыми песками и гравийниками в основании. Иногда встречаются мелкозернистые глинистые пески с нечеткой горизонтальной слоистостью. Мощность подразделения до 30 м. Генезис его, вероятнее всего, озерный с аллювиальной составляющей дельтового характера. Остатки фауны и флоры в сходных образованиях Зауралья (за пределами описываемой

площади) дают возможность параллелизовать их с «апшеронскими» породами Приуралья и Поволжья. Возраст и принадлежность к таксонам региональной шкалы Урала (чумлякский горизонт) даны в соответствии с серийной легендой; этому не противоречат определения эоплейстоценовых СПК. К описываемым отложениям приурочено месторождение строительных песков [101].

Эоплейстоцен нерасчлененный

Лимний и аллювий (I, аЕ) выделяются в Урало-Сакмарском районе Предуральской СФцО. Широко развиты на левобережье р. Урал, в западной части описываемой территории. Обнажения редки; достаточно полно эти отложения изучены по керну картировочных скважин. На правом берегу р. Урал площадь распространения стратона образует своеобразный «залив», выполняющий Урало-Сакмарское междуречье. Данные образования представлены глинами, суглинками и супесями; первые заметно преобладают. В некоторых разрезах в основании подразделения отмечаются линзы и маломощные прослои песков, гравийников, редко галечников. Окраска глин разнообразна, чаще встречаются коричневые и желтовато-коричневые, реже зеленовато-коричневые разности. Они плотные, вязкие, в отдельных прослоях – песчанистые. Суглинки (нередко известковистые) светло-коричневые, желтовато-коричневые, реже – красновато-коричневые; супеси коричневатые-серые и зеленовато-серые. Гравийники и галечники в обломочной части имеют преимущественно кремнисто-кварцевый состав. Пески полимиктовые разнозернистые с преобладанием обломков кварца и включениями гравийных зерен (кремни и кварц). С данными отложениями связаны месторождения кирпичных и буровых глин. Мощность образований до 45 м. Залегают они на породах среднего–верхнего плиоцена (иногда без видимых следов перерыва); перекрываются покровными лессовидными суглинками, реже – аллювием неоплейстоценового возраста.

В генетическом отношении разновидности, слагающие большую часть разрезов, сопоставляются с озерными и аллювиальными образованиями. Формирование их, вероятно, связано с обширной аккумулятивной равниной, где рассматриваемые отложения после отступления моря накапливались в уже пресноводном бассейне, состоящем, по-видимому, из системы крупных проточных озер. В его краевых частях заметную роль играл также делювиальный и пролювиальный снос. Характерным для описываемого подразделения является преобладание пыльцы травянистых (65–99%), среди которых доминируют семейства *Chenopodiaceae* (26–31%) и *Polypodiaceae* (18–36%). В меньшем количестве встречается пыльца семейства *Compositae*, в т. ч. род *Artemisia* (8–12%), и *Gramineae* (4–18%). Пыльцевые зерна древесных присутствуют в незначительном количестве [168, 169]. Возраст стратона определяется в известной мере условно, по положению в разрезе.

Делювий (dЕ) на описываемой территории развит в Урало-Гумбейском и Верхнетобольско-Аятском районах Уральской СФцЗ; представлен красными глинами мощностью до 5–7 м, приуроченными к отрицательным

формам рельефа (на гипсометрическом уровне с абсолютными отметками 320–340 м), а также к водораздельным склонам долин рек Жангызагаш, Бостыбай и Сасыксай. Залегают глины, как правило, на мезозойской коре выветривания, реже – на плиоценовых отложениях и скальных породах до-мезозойского субстрата. Возраст, определяемый по положению в рельефе, принят в соответствии с серийной легендой.

Эоплейстоцен–неоплейстоцен, нижнее звено (лозьвинский горизонт)

Делювий и аллювий (d, aE–Plz). Эти образования развиты большей частью в Урало-Гумбейском, ограничено – в Верхнетобольско-Аятском районах Уральской СФцЗ. Приурочены к водоразделам и склонам речных долин в верховьях всех притоков рек Джарлы, Кокпектысай и Сасыксай, а также в верховьях рек Тыкаша и Котансу. Представлены они ярко-коричневыми, рыжими и буровато-серыми «рыхлыми» монтмориллонит-каолинит-гидрослоудистыми глинами, содержащими мелкие железистые бобовины, а в основании разреза – валуны и гальку. Залегают на отложениях разного возраста: от коренных палеозойских пород до осадков плиоцена, в основном же – на мезозойской коре выветривания. Мощность образований до 10 (иногда до 30) м. Возраст принят на основании соотношений с другими подразделениями квартера и по положению в рельефе; таковым он дан и в легенде Уральской серии листов ГК-1000/3.

Неоплейстоцен, нижнее звено

Аллювий черноскутовской террасы (a^{ck}T) в пределах описываемой территории развит в Уральской СФцЗ на междуречьях и в долинах рек Большой Кумак, Камсак, Ащебутак, Домбаровка и др. Отложения этой древней террасы изучены по керну картировочных скважин, а также в обнажениях на склонах долин. Аллювий сохранился в виде фрагментов, иногда занимающих значительные площади; наибольшие из них приурочены к междуречьям, они везде располагаются на 30–40 м выше уреза воды. Нижняя часть аллювиального комплекса слагается русловыми образованиями: гравийниками и галечниками (преобладающими в разрезе), а также песками. Псефиты состоят из обломков кварца, кремней, реже – вулканических пород. Пески преимущественно кварцевые серые, темно-серые с различной сортировкой и окатанностью зерен. Мощность русловых отложений в разрезе древнего аллювия – до 8 м.

Верхнюю часть разреза слагают пойменные образования. Состоят они из глин и песков серого, зеленовато-серого, светло-серого цвета. Глины в отдельных прослоях песчанистые, иногда с обуглившимся растительным детритом. Пески крупнозернистые, реже мелкозернистые, иногда глинистые с карбонатными стяжениями. Мощность верхней части аллювия до 10 м. Отложения черноскутовской террасы залегают с размывом на плиоценовых образованиях или на корях выветривания мезозойского возраста. Перекрываются средне-верхненеоплейстоценовым делювием или золовыми песками голоценового возраста.

Ранненеоплейстоценовый возраст и принадлежность характеризуемых образований к черноскутовской террасе определены по положению в рельефе и литологическому составу [99]. По региональной шкале Урала они отвечают чернореченскому и карпийскому горизонтам. Общая мощность аллювия до 18 м. С ним связаны месторождения песчано-гравийного материала.

Неоплейстоцен, среднее звено

Лимноаллювий (IaII) распространен в Урало-Гумбейском районе Уральской СФЦЗ и приурочен к обширным территориям междуречий Орь–Камсак и Орь–Большой Кумак. Озерно-аллювиальные образования представлены песками с прослоями песчаных глин и линзами галечников. Основание таксона слагают темно-серые глины с линзами серых песков и галечников, которые выше по разрезу сменяются буровато-желтыми глинистыми песками. Верхняя часть образована мелкозернистыми кварцевыми песками светлого серовато-желтого цвета; мощность песков верхнего слоя до 4 м. Отложения вскрыты под второй надпойменной террасой, что дает основание считать их средненеоплейстоценовыми. Общая их мощность до 20 м. По мнению ряда исследователей, в долине р. Орь это преимущественно аллювий (aII), на междуречьях – либо лимний (I II), либо более древние образования [99].

Сылвицкий горизонт. Погребенный аллювий (aIIsl) развит в Урало-Сакмарском районе Предуральской СФЦО. Небольшие изолированные обнажения стратона не могут быть показаны в масштабе карты, подразделение выделяется только на схемах корреляции и соотношений подразделений. Вскрыт аллювий немногочисленными скважинами в долинах рек Урал и Сакмара, где он «врезан» в плиоценовые отложения и перекрывается более молодым аллювием. Подошва сылвицких речных образований всегда располагается гипсометрически ниже основания последнего. Слагается погребенный аллювий галечниками и гравийниками с редкими прослоями песков, алевроитов и глин. Состав псефитовых обломков: кремни, кварциты, кварц, изредка известняки и песчаники. Пески желтовато-серые полимиктового состава разнозернистые. Глины желтовато-серые, часто песчанистые. Мощность отложений в пределах описываемой территории – до 24 м.

Аллювий исетской (третьей надпойменной) террасы (a^{III}) широко развит на площади Урало-Сакмарского и Урало-Гумбейского районов. В пределах Уральской СФЦЗ эти отложения слагают третью надпойменную террасу р. Суундук и водотоков левобережья р. Джарлы (в районе с. дамовка). Представлены в верхней части суглинками и песчанистыми глинами жёлто-бурого цвета, в нижней – кварцевыми песчаными галечниками. Возраст образований определяется костными остатками на левом берегу р. Суундук, где были найдены зубы *Mammuthus aff. trogontheri* P o h l. и *Elephas armeniacus* F o l c, характеризующих средненеоплейстоценовое время [101]. Мощность исетского аллювия в данном районе до 8 м.

Эта же терраса отмечается в правом борту долины р. Орь, где хорошо изучена по керну картировочных скважин. Нижняя часть аллювия здесь сложена русловыми образованиями – гравийниками и галечниками с «примесью» песков. Псефитовые породы бурого цвета, состоят из обломков кварцитов и жильного кварца. Пески преимущественно кварцевые коричневатого-серые. Мощность русловой фации до 7 м. Выше по разрезу среди преобладающих песков отмечаются линзы и прослои серых глин, в отдельных случаях песчанистых. Наряду с последними встречаются прослойки песчано-гравийных пород. Они представлены в основном светло-серыми (иногда железненными) разнородными кварцевыми, реже – кварц-полевошпатовыми песками с линзами песчанистых гравийников и редкими включениями галек. Верхняя часть разреза сложена мелкозернистыми кварцевыми песками светло-желтого цвета. В целом пески в разрезе доминируют, их мощность достигает 8 м. Залегают здесь аллювий третьей надпойменной террасы на коре выветривания гранитоидов либо на частично эродированных среднееоплейстоценовых озерно-аллювиальных образованиях; перекрывается грубозернистыми песками и галечниками вложенной второй надпойменной террасы. Общая мощность исетского аллювия в этом районе до 16 м. Среднееоплейстоценовый возраст отложений принят по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными аллювиальными образованиями аналогичной террасы р. Худолаз (правый приток р. Урал), где были встречены костные остатки *Coelodonta antequitatis* В 1 и т [99].

Аллювий третьей надпойменной террасы в пределах Предуралья СФЦО выделяется по левым бортам долин рек Урал и Сакмара; отложения изучены в скважинах. Частные разрезы их практически не отличаются друг от друга. Нижняя часть аллювия сложена галечниками и гравийниками с песчаным наполнителем. В составе обломков преобладают кремни и кварц, реже встречаются галька и гравийные зерна песчаников, известняков и других осадочных пород. Пески полимиктовые, в отдельных линзах – существенно кварцевые. Верхняя часть (пойменная фация) представлена суглинками (местами песчанистыми) и супесями желтовато-коричневой и желтовато-серой окраски, иногда с обуглившимися растительными остатками. В пойменных суглинках долины р. Урал обнаружены спорово-пыльцевые комплексы лесостепного типа. Пыльца древесных составляет 20–31%, травянистых растений – 48–68%. Из древесных преобладают *Pinus* subgen, *Dyploxylon* (до 31%), *Picea* sec. *Eupicea* (до 12%). Среди травянистых доминирует пыльца разнотравья (до 22%), *Asteraceae* (в том числе *Centaurea*), *Echinops*, *Cicheriaceae*, *Brassicaceae*; в некоторых образцах встречается высокое содержание бобовых и маревых (до 17–20%). Отмечаются также пыльца злаковых (*Poaceae*) и кустарников (*Ephedra*) – до 1%, споры мхов *Bryales* и папоротников семейства *Polypodiaceae*. Состав комплекса обычен для среднего плейстоцена Башкирского и Оренбургского Приуралья [168, 169].

Мощность отложений исетской террасы изменяется в значительных пределах – от 19 до 45 м, что в значительной мере связано со структурой территории: в пределах активно развивающихся соляных куполов мощность аллювия уменьшена, а в разрезах там преобладает русловая фация.

Неоплейстоцен, нижнее–верхнее звенья

Делювий (dI–III) широко распространен в Урало-Сакмарском районе Предуральской СФцО, в меньшей степени – в пределах Южно-Горноуральского района Уральской СФцЗ. Крупные поля его развития закартированы на приводораздельных пологих склонах долин рек Урал, Илек, Сакмара и их притоков – рек Черная, Бердянка, Буртя, Хобда, Карагала. Состоят эти отложения в основном из суглинков светло-желтовато-коричневых и серо-коричневых, иногда с красноватым оттенком. Нередко в них отмечаются мелкие слабоокатанные обломки «местных» известняков и песчаников; гораздо реже – сильно вытянутые маломощные (1–2 см) линзочки разнозернистых песков. В спорово-пыльцевых спектрах, выделенных из верхних горизонтов делювия, преобладают травянистые, пыльца древесных составляет 7–23%. Такие спектры характерны в основном для позднего неоплейстоцена.

Мощность делювия на правобережье Урала изменяется в широких пределах: от 1–3 м (в привершинной части склонов) до 5–6 м в их основании. Именно вблизи последних в разрезах, очевидно, и присутствуют образования ранне-среднеоплейстоценового возраста. В бассейне р. Черная мощность делювия достигает 28 м. Описываемый стратон легко распознается на аэрофотоснимках по светло-серому фототону и перистому фоторисунку, создаваемому ложбинами стока и деллями.

Неоплейстоцен, среднее–верхнее звенья

Коллювий и делювий (с, dII–III). Эти нерасчленяемые образования развиты в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ, в верховьях Сакмары и ее притоков – реках Идяш, Куруил, Кураган. При этом иногда «делювиальная часть» полосами окаймляет «зоны», сложенные коллювием, на склонах заметной крутизны (20–30°). Можно предполагать, что в этих сложных по генезису отложениях принимают определенное участие и пролювиальные фации. Немалая роль в создании этого генетического типа отложений принадлежит крипам. Слагаются они серой или желтовато-серой суглинистой и супесчаной массой, включающей значительное количество неокатанных обломков разного размера, располагающихся в породе беспорядочно. Мощность отложений до 8 м.

Появление нового типа отложений – коллювия (не отмечаемого в рыхлых отложениях более древнего возраста), вероятно, обусловлено усилением и дифференциацией неорогенических движений в среднем неоплейстоцене. Крупнощебнистый материал аккумуляровался у подножия крутых склонов и впоследствии перекрывался более тонкозернистым делювием; так формировались отложения в виде «слоеного пирога». Возраст данных образований принят на основании соотношений с другими стратонами квартала и их геоморфологической позиции.

Сылвицкий–ханмейский горизонты. Делювий и аллювий (d, aIIsl–IIIhn). Подразделение выделяется только в Урало-Гумбейском районе Уральской СФцЗ. В пределах описываемой территории имеет неболь-

шие выходы по левому берегу р. Орь и ее притокам – рекам Мендыбай, Шандыаша, Мамыт. Сложено глинами песчанистыми и суглинками от буровато-коричневых до темно-серо-коричневых, иногда со стяжениями карбонатов или с железистыми бобовинами, с примесью гальки, гравия и дресвы палеозойских пород, содержание и размер которых увеличиваются к низам разреза. Мощность отложений до 10 м. Возраст принят по соотношениям со смежными подразделениями.

Делювий и лимний (d, III–III) распространены незначительно в том же Урало-Гумбейском районе, локализованы в междуречьях тех же водотоков, что и в случае с вышеописанным субсинхронным и также нерасчленяемым делювием и аллювием. Приурочены обычно к участкам развития мезозойской коры выветривания и плиоценовых глин. Представлены бурыми и буровато-серыми суглинками с дресвой или полукатанными обломками кварца и палеозойских пород, а в основании разреза – бурыми глинами, часто песчанистыми с карбонатными стяжениями. Мощность отложений до 30 м.

Элювий и делювий (e, dII–III) выделяются в пределах описываемой территории во всех районах Уральской СФцЗ. В Верхнетобольско-Аятском районе развиты незначительно и приурочены к пониженным участкам приводораздельных склонов и долинам малых рек. Представлены глинами, суглинками с дресвой и щебнем, содержание которых увеличивается к низам разреза. Налегает эти образования с резким несогласием и большим стратиграфическим перерывом на самые различные домезозойские породы. Мощность отложений здесь от 1,5 до 6 м.

Наиболее значительным чехлом они покрывают приводораздельные склоны в левом борту долины р. Кумак и ее левых притоков, а также р. Камсак (Урало-Гумбейский район). В верхних частях шлейфов представлены светло-коричневыми супесями и суглинками со значительной примесью щебня, в нижних – коричневыми, светло-коричневыми суглинками с различным количеством песчаной примеси, в разной степени карбонатизированными и загипсованными, нередко с полукатанными обломками кварца гравийной размерности. Существенно глинистый состав делювиальной составляющей характерен для склонов, подстилающие отложения на которых сложены плиоценовыми глинами и мезозойскими корами выветривания, а также субаквальными образованиями. Средневерхненеоплейстоценовые элювиальные и делювиальные образования лежат также на ранненеоплейстоценовом аллювии чернскутовской террасы; перекрываются обычно голоценовыми золовыми песками. Наибольшая мощность описываемых отложений в этом районе до 16 м.

Возраст таксона дан исходя из соотношений с другими кайнозойскими подразделениями и по положению в рельефе.

Делювий (dII–III) широко развит на площади Уральской СФцЗ и слагает борта долин рек Джарлы, Кумак, Губерля, Орь, Тобол и их притоков; кроме того, он покрывает приводораздельные склоны в восточной части территории, где заполняет многочисленные балки (днища временных водотоков). Описываемые образования сложены песчаными глинами, суглинками (часто известковистыми) со щебнем выветрелых подстилающих

пород, реже песками с гравием; мощность 5–13 м. К ним приурочены месторождения кирпичных глин.

Элювий (eII–III) развит в двух западных (Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском) районах Уральской СФцЗ, приурочен к поверхности выравнивания средне-позднеплейстоценового возраста и верхним частям склонов речных долин. Представлен светло-коричневыми супесями и серовато-бурыми суглинками со значительной примесью щебня; встречаются линзы галечников с плохоокатанным обломочным материалом. Мощность отложений до 30 м.

Неоплейстоцен, верхнее звено

Аллювий камышловской (второй надпойменной) террасы (a^kIII) распространен на всей описываемой территории. В пределах Урало-Сакмарского района Предуральской СФцО эти отложения широко развиты на левобережных участках долин рек Урал и Сакмара; на правом берегу последней они практически отсутствуют. Фрагменты террасы фиксируются также в долинах рек Бол. Ик и Касмарка, однако масштаб карты не позволяет их показать. В долинах субмеридионального направления образования камышловской террасы равномерно распространяются по разным берегам. Основание ее разреза сложено породами, относящимися к русловой фации (соответствуют стрелецкому горизонту). Это гравийники и галечники с преимущественно кремнистым и кварцевым составом обломков и незначительным присутствием галек палеозойских песчаников, гравелитов, известняков. Наполнителем их является песок, нередко образуются и маломощные песчаные прослои. Цвет наполнителя коричневато-серый и желтовато-серый, состав аллювиально-псаммитовый полимиктовый разнозернистый с включениями гравийных зерен кварца и кремней. Мощность аллювия русловой фации обычно не превышает 9–11 м. Верхняя (пойменная) часть террасы построена во всех долинах однообразно; она сложена светло-желтовато-коричневыми суглинками (преобладают), супесями и песчаными глинами. Мощность образований до 25 м. Общая мощность аллювия камышловской террасы в данном районе – до 35 м (она же и максимальная для территории). В образцах из пойменных образований определен спорово-пыльцевой комплекс степного типа. Пыльца древесных (*Pinus silvestris* L., *Betula pendula* Roth., *Quercus robur* L., *Tilia cordata* Mill., *Ulmus laevis* Pall. и др.) составляет 5–6%. Среди травянистых (35–37%) преобладает пыльца разнотравья, преимущественно *Asteraceae* (35%) и *Cichoreaceae* (10–12%). Обильна пыльца маревых (30–34%) [168, 169].

В пределах Уральской СФцЗ аллювий второй надпойменной террасы хорошо прослеживается по правому берегу р. Орь и в долинах рек Бол. Кумак, Камсак, Суундук, Джарлы, Айдырля, Урус-Кискен, Карабутак, Караганды, чаще по их левым берегам. На остальных крупных водотоках данные образования представлены небольшими участками. В основании террасы, как правило, залегают крупнозернистые пески, гравийники и галечники. Выше по разрезу они сменяются более тонкими разностями

песков буровато-желтого цвета. Камышловской аллювий на р. Орь характеризуется преимущественно гравийно-галечным сложением. Верхняя часть террасы на отдельных реках имеет отличия в составе. Так, для рек Бол. Кумак и Камсак общим является присутствие бурых лессовидных суглинков и песков с известковистыми «журавчиками», а также буровато-желтых песчанистых глин пойменной фации. Основная же доля здесь принадлежит мелкозернистым серовато-желтым и буровато-желтым кварцевым пескам. Кроме того, в отложениях характеризуемого комплекса этих рек выделяется старичная фация, представленная серыми и грязно-желтыми слабопесчанистыми глинами. Мощность пойменных образований – до 4,5 м, старичных – до 3 м. В образцах из пойменной фации в долинах рек Бол. Кумак, Камсак и Ушкота обнаружен спорово-пыльцевой спектр степного типа. Пыльца древесных пород составляет 5–28%, среди них хвойные *Pinus subgen. Diploxylon*, *Pinus sylvestris* и мелколиственные *Betula pendula*. В травянистой части спектра также преобладают степные формы – *Artemisia* (26–42%) и *Chenopodiaceae* (5–23%). Из спор определены папоротники *Polypodiaceae* (2%) и мхи *Sphagnum* sp., *Bryales* sp. (2,5%) [99]. Суммарная мощность аллювия камышловской террасы на востоке территории до 18 м. Стратон отвечает стрелецкому и ханмейскому горизонтам региональной шкалы Урала.

Аллювий режевской (первой надпойменной) террасы (а¹III) распространен по всей описываемой площади. В пределах Урало-Сакмарского района Предуральской СФЦО он развит в долинах рек Урал, Сакмара, Донгуз, Бердянка, Буртя, Бол. Ик. Залегают отложения на средне-верхнеплиоценовых подразделениях (реки Урал, Сакмара и Буртя) или более древних породах. В террасе отчетливо выделяются русловая (невьянский горизонт) и пойменная (в объеме полярноуральского горизонта) фации. Первая слагает нижнюю часть разреза, представлена галечниками, гравийниками и песками. Грубообломочный материал в основном кремнисто-кварцевого состава. Наиболее крупные обломки в русловом аллювии отмечаются в долинах рек восточной (предгорной) части района. Пески преимущественно кварцевые разнозернистые. Мощность русловых отложений 4–13 м. Пойменный аллювий представлен суглинками желто-коричневого (кое-где грязно-серого) цвета, пористыми, местами переходящими в супеси. В них встречаются прослойки зеленовато-серых глин. Иногда в породах слабо выражена горизонтальная слоистость. Мощность пойменного аллювия до 18 м. Отложения старичной фации состоят из темно-серых алевритистых глин с обилием обуглившихся растительных остатков и тонкостенными раковинами пресноводных моллюсков. Мощность их не превышает 5–6 м. Общая мощность аллювиальных отложений этого уровня в данном районе (она же – максимальная для описываемой территории) – до 25 м.

В аллювии первой надпойменной террасы встречены комплексы пресноводных остракод *Ilyocypris* ex gr. *tuberculata* (Brady), *Candona* ex gr. *rostrata* Br. et N., *C.* ex gr. *candida* (Müller), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Darwinula* sp., *Stenocypris* sp. indet., *Cyprinotus* sp., *Limnocythere dorsotuberculata* Neg., *Candoniella subellipsoida* (Scharap.), *C. albicans* (Brady), *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Ienes) [168, 169]. В образцах из

суглинков пойменной фации определены спорово-пыльцевые комплексы лесостепного типа. Пыльца древесных пород составляет в среднем 24%, среди них преобладает *Pinus silvestris* L. (до 16%). В группе травянистых растений (до 75%) преобладает пыльца разнотравья (до 30%) и *Chenopodiaceae* (до 28%).

В Уральской СФцЗ описываемые образования распространены во всех трех районах: по долинам рек Бол. Кумак, Кумак, Камсак, Орь, Джарлы, Домбаровка, Кугутык, Киимбай, Жарбутак, Ушкота, Ащебутак, Аралча и др. В долине р. Орь они протягиваются широкой (до 3 км) полосой по обоим берегам. Режевская терраса рек Кокпектысай и Сасыксай, напротив, прослеживается фрагментарно. Отложения достаточно хорошо изучены в обнажениях и картировочных скважинах. Возраст их определен по находкам ископаемых остатков фауны, пыльцы и спор. И здесь довольно отчетливо в аллювии выделяются пойменная и русловая фации, а по рекам Бол. Кумак и Джарлы – еще и старичная. В основании разреза залегает русловая фация, в составе которой преобладают желтые, желтовато-серые разнозернистые кварцевые и полимиктовые пески с гравием и галькой. В самых низах пески средне- и крупнозернистые. Состав галек и гравийных зерен разнообразен и зависит от геологического строения коренного субстрата, однако кремнистые породы и кварц присутствуют постоянно. Мощность русловой фации невелика – до 2 м. В старичной фации присутствуют значительной толщины (до 1 м) образования синевато-серых иловатых глин; в подошве – слой грубозернистых песков. Пойменная фация доминирует в разрезе режевской террасы и слагает ее верхнюю часть. Это супеси и суглинки грязно-желтого и желтовато-серого цвета, насыщенные дресвой кварца и включающие прослойки светло-желтых мелкозернистых песков. В основании пойменной фации рек Бол. Кумак, Орь, и Джарлы выделяются также горизонты погребенных почв мощностью до 0,3 м. В последних (на р. Орь) обнаружен спорово-пыльцевой спектр степного типа. Пыльца древесных пород составляет 18,5%; это *Pinus* subgen. *Diploxylon* – 11%, *Picea* sec. *Eupicea* – 0,5%. В составе травянистых доминируют степные формы *Chenopodiaceae* – 32% и *Artemisia* – 27,5%. Определена пыльца разнотравья – 16%; здесь преобладают *Polygonaceae*, *Scrophulariaceae*. Обнаружены споры папоротников – 0,5% [101].

Комплекс режевской террасы прислоняется к аллювию камышловского уровня и перекрывает его (на участках различной протяженности) в сторону склона. Передки и цокольные террасы, врезанные в коренные мезозойские породы. Мощность образований на площади Уральской СФцЗ – до 13 м.

К отложениям этого комплекса приурочены месторождения песчано-гравийного материала и кирпичных глин.

Североуральский надгоризонт. Делювий (dIIIsv). Развита незначительно в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ. Картируется на склонах долин рек Губерля, Чебакла, Суундук, Айдырля, Орь, Караганды, Кугутык, Аралча. Специфика отложений зависит от состава размываемых коренных пород субстрата. На участках развития мезозойской коры выветривания и плиоценовых глин делювиальные

образования представлены бурями, буровато-серыми суглинками и супесями со щебнем, в основании разреза – нередко бурыми глинами. В соотношениях с четвертичными подразделениями характерно то, что описываемые делювиальные отложения согласно перекрывают аллювий камышловской террасы. Мощность делювия непостоянна и к основанию склона увеличивается до 5 м.

Плейстоцен нерасчлененный

Лессовые и элювиальные (погребенные почвы) образования (L, e_p^P) на рассматриваемой территории выделяются в пределах Урало-Сакмарского района Предуральской СФцО. Они детально изучены В. К. Шкатовой (ФГУП «ВСЕГЕИ») в том числе в опорном разрезе этих отложений (карьер у с. Подгородняя Покровка на правом берегу р. Урал) [183], а также западнее – на правобережье рек Сакмара и Урал. Эти образования, залегающие на доплиоценовых породах или на среднем–верхнем плиоцене, подразделены ею на три «комплекса»: нижний (эоплейстоценовый), охватывающий верхнюю часть обратно намагниченной ортозоны Матуяма (1,8–0,78 млн лет), средний (ранне-среднеоплейстоценовый) – 0,78–0,127 млн лет и верхний (позднеоплейстоценовый) – 0,127–0,1 млн лет, соответствующий прямо намагниченной ортозоне Брюнес. Для верхнеоплейстоценовых педокомплексов В. К. Шкатовой выделены парастратотипы: восточнее с. Желтое и у с. Черный Отрог на левом берегу р. Сакмара.

В междуречье Донгуз–Бердянка–Буртя лессовые и элювиальные образования изучены слабо; они не имеют ярко выраженных, характерных для этого генетического типа, особенностей и выделяются условно. Описываемое подразделение залегает здесь на различных по возрасту породах, встречается на площади спорадически и перекрывается голоценовыми (в основном делювиальными) образованиями. Состав отложений однообразен – это коричневато-желтые суглинки с карбонатными стяжениями, включающие темно-коричневые землистые прослои, которые идентифицируются как погребенные почвы. Однако их диагностические признаки, как уже отмечалось выше, не всегда выражены четко.

Мощность стратона обычно составляет 10–12 м, иногда достигает 25 м.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт

Эолий ($vNgr$) в пределах описываемой территории выделен только в Урало-Сакмарском районе Предуральской СФцО и Урало-Гумбейском районе Уральской СФцЗ.

В первом из них данные образования картируются в долине р. Урта-Буртя. Мелкие очаги дефляции и проявления соответствующих эоловых форм известны также на р. Буртя и ее правобережье, однако в масштабе карты эти выходы не отражаются. Ветровой переработке подвержены

аллювиальные пески первой надпойменной (режевской) террасы. От пород верхнелепестового субстрата они отличаются отсутствием пылеватых частиц. Мощность эоловых отложений в данном районе – до 1,5 м.

В Урало-Гумбейском районе эолий широко развит по правобережью р. Бол. Кумак и в низовьях его левых притоков: Нижний Караус, Акжарка, Соленая, Караганка, а также в бассейнах рек Карабутак и Джарла. Описываемые образования покрывают как четвертичные, так и дочетвертичные отложения. Залегают плащеобразно на различных гипсометрических уровнях и формах рельефа, не обнаруживая при этом различий в структуре и сложении пород. Состав эоловых образований постоянен. Они представлены мелкозернистыми и среднезернистыми песками кварцевыми (реже с примесью полевых шпатов), хорошо сортированными и окатанными, бурого цвета, обычно слабоглинистыми. Возраст принят голоценовым на основании соотношений с четвертичными подразделениями: эоловые пески залегают на террасовых (надпойменных) отложениях рек. Мощность эолия зависит от рельефа: на водораздельных пространствах – 1–2 м, на склонах междуречий и в бортах долин – до 6 м. Наибольшая мощность песков в ложбинах склонов и балках – до 10 м.

Л и м н и й (Hgr) распространен во всех районах всех структурно-фациальных областей (зон), выделенных в пределах описываемой территории. В Урало-Сакмарском районе Предуральской СФцО отложения выделяются в масштабе карты довольно малочисленными и мелкими «островками». Формируется лимний в многочисленных прудах и западинах рельефа естественного происхождения. Он представлен темно-серыми (до черных) илами с включениями дресвы песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность их в данном районе не превышает 2–2,5 м.

В восточной части описываемой территории (Уральская СФцЗ) эти образования развиты наиболее широко. Выделяются они в бассейнах рек Орь и Домбаровка (Урало-Гумбейский район). В верховьях р. Акжарка и безымянного правого притока р. Орь цепочка озер приурочена к древней долине р. Кумак. Распространен лимний и на востоке листа М-41, в Верхнетобольско-Аятском районе. Озерные отложения образуются в бессточных блюдцеобразных котловинах и западинах, вероятно, суффозионного происхождения; часто они формируются и в заболоченных чашах озер. Источником накопления озерных осадков нередко являются элювиальные и делювиальные образования, залегающие на пологих склонах котловин и мелких водоемов. Основное поступление склонового материала в озерные впадины происходит в весенние месяцы. Пляжи и косы озер сложены обычно песками с примесью гальки, днище – иловатыми глинами, илами, сапропелем. До середины лета осадки образуются в водной среде. В целом они состоят из чередующихся тонких иловатых глин, супесей и суглинков зеленовато-бурого или бурого цвета с редкими прослоями песков. Мощность образований в «уральской» части площади достигает 5 м.

Пр о л ю в и й (pHgr) на описываемой территории выделен только в Урало-Сакмарском районе Предуральской СФцО, где слагает конусы выноса многих балок и оврагов при выходе их со склонов на поверхности долинного комплекса. Конусы выноса приурочены к тыловым швам

надпойменных террас или высокой поймы, располагаясь в тех участках, где они выражены наиболее четко. Форма их в плане разнообразна и не всегда отчетливо конусовидная. Разновозрастные генерации пролювия находятся в сложных соотношениях, часто смещаются в плане относительно друг друга. Максимальный размер конусов достигает $1,2 \times 0,8$ км. Развиты они преимущественно на левобережье р. Урал. Пролувиный состоит из желтовато-коричневых, светло-желтых супесей и песчанистых суглинков с включениями щебня и дресвы местных пород, которые при скоплениях иногда образуют маломощные линзы. Обломочный материал неотсортирован. В породах иногда заметна слабо выраженная косая слоистость. Мощность пролювиальных отложений до 3 м.

Аллювий русла, низкой и высокой пойм объединенный (**aHgr**), как и современный лимний, распространен во всех районах описываемой территории. Раздельный показ данных отложений в масштабе карты невозможен. Они широко развиты в долинах рек Урал, Сакмара, Бол. Ик, Орь, в меньшей степени на р. Бол. Кумак. Прослеживаются также по обоим берегам рек Суундук, Айдырля, Джарлы, Кумак, часто в виде фрагментарных «пятен», почти не выражающихся в масштабе карты.

Нижняя часть разреза в долинах крупных водотоков слагается песками, гравийниками и галечниками. Грубозернистые обломки имеют преимущественно кремнисто-кварцевый состав; на отдельных участках долин (а иногда и на всем их протяжении) преобладают галька и гравий местных пород. Пески коричневатато-серые полимиктовые разномзернистые. Комплекс пойменных отложений там представлен суглинками, супесями, песками; по всему разрезу отмечаются гравийно-галечниковые прослойки и линзы. Преобладают среднезернистые разности песков желтовато-серого цвета. Суглинки неслоистые бурого и буровато-серого цвета наряду с супесями слагают обычно верхнюю часть разреза. Аллювий высокой поймы залегает на режевской террасе на 2–2,5 м выше низкопойменных отложений.

Речные образования малых водотоков – это плохорасчленяемый аллювий, в составе которого в верхней части преобладают супеси и суглинки, а пески развиты по всему разрезу. В горных ручьях встречаются валуны и плохоокатанная галька. Слоистость и сортировка рыхлого материала обычно не отмечается.

Мощность голоценового аллювия до 10 м. С ним связаны месторождения песчано-гравийного материала и россыпи золота.

Делювий и аллювий (**d, aHgr**) также развиты повсеместно. Эти образования распространены в многочисленных балках и оврагах. Их состав тесно связан с составом денудированных пород в водосборных бассейнах, а размер обломочного материала во многом зависит от уклона днища долин. Овражно-балочный аллювий и неотделяемый от него делювий образованы суглинками, супесями, глинистыми песками с примесью обломков окружающих пород. Распределение обломочного материала по долинам неравномерное. Мощность отложений до 5 м. Подразделение вмещает ложковые россыпи золота.

Делювий (**dHgr**) выделен в Урало-Сакмарском районе Предуральской СФцО и в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ. Распространен

на склонах водораздельных пространств, обращенных к современным балкам, оврагам и долинам рек с поймой. Состав отложений тесно связан с литологией пород, слагающих склон, и представлен суглинками, супесями, алевролитами со щебнем и дресвой местных пород. Цвет образований – преимущественно коричневато-желтый. Нередко щебень и дресва концентрируются с формированием маломощных линзовидных прослоев, иногда со «столбчатой» отдельностью. В горной части территории делювий сложен главным образом супесями желтовато-серой окраски, переполненными щебнем и дресвой известняков, аргиллитов, алевролитов. Мощность подразделения до 7 м.

Верхняя часть горбуновского горизонта. Техногенные образования ($tHgr^2$) являются продуктами отвалов вскрыши карьеров, покрытий дорог, а также сельских и городских улиц с прилежащими свалками, насыпей железных и автомобильных магистралей, дамб и плотин. Техногенный комплекс имеет пестрый набор пород, но в основном состоит из суглинков, песков, часто со щебнем и дресвой каменного материала, используемого в строительстве дорог. Состав последнего обычно соответствует коренным породам, находящимся в непосредственной близости от построенного объекта, однако здесь могут быть обнаружены разновидности, не распространенные в данной местности. Наибольшей мощностью на территории обладают техногенные образования крупных промышленных предприятий, например, отвалы Дубиновского гипсорудника, где их высота достигает 12–15 м, или Киембаевского асбестового комбината в городе Ясный. Здесь отходы вскрыши карьера и хвосты имеют мощность до 40 м.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ С ПЕРЕХОДНЫМ ВОЗРАСТОМ

Неоплейстоцен, среднее звено–голоцен

Делювий (dII–H) в пределах описываемой территории имеет многочисленные выходы в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ, а также в юго-восточной части прилегающего с запада Урало-Сакмарского района Предуральской СФцО. Эти отложения покрывают пологие склоны долин второстепенных водотоков – притоков Сакмары и Урала (реки Куруил, Касмарка, Чебакла, Губерля, Идяш, Камсак, Алимбет). Образованы они в основном коричневато-желтыми суглинками с примесью гальки и щебня местных пород, реже супесями, участками – до глинистых песков. Нередко щебень и дресва при скоплении образуют маломощные линзовидные прослои. Мощность делювиальных отложений до 15 м.

Коллювий и делювий (с, dII–H) распространены ограниченно в Южно-Горноуральском районе, в пределах области низких гор. Приурочены к нижним частям склонов, узкими полосами отмечаются вдоль подножия хребтов. Нередко они перекрывают тыловые швы поймы и надпойменных террас. В наиболее «свежих» коллювиальных шлейфах выражена сортировка материала по величине обломков, самые крупные из них фиксируются на некотором удалении от подножия. Сложный мезорельеф, особенно в

пределах участков развития коллювия, и наблюдаемое (в редких обнажениях) неправильное налегание линзовидных тел друг на друга позволяют предполагать многофазность формирования этого генетического типа. Слагаются описываемые образования глыбами, щебнем и дресвой коренных пород склона, заключенными в суглинистую и супесчаную массу, а также (наряду с этим) линзоподобными телами суглинков, реже супесей и песков с гораздо более редкими дресвой и щебнем. Мощность отложений не превышает 5 м.

Неоплейстоцен, верхнее звено–голоцен

Лимний (III–Н). К этому подразделению отнесены отложения практически не расчленяемых озерных ванн и примыкающих к ним озерных террас в восточной части описываемой территории. Они выполняют также днища карстовых озер над выходами каменноугольных известняков в Жетыкольской приразломной впадине. Представлены глинами, алевролитами, реже песками, редко дресвяниками. Отличаются почти полным отсутствием болотных фаций. Мощность отложений до 5 м.

Делювий и аллювий (d, aIII–Н) развит незначительно в Урало-Гумбейском районе и картируется по единичным выходам на пологих склонах долин притоков р. Орь. Сложен суглинками, супесями, глинистыми и гравийными песками с галькой и щебнем, а также дресвяно-щебнисто-песчаными образованиями. Цвет отложений чаще всего буровато-серый, желто-бурый. Мощность отложений до 4 м; возраст определяется по соотношению с другими подразделениями квартера.

Невьянский–горбуновский горизонты. Аллювий режевской террасы, русла и пойм объединенный (aIII_{nv}–H_{gr}) выделяется на всей описываемой территории (наиболее широко развит в долинах рек Илек и Орь). Объединяются отложения низкой надпойменной террасы, пойм и русел водотоков в тех случаях, когда названные элементы четко не выделяются или же их раздельный показ в масштабе карты невозможен. Они представлены песками, супесями, глинами, песками с гравием, реже торфяниками, суглинками, гравийниками и галечниками, а также глыбовым русловым аллювием. К данным отложениям приурочены месторождения песчано-гравийного материала. Мощность образований до 10 м.

Элювий (eIII–Н) выделяется в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФЦЗ в виде небольших полос сложной конфигурации в самых верхних (приводораздельных) частях склонов речных долин. Представлен в основном красно-бурыми и коричневатобурыми суглинками с дресвой и щебнем. Эти образования могут залегать на любых нижележащих породах. Мощность отложений до 1,5 м.

КВАРТЕР НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Элювий и делювий (e, d). Данные образования распространены более или менее равномерно на всей территории листов М-40 (41), хотя в целом тяготеют к ее восточной половине. Они маломощным чехлом

покрывают дочетвертичные образования в верхних частях приводораздельных склонов и в целом доминируют на фоне других генетических типов. Породный комплекс представлен серыми, красновато-бурыми суглинками и глинами, реже супесями с мелким щебнем подстилающих коренных мезозойских образований, которые перекрываются ими с резким угловым несогласием. В отдельных случаях описываемое подразделение залегает на озерно-аллювиальных образованиях верхнеэоценовой нижнежуншуликской подсвиты. Мощность отложений различная и зависит от их положения на склоне; она значительно увеличивается от привершинной части к подножию, где достигает 10 м. К образованиям приурочены месторождения кирпичных глин и россыпи золота.

Элювий перлювиальный нерасчлененный (остаточные образования) (e_{pr}) закартирован в Урало-Сакмарском районе Предуральской СФцО, на правом берегу р. Самара, а в междуречье Буртя и Урта-Буртя наблюдается в виде очень локальных участков, не отображаемых в масштабе карты. Зоны его развития явно тяготеют к наиболее высоким участкам пологих водоразделов, преимущественно в полях распространения триасовых отложений. Описываемые породы залегают на перекрывающих триас суглинках и супесях, которые, по-видимому, являются результатом криогенного преобразования подстилающих раннемезозойских образований. Перлювий состоит из слабоокатанных глыб кварцито-песчаников (преимущественно «сливного» облика) и кварцевых конгломератов эоценового возраста. Кварцевые зерна в песчаниках почти не различимы на фоне «чистого» кварцевого цемента. В отдельных глыбах встречаются линзочки кварц-полевошпатового песчаного материала. Нередко породы пронизаны пустотами – следами от стеблей растений. Их поперечник достигает 5 см; зачастую они составляют до 30% объема породы. Окраска кварцитовидных образований светло-серая, желтовато-серая. Среди глыб нередко встречаются более мелкие угловатые обломки песчаников и конгломератов с железистым цементом, а также отдельные «корки» гидроокислов железа. Предполагаемая мощность стратона (судя по размеру глыб) – не менее 2 м. О более широком присутствии кварцито-песчаников и плотных кварцевых конгломератов в недавнем геологическом прошлом свидетельствуют также многочисленные обломки этих пород в днищах балок и оврагов, на поверхности склонов междуречных пространств, распространенные преимущественно на севере площади; на юге они встречаются значительно реже.

Элювий (e) выделяется на всей описываемой территории, образует изометричные плащеобразные покровы или узкие полосы сложной конфигурации в пределах наиболее приподнятых участков междуречий и на водораздельных пространствах, где угол наклона поверхности не превышает 2–3°. Состав элювия обусловлен литологией пород, по которым он развивается, а также другими факторами. Например, континентальный климат с малым количеством осадков приводит к своеобразию процессов выветривания. Так, по гипсам и ангидритам элювий чаще всего развивается в виде гипсопелитов и гипсоалевритов, а кора выветривания красноцветных песчаников слагается глинистыми песками, часто сохраняющими текстуру

первичных пород. Криогенные процессы также накладывают отпечаток на формирование элювия, в результате чего он обычно слагается однородными суглинками, потерявшими признаки первичных пород; в этом случае лишь на достаточной глубине иногда фиксируется структурный элювий.

В пределах складчатого Урала данные элювиальные образования распространены на незначительных по площади относительно плоских вершинах горных массивов. Здесь отчетливо проявляется зональность строения элювия и постепенные переходы между его элементами. Нижняя часть слагается зоной дезинтегрированных пород, которая сменяется глинисто-алевритовыми образованиями, включающими неокатанные обломки материнских пород; при этом часто сохраняются их структурные и текстурные особенности. Наконец, венчают разрез элювия суглинки коричневато-желтой и светло-желтой окраски, в которых первичные свойства субстрата уже полностью отсутствуют. В строении профиля выветривания обычно выделяются три зоны: трещинная, обломочная и дисперсная; последняя наиболее широко проявлена при выветривании глин. На месте разрушенных песчаников и алевритов образуются рыхлые породы, легко рассыпающиеся от прикосновения. При выщелачивании в значительной мере удаляется кальцит, цементирующий обломочные зерна; при этом состав глинистых минералов не меняется, первичный цвет и текстура также почти полностью сохраняются. Продукты выветривания конгломератов – галечники с известково-суглинистым наполнителем. Гальки, особенно в основании профиля выветривания, угловато-окатанные и обычно покрыты известковой корочкой. Мощность четвертичного элювия различная, но не превышает 2,5 м.

На карте плиоцен-четвертичных образований штриховкой показаны площади развития «покровных отложений», залегающих на четвертичных породах разного генезиса. Чаще всего эти образования перекрывают эоплейстоценовый нерасчлененный лимний и аллювий, а также аллювиальные комплексы надпойменных террас. Они слагаются суглинками желтого и коричневато-желтого цвета, нередко лессовидными, часто пористыми, известковистыми, участками – с многочисленными карбонатными стяжениями. Среди них иногда встречаются линзы супесей; на отдельных участках отмечаются включения гравийных зерен кварца и цветных кремней, реже – дресвы местных пород. Генезис описываемых пород, по-видимому, весьма сложен. Здесь наряду с эоловыми присутствуют делювиальные, пролювиальные, овражно-балочные образования. Кроме того, вероятно, все они были подвергнуты криогенному преобразованию, во многом уничтожившему их первичные диагностические признаки. Эти элементы могут отождествляться с современными корами выветривания. Мощность их сравнительно невелика и во всех случаях не превышает 7–10 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивный магматизм в пределах российской части листов М-40 и М-41 проявлен только на Урале. Плутонические и гипабиссальные магматиты занимают здесь значительные площади и слагают различные по форме, величине и составу тела (массивы), а нередко – полигенные (полиформационные) и полихронные плутоны. Всего на территории выделяется 52 «секущих» подразделения (включая, в том числе, и картируемые обособленно составные части комплексов – фазы внедрения). К интрузивным породам относятся и субвулканические образования, не показанные на карте по условиям масштаба и из-за высокой ее нагрузки; в необходимых случаях о них упоминается в гл. «Стратиграфия» при описании существенно вулканогенных (покровные фации) свит и толщ. Этапы магматической деятельности в значительной мере подчинены тектонической эволюции территории. Исходя из этого, отчетливо выделяются следующие возрастные группы интрузий: позднерифейские, среднеордовикско-силурийские, девонско-среднекаменноугольные и пермские.

Позднерифейские интрузии

Верхнемазаринский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($v\beta RF_3 vt$) распространен в Уралтауской СФЗ, где является единственным нестратиграфическим подразделением основного состава. На листе М-40 (в южной части зоны) выделяется по геофизическим данным. Здесь фиксируется субмеридиональный пояс положительных гравитационных аномалий интенсивностью от 10 до 40 мГал. По расчетным геофизическим параметрам, породы большой плотности залегают на глубинах около 4–6 км и, вероятно, представлены субпластовыми гипабиссальными интрузиями габбро, габбродолеритов, долеритов, внедренными в метаморфизованные отложения максютовской серии среднего рифея. Комплекс отображен только на геологическом разрезе. В последнее время на сопредельной территории (лист N-40) высокоточными методами установлен позднерифейский его возраст (U-Pb: 728 млн лет). Ранее полученные калий-аргоновые датировки давали широкий разброс значений, в том числе в «рифейской части» – от 1000 до 1480 млн лет.

Среднеордовикско-силурийские интрузии

Данная группа включает пять плутонических комплексов; в трех из них выделяются фазы.

Сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($v\sigma-vO_2s$) распространен в Западно-Магнитогорской СФЗ; на описываемой территории развит в двух западных ее подзонах. Обычно расчленяется на две фазы, первая из которых представлена дунит-(лерцолит)-гарцбургитовой ассоциацией, вторая – преимущественно клинопироксенит-габбровым парагенезисом с участием верлитов и дунитов. В пределах листа М-40 на домезозойском эрозионном срезе комплекс представлен мелкими субизометричными телами, большей частью не выделяющимися в масштабе и не расчленяемыми на фазы. Наиболее детально соотношения между всеми разновидностями ультраосновных и основных пород описаны В. Т. Тищенко в пересечениях мелких тел на правом берегу р. Блявы, а также в дорожной выемке, вскрывающей небольшой «массив» юго-западнее с. Аккермановка [195, 196]. Разрезы, как правило, состоят из чередования «макро- и микроритмов» с преобладанием габброидов или ультрамафитов. Макроритмы существенно габброноритового состава (мощностью до 10–30 м) образованы такситово-полосчатым чередованием оливиновых меланогабброноритов, габброноритов, оливиновых габбро, лейкогаббро и анортозитов; мощность каждой из мафитовых разностей от нескольких сантиметров до нескольких метров. Среди них наблюдаются линзовидные тела ультрамафитового состава – вебстериты и клинопироксениты (как правило, оливиновые, иногда роговообманково-оливиновые); мощность этих линз не превышает 1 м. «Макроритмы» ультраосновного состава (мощностью от 80 до 1000 м) образованы неправильной формы телами лерцолитов, гарцбургитов, дунитов, часто почти нацело серпентинизированных, с маломощными линзовидными включениями мафитов, аналогичных упомянутому выше. Все описываемые породы содержат (в переменных количествах) ограниченный набор минералов: плагиоклаз лабрадор-битовнитового состава, диопсид, гиперстен и оливин. Подчиненное значение имеют амфибол (в том числе уралит) и слюды. Оливин и гиперстен всех разновидностей интенсивно серпентинизированы, первый из них иногда замещается идингситом.

Наиболее крупный из показанных на карте – Сакмарский массив расположен в верховьях р. Ташла (Вознесенско-Присакмарская подзона). Среди слагающих его пород резко преобладают те, что относятся к первой фазе (дуниты и гарцбургиты), фиксируются также небольшие фрагменты т. н. «полосчатого комплекса» (дуниты-гарцбургиты-верлиты-клинопироксениты) [195]. На карте они индексированы как нерасчлененные ультрамафиты ($\Sigma O_2 S_1$).

По мнению большинства исследователей, «массивы» сакмарского комплекса представляют собой тектонические отторженцы (пластины) мантийных образований, первоначально выведенные в верхние горизонты коры при океаническом рифтинге (спрединге) в позднем арениге–лланвирне и впоследствии интенсивно деформированные. Они подстилают (или расклинивают) стратоны самого разного возраста: базальтоиды баулуской толщи и

дергаишской свиты, терригенно-кремнистые осадки сакмарской, мазовской свит и акчуринской толщи, вулканиты мостостроевской толщи, чанчарской, утягуловской и баймак-бурибайской свит, а местами – даже силициты верхнедевонской мукасовской свиты. Во всех этих подразделениях постоянно отмечаются олистолиты, глыбы, валуны и обломки пород (или минералов) описываемого комплекса [197]. Севернее (лист N-40) ордовикский возраст офиолитов надежно подтверждается многочисленными находками конодонтов в силицитах поляковской свиты (формация натриевых базальтов), тесно ассоциирующей с мафит-ультрамафитовыми парагенезисами сакмарского комплекса и являющейся естественным членом «офиолитовой триады».

Чебаркульско-казбаевский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\Sigma O_2 \check{c}k$) относится к возрастным и формационным аналогам вышеописанного сакмарского комплекса в Восточно-Уральской мегазоне. На листе М-41 выделяется только в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, где представлен Киембаевским массивом (междуречье Славенка–Киембай). Массив приурочен к Еленовско-Кумакскому синклинию, локализован в зоне сочленения Верхнекиембаевского и Актастинского разломов [99]. В плане он имеет форму кольца, вытянутого в субмеридиональном направлении, разорванного в центре позднедевонскими гранитоидами, а на северо-востоке оборванного разломами; площадь его составляет около 90 км². Южная половина массива имеет апофизы и заливы во вмещающие породы; северная его часть, отдаленно напоминающая эллипс, характеризуется очень извилистой линией границ. Контакт с гранитоидами Акжарской интрузии почти вертикальный или падает под ультрамафиты. Северный контакт с Верхнекиембаевской гранитной интрузией наклонен под нее с углом 70–75°. В контактовых зонах серпентиниты часто перекристаллизованы или гидротермально переработаны в тальк-карбонатные породы. Массив окаймляется вулканитами среднедевонской кокпектинской толщи, а также глинисто-кремнистыми отложениями булатовской толщи (S_1-D_1), на юге имеет тектонические соотношения с маячной свитой. По данным бурения [99], серпентиниты на глубине имеют неровную извилистую западную границу и содержат в себе «ксенолиты» (тектонические отторженцы) фаунистически охарактеризованных нижнесилурийских сланцев (порою весьма крупные, размером до 1–2 км). Поверхность контакта в целом падает под ультрамафиты на восток под углами 70–85°.

Контурсы Киембаевского массива довольно четко отбиваются контрастными положительными аномалиями магнитного поля. Несовпадение геологических контуров с геофизическими отмечается в местах развития тальк-карбонатных образований значительной мощности, которые по магнитным свойствам практически не отличаются от вмещающих пород. В гравитационном поле массиву соответствуют положительные локальные аномалии, позволяющие предполагать, что под гранитоидами Верхнекиембаевской интрузии его северная и южная части соединяются.

Строение как северного, так и южного участков массива характеризуется наличием концентрической зональности, отражающей степень серпентинизации ультраосновных пород. Центральные зоны слагаются серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, которые к периферии

сменяются антигоритовыми и хризотилowymi серпентинитами, а на контакте с окружающими таксонами – хлоритизированными, карбонатизированными и оталькованными серпентинитами. Преимущественным развитием пользуются интенсивно серпентинизированные разности. Слабо измененные ультрабазиты в центре массива занимают сравнительно небольшие участки. По минеральному составу серпентиниты подразделяются на антигоритовые, антигорит-хризотилловые, редко – хризотилловые. Под микроскопом и по данным петрохимических пересчетов ультраосновные породы Киембаевского массива образуют практически непрерывный ряд дуниты–гартцбургиты. На долю дунитов приходится около 20%, большинство из них являются пироксенсодержащими. Содержание оливина в них высокое: от 75 до 98%. Общее количество пироксенов в ультрабазитах не превышает 20–25%. Моноклинный пироксен в шлифах устанавливается крайне редко, а по данным петрохимических пересчетов его присутствие не исключается примерно в трети образцов, в количествах, не превышающих 2–4%. Энстатит наиболее часто отмечается в диапазоне содержаний 10–20%. По химизму породы относятся к магнезиальной группе, перспективной на никель и асбест. В северной половине Киембаевского массива находится одно из крупнейших в России месторождений хризотил-асбеста. По ультрамафитам развита кора выветривания, с которой связаны объекты кобальт-никелевых силикатных руд. Кроме того, в контактах с гранитоидами значительным распространением пользуются тальк-карбонатные породы, пригодные для применения в промышленности.

Время первичного внедрения ультрамафитов чебаркульско-казбаевского комплекса в верхние горизонты земной коры также принимается среднеордовикским и связывается со стадией рифтогенеза. Одним из подтверждений этого служит тот факт, что нижнесилурийские породы в тектонических отторженцах не несут каких-либо следов ороговикования. При последующей тектонической эволюции серпентиниты как пластичные и низкоплотностные образования, по-видимому, могли неоднократно протрудировать в вышележащие породные комплексы.

Крыклинский комплекс метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый ($v'-r\gamma'O_3k$) довольно широко распространен в Копейско-Ушкотинской и Челябинско-Суундукской подзонах Алапаевско-Адамовской СФЗ, а также в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Его породы слагают краевые части крупных полихронных плутонов: Крыклинского, Шильдинского, Среднеушкотинского, Джарлинского, Джарбутакско-Боецкого, Ново-Винницкого, Джабыгасайского, Котансинского, центральную часть Камсакского плутона, самостоятельную Брацлавско-Аниховскую интрузию, а также более мелкие тела. Указанные массивы приурочены к блокам (выступам) рифейских пород (с обрамляющими их нижнепалеозойскими стратонами). Образования крыклинского комплекса относятся там к самым ранним магматогенным элементам палеозоя. Интенсивно метаморфизованные породы образуют непрерывный гомодромный ряд от габброидов до плагиогранитов; при этом преобладают магматиты кислого (47–52%) и среднего состава (36–38%), в подчиненном количестве присутствуют апогаббровые ортоамфиболиты (12–16%).

Интрузии сформировались в три фазы: первая – метагабброиды ($v'O_3k_1$), вторая – гнейсодiorиты ($\delta'O_3k_2$) или сравнительно слабо измененные диориты (δO_3k_2), кварцевые гнейсодiorиты ($q\delta'O_3k_2$) и гнейсотоналиты ($py\delta'O_3k_2$), третья – гнейсоплагиограниты ($py'O_3k_3$). В Челябинско-Суундукской подзоне фиксируется только вторая фаза, в Ильиновско-Мариновской – вторая и третья.

Породы комплекса прорывают нижнерифейские метаморфиты бескряковской и осиновской толщ, а также маячную свиту, энбекшинскую и кособродскую толщи ордовика. В свою очередь, они подвергнуты перекристаллизации, фельдшпатизации (чаще микроклинизации), частичному реоморфизму и мигматизации вследствие прорывания их интрузиями копинского, джабыгасайского и других более молодых комплексов. Контакты пород крыклинского комплекса с вмещающими толщами неровные с «заливами». Форма их в значительной степени обусловлена более поздними складчатыми деформациями. Внутри массивов отмечается большое количество ксенолитов мигматизированных рифейских и раннепалеозойских пород. Минеральные ассоциации изохимического динамо-термального метаморфизма отвечают условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и, вероятно, образовались на глубинах, близких к уровню ультраметаморфизма (3000–3500 м) в условиях повышенного теплового потока. Структуры бластогипидиоморфнозернистые (до гранобластовых), бластокатакlastические, порфиробластические; текстуры сланцеватые, гнейсовидные, полосчатые. В северном эндоконтакте Шильдинского массива (верховья р. Урус-Кискен) и в зоне Восточно-Аниховского глубинного разлома породы комплекса преобразованы в бластотектониты и диафторированы с развитием сланцев серицит-хлорит-альбитового, эпидот-альбит-хлоритового состава, часто с магнетитом.

Аногаббровые амфиболиты и метагаббро первой фазы развиты в юго-западной части Шильдинского массива, на севере Брацлавско-Аниховской интрузии (междуречье Джарлы–Жангызагаш), а также встречаются в виде небольших останцов и мелких ксенолитов среди гранитоидов Обалыкольского массива. Преобладают мезократовые разности, состоящие из синне-зеленой роговой обманки – 35–60%, плагиоклаза (№ 30–37) – 45–60%; реже биотита – до 5%, эпидота (или цоизита, клиноцоизита) – до 10%, кварца – до 4%. Роговая обманка обычно замещается биотитом, иногда актинолитом и хлоритом с эпидотом; плагиоклаз переполнен эпидотом, цоизитом, серицитом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, ильменитом, апатитом, цирконом. Структура нематогранобластовая, гранобластовая, бластогаббровая; текстура аксиолитовая, полосчатая, реже пятнистая.

Гнейсодiorиты и кварцевые гнейсодiorиты (вторая фаза) слагают восточную и южную части Крыклинского массива, западную часть Джарлинского, северные части Джабыгасайского, Обалыкольского и южную часть Джарбутакско-Боетского полихронных плутонов и, кроме того, ряд мелких тел вне их пределов. В большинстве своем они также претерпели катаклиз, милонитизацию (до высокотемпературной перекристаллизации с плагиобластезом), мигматизацию, локально развитый диафторез.

Наименее измененные гнейсодиориты состоят из андезина (№ 30–33) – 45–60%, сине-зеленой роговой обманки – 20–40%, биотита – 10–12%, кварца – 3–5% (до 8% в кварцевых гнейсодиоритах). Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом, карбонатом; акцессорные – магнетитом, апатитом, цирконом. Структура бластогипидиоморфнозернистая (до гранобластовой), текстура гнейсовидная, полосчатая. Диориты образуют ядро Камсакского плутона и в виде полосы шириной 8 км протягиваются в меридиональном направлении на 30 км. Наряду с ними здесь встречаются кварцевые диориты, редко тоналиты. Эти породы содержат крупные ксенолиты и целые поля (провесы кровли) силлиманитосодержащих кристаллосланцев яршалинской толщи и амфиболизированных энбекшинских вулканитов, прорываются более молодыми гранитоидами рассыпнянского, куйбасовского и джабыкско-санарского комплексов.

Гнейсотоналиты слагают юго-западную часть Шильдинского массива и небольшие тела в остальных полиформационных плутонах. Наименее измененные разности состоят из плагиоклаза (№ 27–30) – 50–62%, роговой обманки – 16–20%, биотита – 12–18%, кварца – 15–22%. Акцессорные и вторичные минералы, а также структурно-текстурные особенности и метаморфические преобразования примерно те же, что и в кварцевых гнейсодиоритах. В верховьях р. Урус-Кискен эти породы превращены в бластомилониты, бластокатаклазиты, неравномерно мигматизированные, гранитизированные и диафторированные, зачастую с полной потерей первичного минерального состава, исходной структуры и текстуры.

Гнейсоплагиограниты третьей фазы составляют западную часть Среднеушкотинского, восточную часть Котансинского и большую часть Обалькольского полихронных плутонов. Это мелко-среднезернистые линзовидно-полосчатые породы светло-серого и серого цвета с гранобластовой, бластогипидиоморфнозернистой, бластокатакластической структурой. Главные минералы представлены (%) плагиоклазом (45–65); кварцем (23–36), биотитом (5–10, редко до 22), микроклином (2–8); акцессорные – цирконом, апатитом, магнетитом, рутилом. Плагиоклаз (№ 25–28) часто раздроблен, гранулирован и замещается агрегатами кварца и микроклина. В экзоконтактах раннепермских кислых интрузий гнейсоплагиограниты обычно имеют неоднородное полосчатое строение, обусловленное процессами реоморфизма и появлением инъективного лейкогранитного материала.

Химические составы пород крыклинского комплекса показывают их принадлежность к калиево-натриевому ряду известково-щелочной серии. На основании описанных выше соотношений с вмещающими стратонами и прорывающими интрузиями возраст комплекса с некоторой долей условности принят как позднеордовикский.

Копинский комплекс гнейсогранитовый ($gr\gamma S_1kp$) распространен в основном в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, а также (незначительно) в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. В последней он слагает пояс мелких (внемасштабных и не показанных на карте) тел, протягивающийся от балки Копа, где был впервые выделен [113], вдоль южного борта долины р. Урус-Кискен до ее верховьев. В Ильиновско-Марииновской подзоне

породы комплекса входят в состав Джабыгасайского и Обалыкольского полихронных полиформационных плутонов. В северо-западной части первого из них, на левобережье р. Жангызагаш откартирован массив, в котором преобладают гнейсоплагиограниты (70–80%), темновые плагиомигматиты составляют 13–18%, в резко подчиненном количестве встречаются гнейсограниты. В виде останцов кровли наблюдаются мигматизированные пара- и ортогнейсы, амфиболиты бескрыковской толщи нижнего рифея. Второе относительно крупное тело копинского комплекса выявлено в западной части Обалыкольского плутона. Оно имеет удлиненную форму (3,5 × 22 км) и сходный набор пород, о котором из-за отсутствия обнажений можно судить только по картировочным скважинам.

Гнейсоплагиограниты – серые и светло-серые среднезернистые, реже мелкозернистые породы, нередко полосчатые, слабосланцеватые, с цветовым индексом 5–8%. Минеральный состав: олигоклаз (№ 25–27) – 40–70%, кварц – 20–30%, биотит – 3–8%, микроклин – 0–15%; акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, эпидотом. В темновых (мигматизированных) разностях увеличивается количество биотита (до 22%), иногда появляется сине-зеленая роговая обманка (до 12%), в значительных количествах присутствует сфен.

Гнейсограниты распространены ограниченно, слагают маломощные дайки и от вышеописанных гнейсоплагиогранитов отличаются преобладанием гипидиоморфнозернистых структур, меньшим развитием гнейсовидных текстур, более лейкократовым составом (биотит – 4–8%) и повышенным содержанием микроклина (от 17 до 28%).

Среди *плагиомигматитов* выделяются порфиробластический, очковый и линзовидный подтипы. В ксенолитах гнейсов и амфиболитов преобладают слоевые мигматиты, реже встречаются темновые мигматиты и артериты. Лейкосома в них представлена биотитовыми плагиогранитами непостоянного состава, содержащими иногда до 15% микроклина; часть последнего явно образовалась позже, в результате диффузной калишпатизации. Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 24–26), а в зонах диафтореза – альбитом (№ 2–6).

Гнейсоплагиограниты, ассоциирующие с мигматитами, слагают пластообразные, реже уплощенные линзовидные тела мощностью от дециметров до нескольких сот метров. Контакты этих тел обычно согласные, редко слабосекущие. Между ними и мигматитами наблюдаются постепенные переходы через темновые гнейсограниты и мигматиты. В химических составах пород наблюдаются значительные колебания содержания кремнезема, окислов железа и щелочей, особенно калия. В целом они относятся к кислым образования нормального ряда калиево-натриевой специализации [113]. Породы копинского комплекса, вероятно, развиваются по метаморфитам бескрыковской и кособродской толщ, а также крыклинского комплекса; в свою очередь они прорываются гранитоидами позднедевонского возраста. Время образования цирконов (по изотопным составам свинца) в гнейсоплагиогранитах, развитых в долине р. Урус-Кискен, находится в диапазоне от 412 до 430 млн лет [113]. В серийной легенде комплекс отнесен

к раннему силуру, что, впрочем, не исключает и его более молодой, позднесилурийский возраст.

Джарлинский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый развит в Ильиновско-Мариновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, подразделяется на две фазы. К первой относятся катаклазированные разгнейсованные диориты ($\delta'S_2d_1$) и кварцевые диориты ($q\delta S_2d_1$), ко второй – плагиограниты ($pr'S_2d_2$). Выходы этих пород наблюдаются на восточном и юго-восточном флангах полиформационного Джабыгасайского плутона. В нем они слагают два сравнительно небольших тела, состоящих в основном из кварцевых диоритов с подчиненным количеством гнейсодиоритов. Первое расположено в долине р. Жарбутак, вытянуто в субмеридиональном направлении на 6 км (при ширине 2,2 км) и уходит на север за пределы площади. Второе тело находится в верховьях р. Кокпектысай и имеет подковообразную форму. Породы ранней фазы преобладают, вторая развита незначительно – гнейсоплагиограниты в верховьях р. Сасыксай слагают небольшое тело сложной конфигурации: видимо, это результат складчатых деформаций силлообразной интрузии. Минеральный состав гнейсодиоритов, кварцевых диоритов и гнейсоплагиогранитов близок к соответствующим (наименее измененным) породам крыклинского комплекса, отличаясь от них отсутствием продуктов ультраметаморфизма и преобладающим развитием катабластической и цементной структур. Локально (на левобережье р. Жарбутак) в них проявлены процессы микроклинизации, грейзенизации, альбитизации и хлоритизации.

Интрузии джарлинского комплекса прорывают стратифицируемые и нестратифицируемые образования ордовика, раннего силура и в свою очередь прорываются интрузиями позднедевонского джабыгасайского комплекса. Большое количество определений радиологического возраста (уран-свинцовым методом) цирконов укладывается в интервал от 422 до 380 млн лет [227]. В легенде Уральской серии ГК-1000/3 возраст комплекса принят позднесилурийским [64].

Девонско-среднекаменноугольные интрузии

Эта группа включает наибольшее количество комплексов (25), что отражает максимальную интенсивность магматической деятельности именно в это время; в 17 из них выделяется от двух до трех фаз. Характерны широкие вариации состава пород: от ультраосновных до ультракислых, от низко- до умереннощелочных. Подавляющее большинство таксонов распространено в Восточно-Магнитогорской СФЗ и Восточно-Уральской мегазоне. В пределах данного возрастного интервала намечается общая тенденция к уменьшению основности магматитов от древних к молодым.

Халиловский комплекс дунит-гарцбургитовый (ΣD_1h) развит в Кураганской и Вознесенско-Присакмарской подзонах Западно-Магнитогорской СФЗ. Петротип – Халиловский массив (по пос. Халилово, на карте – № 68). К комплексу относятся также Катралинский, Хабарнинский (основная часть), Ишкининский, Чураевский, Рамазановский и ряд других «массивов». Тела ультраосновных пород в пределах Кураганской СФЗ

относятся к Сакмарской покровно-складчатой структуре, располагаются в краевых частях и в основании тектонических блоков крупного аллохтона, шарьированного в западном направлении. Халиловский массив в Вознесенско-Присакмарской подзоне является составной частью «шовной зоны» – Поляковско-Халиловского пакета пластин. Хабарнинский массив приурочен к клиновидному сочленению тектонических покровов, обрамляющих досреднекембрийские стратоны Центрально-Уральского мегантиклинория в пределах его южного погружения. Форма залегания «массивов» (пластин) разнообразная: от крутопадающих линз до пологих тектонических чешуй, иногда чашеобразная или лополитообразная. Границы с вмещающими породами несут в основном тектонический характер. В зонах контактов ультрамафиты и окружающие породы расланцованы, милонитизированы, катаклазированы. Характер внедрения пород халиловского комплекса в сформированные к этому времени образования земной коры, скорее всего, протрузивный.

В составе комплекса преобладают гарцбургиты и дуниты, в подчинении находятся лерцолиты, редко встречаются вебстериты, отмечены залежи хромитовых руд. Породы в разной степени серпентинизированы (вплоть до полнопроявленных антигоритовых серпентинитов (Σ'), в которых нацело уничтожены первичные структуры). На контакте ультрамафитов Халиловского массива и раннелландоверийских вулканитов дергайшской свиты местами наблюдаются везувиан-пироксен-эпидот-плаггиоклаз-санидиновые породы, сопоставляемые с роговиками; тем самым их нижний возрастной предел не древнее лландовери. Описываемые образования прорваны клинопироксенитами восточнохабарнинского комплекса, субвулканическими телами мостостроевского комплекса раннего эмса, содержат крупные отторженцы («ксенолиты») сакмарского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса ордовика, в зонах разломов часто сопровождаются блоками, пластинами сланцев силурийско-нижнеохковской сакмарской свиты. Радиоизотопный возраст, полученный самарий-неодимовым методом – 396 ± 20 –33 млн лет; около 400 млн лет – совместно используемыми Rb-Sr и Sm-Nd методами [35]. На основании изложенных данных время внедрения халиловского комплекса принимается раннедевонским.

Восточнохабарнинский комплекс дунит-верлит-клинопироксенитовый (vD_1vh) выделяется только в Кураганской подзоне. Его породы обнажаются в восточной части Хабарнинского массива в виде единого геологического тела, залегающего на «мигматитовом ложе» и полого падающего (углы 10 – 30°) на запад и северо-запад под ультрамафиты халиловского дунит-гарцбургитового комплекса. Площадь выходов описываемого тела на уровне эрозионного среза (в пределах РФ, к северу от р. Урал) составляет около 40 км^2 . В западной части того же массива этот комплекс вскрыт скважинами опорного профиля на глубине 810 – 1182 м , залегает под гарцбургитами на мигматизированных амфиболсодержащих породах и углеродисто-кварцевых сланцах (скорее всего, принадлежащих к максютовской серии среднего рифея). Выходящая на поверхность приконтактная зона картируется в виде широкой ($0,5$ – $1,0 \text{ км}$) полосы меланократовых полевошпат-биотит-амфиболовых и дупироксен-полевошпатовых гнейсовидно-

полосчатых пород, обычно с преобладанием в их составах темноцветных компонентов (до 80–95%). Светлоокрашенные минералы представлены плагиоклазами и калиевым полевым шпатом, который иногда преобладает. Аксессуары – магнетит, пирротин, сфен, рутил, апатит. Восточнее этой полосы располагаются мигматизированные гранат-амфиболовые породы, в которых иногда отмечаются реликты менее метаморфизованных песчаников аркозового и кварцевого состава.

Среди образований, непосредственно относящихся к восточнохабарнинскому комплексу, выделяются две «зоны» [195]. Нижняя (мощностью 500–550 м) представлена незакономерным чередованием полос, линз, изометричных тел дунитов, верлитов, пироксенитов (в том числе слюдяных), амфиболовых клинопироксенитов и пироксеновых горнблендитов. Верхняя зона (ниже халиловских гарцбургитов) образована преимущественно сульфидоносными (пирротин, пентландит – до 10–15% объема) черными, иногда графитизированными дунитами с субизометричными неправильной и линзовидной формы телами ортопироксенитов, вебстеритов, клинопироксенитов (часто слюдяных и также сульфидоносных); мощность ее 400–500 м. Раннедевонский (пражский?) возраст комплекса обосновывается контактово-метаморфическими изменениями окружающих силурийско-раннедевонских вулканогенно-осадочных пород (до двупироксеновых и амфиболовых роговиков). Его породы прорывают образования халиловского дунит-гарцбургитового комплекса, содержат их ксенолиты и в свою очередь прорываются субвулканическими монцонитами эмского мостостроевского комплекса. Радиоизотопный возраст основных ультрамафитов восточнохабарнинского комплекса, определенный Rb-Sr методом, около 400 млн лет [35].

Бриентский комплекс дунит-гарцбургитовый (ΣD_{1br}) является принадлежностью Восточно-Магнитогорской СФЗ; на описываемой территории развит в Гумбейской подзоне. Представлен Жульдыбайским массивом и рядом мелких (внемасштабных) безымянных тел в системе разломов Джусинско-Акжарской грабен-синклинали. Жульдыбайский массив расположен на правом берегу р. Суундук, западнее пос. Кусем; приурочен к крупному разрывному нарушению субмеридионального простирания, чем и обусловлена его жилообразная форма. Длина массива около 19 км, ширина до 3 км. Он сложен типичными апогарцбургитовыми серпентинитами с порфиroidной структурой, обусловленной наличием большого числа крупных пластинок бастита. Микротекстура серпентинитов в слабо деформированных участках массива петельчатая, в интенсивно дислоцированных – листоватая, полосчатая. В первом случае породы сложены хризотилом, во втором – преимущественно антигоритом. Бастит образует псевдоморфозы по ромбическому пироксену, реликты которого иногда встречаются в центре зерен. В других массивах бриентского комплекса выделяются и аподунитовые, реже аполерцолитовые разновидности серпентинитов. По условиям масштаба комплекс индексируется на карте знаком нерасчлененных ультрамафитов.

Соотношения пород бриентского комплекса с окружающими девонскими и раннекаменноугольными образованиями повсеместно тектонические.

Серпентиниты у контактов рассланцованы, нередко превращены в тальковые, хлорит-тальковые, антофиллит-тальковые сланцы; смежные породы катаклазированы, милонитизированы и перекристаллизованы. В ультрамафитах иногда встречаются дайки и мелкие субизометричные тела габбро, диоритов, гранитов раннекаменноугольного петропавловского комплекса; за пределами площади бриентские образования прорваны телами позднедевонских сахаринского и верхнеуральского комплексов. Там же (лист N-40) установлена их тесная пространственная связь с толеитовыми базальтами киембаевской свиты нижнего девона, на основании чего оба эти таксона объединены в «бриентскую офиолитовую ассоциацию», по целому ряду параметров отвечающую задуговым спрединговым бассейнам.

Каменнодольский комплекс ультрамафитовый (ΣD_{1kd}) распространен в Алапаевско-Адамовской СФЗ (на территории – в Копейско-Ушкотинской подзоне). Представлен многочисленными мелкими тектонизированными телами линзовидной и дайкообразной формы, развитыми в шовных зонах региональных разломов. Наиболее крупные из них – Карабулакский, Аниховский и Кайрактинский «массивы», сложенные аподунитовыми, апогарцбургитовыми серпентинитами, реже – в разной степени серпентинизированными пироксенитами. Контакты с вмещающими породами тектонические или протрузивные. В наиболее изученном Кайрактинском массиве, расположенном в зоне Восточно-Аниховского разлома, пироксениты фиксируются в восточной и южной его частях и имеют постепенные переходы к оливиновым диаллагитам, горнблендитам, апогаббровым амфиболитам и «полосчатым амфиболитам» его приконтактной оторочки. Все перечисленные породы не являются доминирующими в составе комплекса. Серпентиниты представлены агрегатами лизардита с петельчатыми структурами (по оливину в дунитах), с зернами бастита (по ортопироксену в гарцбургитах) и антигорита (в полнопроявленных метаморфитах краевых частей массива). Вдоль его контактов наблюдается перекристаллизация энбекшинских metabазальтов в полосчатые амфиболиты, а кремнистых пород – в кварциты. Серпентиниты прорваны интрузиями позднедевонского джабыгасайского комплекса. Эти данные не противоречат раннедевонскому возрасту каменнодольского комплекса, принятому в легенде Уральской серии ГК-1000/3. Таксон считается возрастным и формационным аналогом вышеописанного бриентского комплекса.

Подольский комплекс дунит-гарцбургитовый (ΣD_{1p}) развит в обеих подзонах Красногвардейско-Светлинской СФЗ и представлен одноименным (петротип), а также Аккаргинским и Буруктальским массивами.

Сравнительно небольшой Подольский массив локализован в Ильиново-Мариновской подзоне, с запада он ограничен Тюлеспайским разломом, к северу и востоку распространяется за пределы РФ. Южнее его фиксируется узкий Брацлавский «массив» – субмеридиональный пояс (вытянутый на 16 км при ширине 0,6–1 км) сближенных мелких линейных гипербазитовых тел. Породы комплекса представлены здесь аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, выделенными на карте как «ультрамафиты нерасчлененные». Минеральный состав серпентинитов довольно простой: это преимущественно антигорит, в отдельных случаях выделяются

лизардитовые разности. Структуры, обычные для данного типа пород – петельчатые, сотовые, полосчатые, иногда бластопорфировые. Отмечаются хлорит-талльковые и талльк-актинолитовые метасоматиты, развитые локально. В центральной части Подольского массива наблюдаются два небольших участка, сложенных амфиболизированными и серпентинизированными пироксенитами. Контакты их с апогарцбургитовыми серпентинитами обычно резкие, иногда фиксируются постепенные переходы (с «пироксенизацией» перидотитов). Химические составы серпентинитов по отношению М/Ф и коэффициентам В. А. Кутюлина позволяют рассматривать их как производные «перидотитовых магм» [227]. Для них характерны также повышенные концентрации меди, цинка, свинца и пониженные содержания никеля (относительно кларков этих элементов для ультраосновных пород Урала). По геофизическим данным описываемый массив представляет собой пластообразную залежь с глубиной подошвы в центральной части около 2000 м. Морфология массива осложняется продольными (меридиональными) и диагональными разрывными нарушениями.

Буруктальский массив, находящийся в Троицко-Буруктальской подзоне, является самым крупным в пределах Зауралья. Он занимает площадь 350 км², имеет подковообразную форму с западной и восточной ветвями, разделенными девонскими стратонами и интрузиями. С запада, юга и юго-востока массив окаймляется сланцами жетыкольской и кундыбаевской толщ раннедевонского возраста, с востока – раннекаменноугольными осадочными отложениями. Контакты массива с вмещающими породами как протрузивные (рвущие), так и собственно тектонические. Форма массива, (по результатам бурения и геофизических исследований) лополитообразная с пологими (25–40°) падениями контактов к центру. В подошве располагаются сильно дислоцированные сланцы кундыбаевской толщи, на которые он надвинут [101]. Массив сложен преимущественно перидотитами и дунитами, серпентинизированными довольно интенсивно (на 60–80%, иногда полностью). Среди перидотитов преобладают гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты и верлиты; определенной пространственной закономерности в их расположении не устанавливается. Дуниты развиты большей частью в юго-западной части массива, где слагают небольшие участки. Степень серпентинизации пород в целом увеличивается от центра к периферии. Вдоль тектонических и протрузивных контактов серпентиниты рассланцованы, оталькованы и карбонатизированы. «Жильная серия» представлена пироксенитами и горнблендитами. С корой выветривания серпентинитов Буруктальского массива связано одноименное крупное месторождение силикатных кобальт-никелевых руд.

Расположенный севернее (на правобережье р. Тобол) Аккаргинский массив по данным бурения представляет собой пластообразное тело с пологим (25–30°) падением на запад восточной границы и более крутым (63–75°), погружающимся в том же направлении западным контактом [101]. В пределах описываемой площади он сложен хризотилловыми, антигорит-хризотилловыми и антигоритовыми серпентинитами полосчато-сланцеватой или массивной текстуры. В составе пород кроме серпентина присутствуют пылевидная вкрапленность или гнездовые скопления магнетита (4–10%),

хромшпинелидов и (реже) прожилки хризотил-асбеста. В экзоконтактовых зонах прорывающих массив мелких тел более молодых габброидов и гранитоидов ультрамафиты часто превращены в талькиты. Отчетливо аподунитовые серпентиниты с петельчатой структурой по оливину развиты в основном в северной части массива.

Породы подольского комплекса прорываются дайками и небольшими телами габбро, габбродолеритов, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов позднедевонских джабыгасайского и коскольского, а также раннекаменноугольного барамбаевского комплексов. В то же время ультрамафиты термально воздействуют (при протрузивном трении) на образования жетыкольской и кундыбаевской толщ нижнего девона, но в свою очередь претерпели деструкцию при формировании в их пределах вулканогенно-тектонических структур среднедевонского журманкольского вулканического комплекса с появлением обломков серпентинитов в андезибазальтах. Галька серпентинитов выявлена в туфоконгломератах верхней части журманкольской толщи, а также в отложениях франского и фаменского возраста. Эти данные подтверждают принятое в серийной легенде раннедевонское время становления подольского комплекса. По положению в структуре, составу и возрасту подразделение коррелируется с вышеописанными халиловским, бриентским и каменнодольским комплексами.

Карашакольский комплекс дунит-верлит-клинопироксенитовый (ΣD_{1kr}) развит только в Троицко-Буруктальской подзоне и представлен четырьмя сравнительно крупными телами. Карашакольский массив (петротип) расположен в западной части Буруктальского аллохтона и прослеживается (в том числе бурением) от оз. Жетыколь на юге до северо-восточной границы площади и далее за ее пределы, на территорию Казахстана. Его южная половина при ширине 2–4 км имеет протяженность более 20 км. В магнитном поле массив фиксируется положительной аномалией интенсивностью до 2000 нТл с очень сложным строением (локальные понижения от 0 до 100 нТл). На картах остаточных гравитационных аномалий ($H = 2$ км) он образует минимум интенсивностью до 15 мГал. Обнажения пород редки, массив вскрыт картировочными скважинами. Западный его контакт тектонический, хорошо изучен бурением. В приконтактной зоне (шириной до первых десятков метров) скважинами вскрыты дробленые и рассланцованные углеродсодержащие сланцы кундыбаевской толщи; профильные геофизические исследования свидетельствуют о крутом (около 70°) восточном падении этой границы массива. Восточный контакт по данным бурения и геофизики образован интрузиями габброидов и диоритов позднедевонского коскольского комплекса. Карашакольский массив сложен преимущественно перидотитами, реже встречаются дуниты и пироксениты; ультраосновные породы нацело серпентинизированы. Аповерлитовые серпентиниты представлены в основном антигоритовыми или хризотил-антигоритовыми разностями с порфировидной или пойкилитовой структурой. Моноклинный пироксен формирует более крупные зерна (до 1 см), замещен обыкновенной роговой обманкой и антигоритом. Оливин менее крупный, часто образует субидiomорфные выделения в пироксене и, как правило, нацело серпентинизирован. Нередко породы представлены

тонкозернистой хризотил-антигоритовой массой с листоватой, петельчатой или решетчатой структурой и тонкой вкрапленностью магнетита (2–3%). Клинопироксениты и дуниты образуют в верхней части массива редкие небольшие (до 200 × 500 м) тела; ортопироксениты встречаются спорадически.

Егакаринский массив является наиболее крупным в Сарыобинской грабен-синклинали и напоминает трещинную интрузию дайкообразной формы. При ширине до 5 км он протягивается вдоль Западно-Сарыобинского разлома на 25 км в юго-западном направлении от р. Буруктал до южной границы территории; площадь около 40 км². Обнажен слабо, сложен серпентинизированными верлитами и дунитами, амфиболизированными оливковыми пироксенитами. В магнитном поле породы характеризуются резко выраженными положительными значениями ΔT (до 1000 нТл). На северо-западе массив окружают пара- и ортосланцы кундыбаевской и жетыкольской толщ, на юго-востоке – осадочные породы еткульской толщ. Контакты протрузивные с мощными зонами тектонической проработки. По геофизическим данным тело имеет в целом крутое юго-восточное падение [37]. На значительном протяжении его границы осложнены интрузиями раннекаменноугольного кокпектысайского комплекса. В обнажениях обычно встречаются антигоритовые серпентиниты, частично (редко – нацело) окремненные. Преобладают апоперидотитовые, алопироксенитовые (преимущественно у восточного контакта), в меньшей степени аподунитовые (по составу – антигоритовые или антигорит-хризотиловые) серпентиниты. Вблизи контактов они часто оталькованы и карбонатизированы, местами превращены в листвениты. Химические составы характеризуются пониженными содержаниями никеля, повышенными – Al_2O_3 и CaO , сравнительно низкими значениями коэффициента M/F , обычными для перидотитов и пироксенитов [223].

Небольшие по размерам Кундыбаевский и Караадырский массивы локализованы в северной части Кундыбаевской горст-антиклинали, восточнее пос. Комсомольский. Большая их часть расположена в Казахстане, на рассматриваемой территории находятся лишь тектонизированные их южные окончания. Фрагмент Кундыбаевского массива (более крупного из них) имеет угловатую дугообразную форму, обусловленную сочленением разломов разного направления. Обнаженность плохая, породы изучены по немногочисленным скважинам и редким естественным выходам. Вмещающими являются раннедевонские отложения кундыбаевской или жетыкольской толщ. По геофизическим данным массив являет собой пластообразную залежь небольшой мощности с юго-восточным падением. Контакты его тектонизированы, с развитием катаклазитов, бластомилонитов в окружающих породах и хлорит-тальковых сланцев в серпентинитах. Предполагается, что он является составной частью надвиговой чешуи, смятой в складки и разбитой на серию блоков крутопадающими разломами северо-западного, субширотного, реже северо-восточного простирания. Массив сложен в основном апоперидотитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами антигоритового и хризотил-антигоритового состава. В юго-западной его

части скважинами вскрыты амфиболизированные средне-крупнозернистые клинопироксениты массивной текстур.

Химические составы серпентинитов карашакольского комплекса, среди которых преобладают апонеридотитовые (преимущественно аповерлитовые) разновидности, характеризуются повышенными содержаниями глинозема, пониженными значениями коэффициента M/F (от 6,8 до 9,4) и относятся, по Н. И. Эдельштейну [223], к железисто-магнезиальному типу (в пределах выборок по Буруктальской группе массивов), типичными представителями которого являются, в частности, Карашакольский и Егакаринский массивы. Многие тела комплекса, в том числе Кундыбаевский массив, термально воздействуют (вероятно, при протрузивном трении) на породы жетыкольской и кундыбаевской толщ; в свою очередь, они прорваны позднедевонскими интрузиями габбро и диоритов. Гальки серпентинитов установлены в верхнедевонских конгломератах [101]. Эти данные не противоречат принятому в серийной легенде раннедевонскому возрасту подразделения, которое по петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим особенностям может быть сопоставлено с восточнохабарнинским комплексом Магнитогорской мегазоны.

Рассыпнянский комплекс габбро-плагиигранитовый гипабиссальный выделяется в Восточно-Магнитогорской СФЗ, на рассматриваемой территории развит в южных частях крайней западной и крайней восточной ее подзон. Породы комплекса иногда слагают небольшие изолированные массивы, в большинстве случаев – отдельные части сложнопостроенных полихронных массивов: Можаровского и Ащebutакского, а также совсем мелкие (внемасштабные) штоки и дайки. Подразделение сформировалось в две фазы. Первая – г а б б р о (vD_{2r_1}), редко габбродиориты и диориты, распространена она в Уйско-Домбаровской подзоне; вторая – роговообманково-биотитовые и биотитовые п л а г и о г р а н и т ы (pyD_{2r_2}) с резко подчиненным количеством тоналитов (часто «гибридного» состава) локализуется в Узельгинско-Ириклинской подзоне.

Северо-Джаилганский массив, представляющий первую фазу, расположен на правом берегу р. Киембай. По данным бурения и сейсмозондирования форма его близка к сложному лополиту с очень неровными подошвой и кровлей и серией подводных каналов. В северной, наиболее эродированной части интрузии (где наблюдаются выступы подошвы) она распадается на ряд рукавов и даже отдельных тел. На юге массива вертикальная его мощность достигает 1 км [99]. Вмещающими породами массива являются нижнедевонские базальты, орто- и парасланцы. Практически все тело сложено основными породами (гранитоиды встречаются крайне редко), очень разнообразными по составу: от меланократовых до лейкократовых габбро, иногда даже близких к анортозитам. Внешне это темно-серые, зеленовато-серые и светло-серые среднезернистые, массивные, часто полосчатые разновидности. Какая-то часть их, вероятно, представляет собой продукты высокотемпературного метасоматоза (гибридизации). Меланогаббро отличаются ярко выраженной такситовой текстурой, состоят (%) из пироксена – 60–70, плагноклаза – 20–30, роговой обманки – 10–20, магнетита и титаномагнетита – до 10. Преобладающие в массиве мезократовые габбро

характеризуются более однородными массивными текстурами, сложены (%) плагиоклазом – 40–60, пироксеном – 40–45, роговой обманкой – 10 и титаномагнетитом – 2–5; иногда встречающиеся такситовые разности, скорее всего, имеют метасоматическую природу. В лейкогаббро количество плагиоклаза увеличивается до 70–80% за счет уменьшения цветных и рудных минералов. В некоторых разностях появляется кварц (до 10%); в ряде случаев не исключается его метасоматическое происхождение. Из аксессуарных минералов в габброидах наиболее часто встречаются апатит, сфен, титаномагнетит, магнетит, реже гранат.

Можаровский массив, представляющий вторую фазу, расположен в междуречье Кумака и Камсака. Породы рассыпнянского комплекса составляют в нем около 50 км². На гравиметрических картах они характеризуются плавным повышением уровня поля на юго-запад, что свидетельствует об уменьшении мощности интрузии в этом направлении. Она сложена преимущественно лейкократовыми плагиогранитами; локально развитые габброиды первой фазы встречаются лишь по западному обрамлению массива. В южной его половине присутствуют тоналиты – породы с непостоянным составом и структурой, считающиеся в основном «гибридными». Среди плагиогранитов отмечаются как среднезернистые (с четко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза над темноцветными минералами), так и мелкозернистые, имеющие сферолитовую структуру с микропегматитовой интерстиционной массой. Жильные образования комплекса представлены здесь мелкозернистыми плагиогранитами, плагиогранит-порфирами, редко лампрофирами. В Ащebutакском массиве, расположенном в месте слияния рек Орь и Камсак, плагиограниты второй фазы (аналогичны описанным в Можаровском массиве) слагают его юго-восточную часть.

Породы рассыпнянского комплекса являются комагматичными вулканитам александринской толщи, о чем свидетельствуют близкие петрохимические характеристики, одинаковый набор аксессуарных минералов в интрузивных и эффузивных породах. О тесных их генетических связях напоминает также близость микроструктур, которая доходит иногда до полного подобия [99]. Рассыпнянские интрузии относятся к приповерхностным (гипабиссальным) образованиям, на что указывают сравнительно небольшие размеры наблюдаемых тел при отсутствии крупных батолитоподобных массивов; широкое развитие местных процессов гибридизма и ассимиляции; характер структур и текстур, сходный с таковым для субвулканических пород; почти полное отсутствие контактовых изменений или очень незначительная мощность зон термальной проработки. Интрузии комплекса прорывают доэйфельские породы и внедрены в основание александринской толщи эйфеля, вместе с которой слагают одноименную вулканоплутоническую ассоциацию. Галька специфических «россыпнянских» мелкозернистых габбро находится в фаунистически охарактеризованных отложениях урлядинской толщи (самые верхи эйфеля–основание франа), а характерных среднезернистых плагиогранитов – в фаменско-турнейской шумилинской свите. На основании геологических данных возраст комплекса принят среднедевонским (позднейфельским).

Теренсайский комплекс диорит-гранодиоритовый. Вторая фаза ($q\delta-\gamma\delta D_2t_2$). Это подразделение, выраженное только своими поздними элементами (первая фаза – диориты, габбродиориты – здесь не фиксируется) выделено в Уйско-Домбаровской подзоне. Представлено одноименным массивом (петротип второй фазы), расположенным в долине р. Джуса западнее пос. Теренсай, а также безымянным телом в верховьях балки Соленая. Первый из них сложен в основном кварцевыми диоритами и гранодиоритами, во втором, кроме того, существенная роль принадлежит **г р а н и т а м** (γ).

Теренсайский массив объединяет два сближенных тела, являющихся (по геофизическим данным) выступами одной и той же интрузии. В разрезе они имеют форму уплощенных лополитов, переходящих в пластообразные залежи, осложненные изгибами, пережимами, раздувами и складчатыми деформациями. Ассоциация пород первой фазы (габброиды, диориты, реже монзониты) на картографической поверхности развита крайне незначительно. Предполагается, что основная их масса сконцентрирована в нижних частях интрузивных залежей и достигает наибольших мощностей (судя по геофизическим данным) в локальных углублениях подошвы, тяготеющих к узлам пересечений разломов субмеридионального и северо-восточного простирания. Породы второй фазы – нерасчленяемые в масштабе карты кварцевые диориты и гранодиориты занимают почти всю площадь массива. В самых верхах залежей наряду гранодиоритами и (редко) кварцевыми сиенитами появляются участки, сложенные субщелочными альбитовыми гранитами. В нижних их частях широко развиты магматические брекчии, в которых обломки более основных пород (ранней? фазы) «сцементированы» кислыми разностями. Вмещающие породы – вулканиты александринской и (в восточном экзоконтакте северного тела) джусинской толщ эйфеля; они ороговикованы, дациты иногда превращены в кварц-альбитовые сланцы, участками фиксируются кварц-серицитовые, серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты. Теренсайский массив пронизан многочисленными мелкими дайками долеритов и габбродолеритов, вероятно, относящихся к копаловским субвулканическим образованиям.

Безымянный массив, расположенный на левобережье р. Кутебай, имеет сложную форму с извилистыми контактами. При ширине 2–4 км он вытянут в северо-западном направлении на 5–7 км. Строение интрузии осложнено сравнительно крупными выступами его подошвы и многочисленными останцами кровли. Вмещающими породами являются основные и умеренно кислые вулканиты александринской толщи. Тело сложено в основном биотит-роговообманковыми, реже биотитовыми гранитами нормального, иногда умереннощелочного ряда, а также гранодиоритами и кварцевыми монзонитами. Указанные породы не имеют четких разграничений или рвущих контактов и, по всей видимости, сформировались в одну (вторую) фазу. В южной и юго-западной части массива распространены диориты и (реже) габбро, которые скорее всего относятся к рассыпнянскому комплексу. Жильная фаза представлена лейкогранитами, аляскитами, аплитами и лампрофирами диоритового ряда. Окружающие породы претерпели термальный метаморфизм с минеральными парагенезисами роговообманково-

роговиковой и альбит-эпидот-роговиковой фаций. Ширина контактового ореола не превышает 400 м.

Кварцевые диориты теренсайского комплекса состоят (%) из плагиоклаза – 50–65, роговой обманки – 25–40, кварца – 8–18; в кварцевых монцонитах присутствует щелочной полевой шпат – 10–25. Акцессорные минералы во всех разновидностях представлены сфеном, апатитом, титаномагнетитом; вторичные – альбитом, биотитом, эпидотом, хлоритом, серицитом и карбонатом. По химическому составу преобладают породы с содержанием кремнезема 57–68%. Вариации в содержаниях щелочей весьма характерны для пород известково-щелочной серии [111]. По совокупности геологических данных возраст комплекса принят среднедевонским (предположительно позднеэфельско-раннеживетским).

Кураганский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый гипабиссальный выделяется в смежных (пограничных) подзонах двух структурно-формационных зон: Зилаиро-Лемвинской и Западно-Магнитогорской. Расчленен на три фазы (первая – габбро; вторая – габбродиориты, диориты; третья – тоналиты, плагиограниты). По реальной геологической ситуации в Бердяшко-Сыростанской подзоне картируются тела, сложенные преимущественно второй и третьей фазами ($v\delta-p\gamma D_2 k_{2-3}$), в Кураганской подзоне – нерасчлененными в масштабе первыми двумя фазами ($v-v\delta D_2 k_{1-2}$). Наиболее крупными интрузиями являются Кураганский и Аккермановский массивы.

Первый из них, расположенный северо-западнее пос. Ракитянка, имеет слабоудлиненную форму; размер его $2,5 \times 5$ км. Первая фаза здесь практически не проявлена; габбродиориты и диориты второй фазы, плагиограниты, редко граниты третьей фазы пространственно тесно сопряжены и не образуют самостоятельных крупных тел. Аккермановская интрузия площадью 5 км^2 приурочена к Эбетинскому разлому, осложняющему восточный контакт Хабарнинского ультрамафитового массива. В составе интрузии преобладают габбродиориты, диориты, встречаются небольшие дайки плагиогранит-порфиров, в которых более основные породы образуют ксенолиты и шлировидные выделения; появляются переходные разности тоналитового состава.

Габбро во всех телах комплекса обычно содержат в том или ином количестве амфиболы как первичного, так и вторичного происхождения. Усредненный их петрографический состав (%): плагиоклаз – 40, клинопироксен – 25–30, ортопироксен – 10–25, титаномагнетит – 7–10, апатит – единичные зерна. В роговообманковых разностях количество амфибола достигает 25–45%; содержание (%) плагиоклаза – 50–65, хлорита (по биотиту и амфиболу) – до 10, лейкоксенизированного ильменита – до 2. Средний минеральный состав *диоритов* (%): плагиоклаз – 60, амфибол – 25–30, биотит – 5–15, пироксен – 7–10, ильменит – 1–4, кварц – до 5, апатит – до 0,1, единичные зерна лейкоксенизированного ильменита, сфена, магнетита. Основные и средние плагиоклазы в габбро и диоритах, как правило, замещены олигоклазом, реже альбитом, серицитом, эпидотом. *Плагиограниты* – неравномернозернистые (порфировидные) породы обычно светло-серого цвета. Вкрапленники в плагиогранит-порфирах

представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом, амфиболом. Основная их масса состоит из идиоморфных призматических зерен альбит-олигоклаза, образующих «решетку», заполненную кварцем, иногда с примесью калиевого полевого шпата. При пойкилитовой структуре призмы плагиоклаза включены в изометричные зерна кварца.

Породы кураганского комплекса по содержанию кремнезема образуют в целом непрерывный ряд со значениями от 43 до 74%; наименьшее количество проб приходится на группу с содержаниями 52–59%. Химический анализ показывает нормальную их щелочность с натриевой специализацией. По химизму интрузивные породы близки к вулканитам утягуловской свиты; отчетливо выражен известково-щелочной тип дифференциации. Массивы и дайки описываемого подразделения прорывают серпентиниты халиловского комплекса, а также стратифицируемые образования в возрастном диапазоне от среднего ордовика по Эйфель (кураганскую, утягуловскую, чанчарскую, акчуринскую свиты), оказывая на них контактовое термальное воздействие. Возраст кураганского комплекса принят среднедевонским (предположительно живетским). По составу, петрохимическим и геохимическим особенностям, форме тел, минерагенической специализации он сопоставляется с салаватским комплексом той же габбро-диорит-плагиогранитовой формации (см. ниже).

Салаватский комплекс диорит-плагиогранитовый гипабиссальный ($v\delta-r\gamma D_2s$) распространен в двух восточных подзонах Западно-Магнитогорской СФЗ (здесь – только в Узыкыро-Сибайской подзоне). По сравнению с вышеописанным кураганским комплексом отличается отсутствием габбро и резко подчиненной ролью габбродиоритов в составе. Представлен мелкими, часто внесмаштабными штоками и дайками, вскрытыми поисковыми скважинами. Наиболее крупное тело выявлено в долине р. Урал у г. Орск. Состоит оно из плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, диоритов, кварцевых диоритов; спорадически встречаются габбродиориты с редкими ксенолитами габбро. В керне скважин указанные породы часто перемежаются, не образуя значительных однородных по составу интервалов. Отчетливо видно, что плагиограниты и плагиогранит-порфиры (вторая фаза) прорывают диориты, кварцевые диориты (относимые к первой фазе) и содержат их многочисленные ксенолиты. В материалах ГК-1000/3 листов М-40 (41) комплекс на фазы не делится. По составу и текстурно-структурным особенностям средние и кислые магматиты близки к соответствующим породам кураганского комплекса. Вмещающие породы, которые они прорывают, представлены базальтоидами баймак-бурибайской и карамалыташской свит. Контакты с улутауской свитой (верхи Эйфеля – основание франа) остались недостаточно изученными. По-видимому, породы комплекса прорывают пирокласто-осадочные отложения нижней части ее разреза и в свою очередь рвутся субвулканическими дайками плагиориолитов. В петротипической местности (лист N-40) установлена комагматичность этих двух таксонов, они слагают улутаускую вулcano-плутоническую ассоциацию. Возраст салаватского комплекса определяется как живетский.

Краснинский комплекс габбродиорит-гранодиорит-гранитовый широко распространен в Восточно-Магнитогорской СФЗ, на листе М-40 развит

в Узельгинско-Ириклинской и Уйско-Домбаровской ее подзонах. Петротип его (одноименный массив) находится за северными пределами рассматриваемой территории. Там комплекс подразделяется на три фазы; здесь же представлены две первые из них. Первая фаза – габбро (vD_2kr_1), преобладающие габбродиориты ($v\delta$), редко диориты (δ); вторая фаза сложена преимущественно гранодиоритами ($\gamma\delta D_2kr_2$) или же нерасчлененными сочетаниями гранодиориты–кварцевые диориты ($\gamma\delta-q\delta$) и граниты–гранодиориты ($\gamma-\gamma\delta$), в небольшом объеме присутствуют тоналиты, монзониты и кварцевые монзониты. Добавим, что в отсутствующую на описываемой территории третью фазу ($\gamma D_{2-3}kr_3$) формируются специфические мелкозернистые граниты повышенной щелочности. Жильные образования представлены дайками и мелкими телами габбро-порфириров, габбродолеритов, микродиоритов, гранодиоритов и аплитов. В Узельгинско-Ириклинской подзоне породы комплекса слагают Верхнесолончатский, Мусогатский и Бауздинский массивы; в Уйско-Домбаровской подзоне – Мазарский и Кошенсайский массивы.

В первой из них все интрузии приурочены к вулкано-тектоническим структурам александринского и урлядинского комплексов, имеют почти изометричную, реже подковообразную в плане форму и небольшие (от 2,5 до 7 км в поперечнике) размеры. В Уйской-Домбаровской подзоне (где представлена в основном только вторая фаза комплекса) Мазарский массив и цепочка его северных сателлитов, расположенные на левобережье р. Камсак (восточнее р. Домбаровка), трассируют зону регионального субмеридионального разлома; форма тел удлиненная с шириной 2–6 км и протяженностью до 20 км. Кошенсайский массив представляет собой межформационную залежь, отделяющую расположенные южнее (в пределах Казахстана) докембрийские образования ядра горст-антиклинали от девонских отложений. Мощность его на широте месторождения Весеннее по данным сейсмического зондирования составляет 1,8–2 км. Падение субмеридиональных контактов крутое западное; с глубиной восточный контакт выполаживается до почти горизонтального.

Габбро первой фазы имеют небольшие выходы на восточном фланге Верхнесолончатского и в юго-восточной части Мусогатского массивов, а также слагают серию мелких тел вблизи Мазарского массива. Габброиды разных интрузий отличаются составом, характером структур и текстур. В результате неравномерного распределения темноцветов в магматическую и постмагматическую стадии образуется ряд от меланогаббро до лейкогаббро и габбродиоритов. Переходы между ними постепенные или резкие, но чаще с признаками метасоматической гибридизации. Породообразующими являются плагиоклаз (андезин, реже лабрадор), пироксен, иногда кварц (до 5%). Из аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, магнетит. Вторичные минералы представлены несколькими генерациями амфибола, альбитом, хлоритом, эпидотом, лейкоксеном. Текстура габброидов меняется от однородной до такситовой. Наименее измененные меланогаббро отличаются от подобных им пород рассыпнянского комплекса более низкими содержаниями TiO_2 , FeO и высокими – MgO, K_2O и Al_2O_3 .

Диориты слагают краевые части и небольшие массивы-спутники Мазарской и Кошенсайской интрузий, а также ряд мелких тел и даек. Они входят в тесной пространственной связи с габброидами, часто образуя единые тела. Состоят (%) из идиоморфных таблитчатых и призматических зерен роговой обманки – 20–40, плагиоклаза – 50–70, иногда кварца – 0–10, калиевого полевого шпата – 0–5 и биотита – 0–5. Состав плагиоклаза меняется (в зависимости от степени деанортитизации) от альбита до андезина. Структура диоритов иногда слабо порфиroidная, текстура преимущественно такситовая. Значительная их часть, возможно, является продуктом ассимиляции гранитоидами вмещающих пород.

Гранитоиды и кварцевые диориты второй фазы в Мазарском массиве и других интрузиях комплекса составляют не менее 60–80% их объема; чаще всего между ними существуют постепенные переходы. Среди более основных пород этого ряда преобладают биотит-роговообманковые разновидности. Плагиоклаз в них представлен порфиroidными выделениями таблитчатой формы с реликтовой зональностью и короткопризматическими зернами в основной массе; преобладает андезин (№ 32–42, в краевых зонах кристаллов – № 23–27). Калиевый полевой шпат развит преимущественно в наиболее кислых членах гранитоидного ряда и представлен пертитовым ортоклазом ксеноморфных очертаний; обычно он корродирует и замещает плагиоклаз. Роговая обманка образует идиоморфные зерна размером до 2–3 мм. Биотит обычно развит в небольших количествах; преобладающим темноцветным минералом он иногда становится только в гранитах. Среди последних широко развиты биотитовые, реже биотит-мусковитовые разновидности. Минеральный состав их колеблется (%): кварц – 20–40, плагиоклаз – 20–60, калиевый полевой шпат – 10–45, биотит – 0–10, роговая обманка – 0–5, мусковит – 0–2. Гранитоиды Кошенсайского массива отличаются от подобных им пород в других интрузиях комплекса более лейкократовым составом, преобладанием биотита над роговой обманкой и микроклина среди калиевых полевых шпатов, а также более низкими содержаниями магнетита, ильменита, сфена, рутила, присутствием циртолита, монацита, торита, широким развитием мирмекитовых, реже микропегматитовых сростаний полевых шпатов с кварцем. Это может свидетельствовать о более глубоких условиях их формирования. Если для краснинского комплекса в целом характерна «полиметаллическая» геохимическая специализация (содержание выше кларка Cu, Pb, Ni, Cr), то для гранитоидов Кошенсайского массива она редкометалльно-полиметаллическая – Cu, Zn, Pb, Ti, Mo, Be, Nb, Y, Zr, что подтверждается наличием в северо-восточном его эндоконтакте молибден-медно-порфиroidного оруденения (проявление Малдыгулсайское-III).

По содержанию кремнезема породы краснинского комплекса образуют непрерывный ряд с SiO₂ от 47 до 74% (преобладают составы со значениями 58–69%). Они характеризуются нормальной щелочностью калиево-натриевого, редко натриевого типа и отчетливо выраженным на петрохимических диаграммах известково-щелочным трендом дифференциации. Важнейшими геохимическими особенностями этих образований являются высокие содержания крупноионных литофилов (Rb, Sr) и сидерофильных

элементов (Cr, Ni, Co, V). Надежные определения радиоизотопного возраста пород отсутствуют. Калий-аргоновый метод по «валу» (ЦХЛ ПГО «Уралгеология») дал следующие значения: для Мазарского массива – 282–382 млн лет; для Кошенсайского массива – 269–359 млн лет [99]. Время становления комплекса определяется на основании геологических фактов. Гранитоиды его (Баузинский массив, сателлиты Кошенсайского массива) прорывают основание фаунистически охарактеризованной урлядинской толщи; в отложениях шумилинской свиты (D_3-C_1) интрузий комплекса не встречено. Сами они в свою очередь с разрывом (а иногда и их галькой в базальном горизонте) перекрываются верхнетурнейско-нижневизейской домбаровской свитой и прорваны массивами и дайками раннекаменноугольного куйбасовского комплекса. В Гумбейской подзоне (петротипическая местность) описываемое подразделение входит в состав одноименной вулканоплутонической ассоциации, включающей также комагматичные разным его фазам гумбейскую свиту и новобуранную толщу (надежно датированные конодонтами) с синхронными субвулканическими образованиями. Исходя из приведенных данных, возраст краснинского комплекса принимается живецко-раннефранским; при этом первая и вторая фазы относятся только к живету.

Джабыгасайский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый представлен многочисленными массивами, развитыми в смежных Копейско-Ушкотинской и Ильиновско-Марииновской подзонах Восточно-Уральской СФМЗ. Формирование интрузивных ассоциаций комплекса происходило в три фазы: первая – габбро (vD_3dz_1), вторая – кварцевые диориты ($q\delta D_3dz_2$) и диориты (δ), третья – гранодиориты ($\gamma\delta D_3dz_3$), плагиограниты (py), а также нерасчлененные плагиограниты и гранодиориты ($py-\gamma\delta$). В разных телах количество фаз и объем слагающих их пород колеблется в широких пределах. Форма, размеры, состав интрузий и возраст вмещающих пород в значительной мере обусловлены их структурным положением; по этому признаку выделяются четыре группы массивов: а) расположенные в пределах вулканотектонических грабенов (Еленовский, Верхнекиембаевский массивы) и депрессий; б) тяготеющие к зонам субмеридиональных региональных разломов Еленовско-Кумакского синклинория (Акжарский и Джарлинский массивы); в) приуроченные к субширотным и субмеридиональным зонам тектонических срывов (несогласий), длительно развивающихся в обрамлении горстообразных блоков, сложенных рифейскими толщами (Каиндинский и Южно-Джабыгасайский массивы); г) образовавшиеся на пересечении шовных зон (субмеридиональных и субширотных) с дугообразными межформационными тектоническими несогласиями (Джабыгасайский и Джарбутакско-Боецкий массивы).

Типичным и хорошо изученным представителем первой группы является Верхнекиембаевская интрузия (8–12 км в поперечнике), находящаяся в пространственной связи с Кiemбаевским массивом ордовикских ультрамафитов; прорывая последний, она расчленяет его на два самостоятельных тела и отальковывает в зонах экзоконтактов. По геофизическим данным интрузия представляет собой лополитообразное тело небольшой мощности.

В составе массива выделяются породы двух поздних фаз: диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, редко габбродиориты, в совсем незначительной степени – кварцевые сиениты и граносиениты. Жильные образования представлены их мелкозернистыми порфиroidными разностями. Основная площадь интрузива занята породами второй фазы.

Представляющий вторую группу Акжарский массив образует клиновидное тело протяженностью до 18 км и шириной в южной части до 9 км, вытянутое вдоль Западно-Аниховского разлома. Западный контакт преимущественно тектонический; с востока интрузия прорывает березняковскую толщу, на юге – ордовикские серпентиниты. Выделяются все три фазы; гранодиориты третьей фазы занимают основную площадь массива. На северном выклинивании широко развиты березиты, часто золотоносные. Джарлинский массив, относящийся к этой же группе, расположен на восточном крыле Адамовской горст-антиклинали. Вытянут в субмеридиональном направлении на 37 км от р. Жангызагаш на юге до верховьев р. Жанаспай и далее на север за пределы площади; ширина его 2–10 км. По геофизическим данным, западный контакт интрузии круто падает на восток, восточный – полого на запад [37]. Массив прорывает в основном ордовикские образования: гнейсодиориты крыклинского комплекса, парасланцы маячной свиты, вулканиты энбекшинской толщи. В составе интрузии преобладают (%) диориты и кварцевые диориты второй фазы (55–60), а также гранодиориты (27–30), тоналиты (13–17), редко плагиограниты третьей фазы; в виде ксенолитов в указанных породах встречаются габбро и габбродолериты первой фазы.

Каиндинский массив, включенный в третью группу, расположен у границы площади, в долине р. Каинда; приурочен к северному замыканию Адамовского–Мугоджарского антиклинория. В плане он имеет подковообразную форму; при ширине 10–16 км вытягивается в субширотном направлении на 35 км. По геофизическим данным, массив представляет собой лакколит или пластообразную залежь мощностью до 2 км с раздувами в западной и восточной частях до 3,5 км. Западная граница осложнена пологим разрывом, по которому он надвинут на нижнекаменноугольные отложения. Северный контакт падает под вмещающие породы (айдырлинская толща нижнего девона), южный (с крыклинским комплексом) извилистый и погружается в северных направлениях под углом от 34 до 60°. Массив представлен поздними элементами джабыгасайского комплекса – второй (диориты с переходами к кварцевым диоритам) и третьей (гранодиориты, реже плагиограниты) фазами. Диориты и кварцевые диориты, по составу близкие к средним мигматитам Акжарского массива, состоят (%) из плагиоклаза (замещаемого альбитом, эпидотом и серицитом) – 50–70; роговой обманки (часто хлоритизированной) – 15–18; кварца – 2–18. Реже встречаются калиевый полевой шпат (0–5%) и биотит (до 4%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом. Главные минералы в гранодиоритах (%): плагиоклаз (№ 25–34, часто зональный) – 35–48, кварц – 20–30, роговая обманка – 15–20, микроклин-пертит – 5–17, биотит – до 3; акцессорные минералы те же, что и в диоритах.

Представляющий четвертую группу петротипический Джабыгасайский массив входит в состав полихронного плутона. Слагается всеми тремя фазами одноименного комплекса. Наиболее крупные тела расположены на севере и в центре, в верховьях рек Кокпекты и Джабыги; площадь отдельных интрузий достигает 160 км². В их экзоконтактах с энбекшинской (O₂₋₃?) и кокпектинской (D₂) толщами распространены роговики плагиоклаз-амфиболового сложения. Петрографический и минеральный составы магматитов Джабыгасайского массива в целом близки к таковым в других интрузиях комплекса и отличаются лишь более интенсивными вторичными изменениями породообразующих минералов. К третьей фазе комплекса отнесены также гнейсовидные плагиограниты и тоналиты, входящие в состав Камсакского полихронного плутона и распространенные у восточного его контакта. Здесь они образуют интрузию удлиненной формы, протягивающуюся от верховья р. Домбаровка до правобережья р. Камсак. Из-за плохой обнаженности эти породы изучены слабо. Критериями отнесения их к джабыгасайскому комплексу служат близкий петрографический состав и соотношения между секущими таксонами: плагиограниты прорывают образования крыклинского комплекса ордовика.

По химическому составу подавляющее большинство пород джабыгасайского комплекса принадлежит к магматитам нормального ряда с натриевым и калиево-натриевым типом щелочности. Некоторые разновидности гранитоидов обогащены щелочами и пересыщены глиноземом. На петрохимических диаграммах устанавливается отчетливый известково-щелочной тренд фракционирования [101, 113]. Геохимической особенностью комплекса (в первую очередь его кислых членов) являются высокие надкларковые концентрации сидерофилов (никеля, кобальта, хрома, марганца), а также повышенные содержания золота, меди и вольфрама. «Рудноакцессорная» специализация комплекса магнетит-пиритовая; содержание золота в магнетите иногда достигает 100 мг/т и более [101].

Позднедевонский (позднефранский) возраст описываемого подразделения определяется геологическими данными. Гранитоиды джабыгасайского комплекса прорывают и ороговиковывают среднедевонские вулканиты кокпектинской толщи и в свою очередь секутся интрузиями позднедевонских (фаменских) урускискенского, среднеушкотинского и раннекаменноугольного вознесенского комплексов. За пределами рассматриваемой территории галька джабыгасайских пород встречается в фаменских отложениях алтуйской толщи [101].

Коскольский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый выделяется в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ; расчленяется на две фазы: первая – диориты ($\delta D_3 k s_1$), кварцевые диориты (q δ), реже габбро (v), вторая – тоналиты (p $\gamma \delta D_3 k s_2$), редко плагиограниты. Представлен одноименным массивом (петротип, № 132 на карте), протягивающимся на 35 км от пос. Блак на севере до оз. Жетыколь на юге; площадь его 520 км². Форма массива овальная в плане; по геофизическим данным, это довольно крупное лакколитоподобное тело, прослеживаемое до глубины 5–5,5 км [37]. На карте локальных аномалий Δg (H = 2 км) породы массива вместе с вмещающими их

вулканитами среднего девона образуют положительную аномалию интенсивностью до 65 мГал. По магнитометрическим данным они характеризуются слабо дифференцированным отрицательным (до –350 нТл) полем. Обнаженность интрузии плохая, ее строение изучено только картировочными скважинами. Намечается определенная зональность, выражающаяся в том, что краевые части массива сложены породами основного и среднего состава, а центр – преимущественно кислыми магматитами. В целом преобладают (%) образования первой фазы: диориты (38), кварцевые диориты (17), габбро (15); в меньшем объеме представлена вторая фаза: тоналиты – 18, плагиограниты – 2. В гранитоидах развиты зоны березитизации, в кварцевых диоритах (на юге) под воздействием кислой интрузии барамбаевского комплекса – огнейсование и гранитизация. Соотношения интрузивных фаз хорошо видны в обнажениях северной половины массива. Диориты и кварцевые диориты со шлирами габбро прорваны малыми телами и жилами тоналитов и плагиогранитов. Таким образом, устанавливается обычная прямая последовательность дифференциации от основных к средним и кислым магмам.

По содержанию окислов все породы коскольского комплекса мало отличаются от средних составов этих же семейств по Р. Дели. Они относятся к образованиям нормального ряда (сумма щелочей 4,52–5,51%) с калиево-натриевым типом щелочности (отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2\text{--}3$), обладают слабо повышенной глиноземистостью. В диоритах иногда встречаются небольшие (до 20 см) ксенолиты округлой формы, сложенные амфиболлизированными базальтоидами среднедевонской журманкольской толщи. По данным А. М. Ченцова [213], магматиты описываемого комплекса имеют активные контакты с осадочными породами блакской толщи (D_3). Термальные изменения последних выражаются в ороговиковании, биотитизации, а также перекристаллизации цемента с образованием актинолит-эпидот-кварц-полевошпатового агрегата. Верхний возрастной предел внедрения пород комплекса ограничен франским веком, так как в гравелитах и конгломератах аулиетаской толщи фамена (в районе пос. Блак) встречены единичные окатанные обломки (галька) диоритов и габброидов, сопоставляемых с теми, что распространены в Коскольском массиве [213]. По составу, петрохимическим особенностям и возрасту данное подразделение коррелируется с джабыгасайским комплексом западных частей Восточно-Уральской мегазоны. Имеющиеся определения радиологического возраста коскольских диоритов дают существенный разброс значений и явно «омоложены»: калий-аргоновый метод (на массу породы) – 330 и 333 млн лет; по монофракциям полевого шпата – 345 ± 7 и 286 ± 5 млн лет, биотита – 244 ± 5 млн лет; рубидий-стронциевый метод (вал) – $311,3 \pm 5,3$ млн лет. Омоложение может быть связано с воздействием более поздних гранитов барамбаевского и шалкарского комплексов.

Урускискенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый выделяется в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Расчленяется на две фазы: первая – монцодиориты ($\mu\delta D_3 u_1$), кварцевые монцониты (qu), нерасчлененные кварцевые монцониты и гранодиориты ($qu\text{--}\gamma\delta$); вторая – гранодиориты и

граносиениты нерасчлененные ($\gamma\delta$ - $\gamma\xi$ D₃u₂). Породы этого подразделения пространственно и, возможно, генетически связаны с интрузивными образованиями джабыгасайского комплекса. Самостоятельных крупных массивов они не образуют и входят в состав Каиндинского-Адамовского, Еленовского и Камсакского полиформационных плутонов.

Еленовский плутон, по данным количественной интерпретации геофизических материалов, имеет форму асимметричного лакколита с дайкообразным восточным сегментом, который, вероятно, залечивает главный магмовыводящий разлом и выделяется как «зона линейных интрузий». Мощность его пологозалегающей (западной) части более 1 км, восточной (в раздуве) – не менее 2 км. Породы урускисенского комплекса прорывают джабыгасайские магматиты, слагая значительный объем в центре плутона. Кроме того, вмещающими для них являются среднедевонские вулканы кокептинской толщи. В экзоконтактах урускисенских гранитоидов наблюдаются довольно сильные изменения окружающих пород: ороговивание, калишпатизация, окварцевание, турмалинизация, хлоритизация и эпидотизация. В целом на современном эрозионном срезе преобладают кварцевые монцитоны и гранодиориты. Между всеми породами в пределах отдельных фаз существуют постепенные переходы. Они объясняются, с одной стороны, частичной ассимиляцией интрузивных пород джабыгасайского комплекса, с другой стороны – позднемагматической (или постмагматической) калишпатизацией. Характерной особенностью всех урускисенских образований, позволяющей довольно надежно отличать их от пород других комплексов, является красноцветность (розовые, красновато-лиловые, розовато-бурые тона окраски), а также среднезернистая структура, часто с элементами порфириформной – за счет ксеноморфных выделений призматической роговой обманки, изометричных чешуй биотита и светло-зеленовато-серых (иногда светло-зеленых) коротких призм плагиоклаза. Они почти всегда массивные, без заметных следов катаклаза.

В Каиндинско-Адамовском плутоне к урускисенскому комплексу принадлежит две интрузии; одна расположена в северной, вторая – в восточной его частях. Первая – удлиненная (ее размеры 3×18 км), на юге контактирует с джабыгасайскими магматитами, на севере – с вулканидами нижнедевонской айдырлинской толщи, сложена в основном монцодиоритами. Вторая интрузия, образованная преимущественно кварцевыми монцитонами, более изометричной формы (6×8 км), с заливами во вмещающие джабыгасайские гранодиориты; с востока она оборвана Алтуйской интрузией гранитов среднекаменноугольного возраста. Жильная серия преимущественно относится ко второй фазе и представлена редкими маломощными дайками гранодиорит-порфиров, субщелочных гранит-порфиров и спессартитов. Монцодиориты состоят (%) из деанортитизированного плагиоклаза – 50–60, роговой обманки – 15–20, биотита – 10–16, кварца – 1–7, калиево-натриевого полевого шпата, образующего микропегматитовые сростания с кварцем. Кварцевые монцитоны сложены (%) плагиоклазом (двух генераций: первая – крупные сосюритизированные зональные кристаллы – 30, вторая – слабо серицитизированный альбит-олигоклаз), кварцем – 10–18, микропертитами – 18–22, зеленой роговой обманкой – 5–20,

биотитом – 3–6. Аксессуарные минералы в обоих видах пород – сфен, апатит, монацит, магнетит, циркон; вторичные – хлорит, эпидот, карбонат.

Фрагмент Павловского массива в пределах площади листа М-41 сложен нерасчлененными гранодиоритами и граносиенитами второй фазы комплекса. Подобные же образования слагают небольшие массивы в составе Камсакского полихронного плутона на юге рассматриваемой территории.

Химические составы пород урускинского комплекса характеризуются значительными колебаниями в содержании кремнезема (от 56 до 66%), повышенными концентрациями щелочей (в среднем около 7,6%) и калиево-натриевым типом щелочности [101]. Геохимическая его специализация может быть определена как свинцово-медно-молибденовая. Средние надкларковые содержания элементов ($n \times 10^{-3} \%$): Pb – 3, Cu – 4,3, Ni – 7,5, Co – 10,5, Mo – 3,2, W – 1,6. С зонами кварц-турмалиновых изменений в северном экзоконтакте Еленовского плутона связано одноименное медно-молибденовое (с золотом) месторождение. Определения радиоизотопного возраста по циркону уран-свинцовым методом варьируют от 343 до 381 ± 30 млн лет [227]. Позднедевонский (раннефаменский?) возраст подразделения определяется и по общегеологическим данным. Кислые его магматиты в Еленовском и Каиндинско-Адамовском плутонах прорывают интрузии джабыгасайского комплекса позднего франа. На дезинтегрированных урускинских гранитоидах залегают фаунистически охарактеризованные стратоны нижнего карбона: брединская свита (или же сразу – тугундинская толща); в прослоях конгломератов там находятся гальки среднезернистых и мелкозернистых кварцевых монцонитов, аналогичных соответствующим породам комплекса [101]. Севернее рассматриваемой площади галька монцонитов содержится в конгломератах алтуйской свиты верхнего фамена [35].

Среднеушкатинский комплекс гранодиорит-гранитовый (γD_{3su}) представлен интрузивными телами, входящими в состав полихронных плутонов в той же Копейско-Ушкотинской подзоне. В Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ к этому подразделению отнесены нерасчлененные граниты ($\gamma-\gamma\delta D_{3su}$), слагающие самостоятельный небольшой Кумустюбинский массив.

Среднеушкатинский плутон представляет собой довольно крупный лакколит, вытянутый в меридиональном направлении от р. Жарбутак до южной границы площади и далее за ее пределы. На описываемой территории размер его 33×8 км; максимальная глубина по геофизическим данным составляет 8 км. На северо-востоке породы описываемого комплекса прорывают среднеордовикскую маячную свиту, на западе и юге – метаморфиты бескрыковской толщи и гнейсоплагиограниты крыклинского комплекса, на западе – мигматизированные гнейсы бескрыковской толщи и гнейсоплагиограниты крыклинского комплекса. Участками границы тектонические; в экзоконтактах интрузивных тел иногда отмечается инъецирование гранитного материала во вмещающие породы. В южной части позднедевонские гранитоиды прорываются интрузией джабыкско-санарского комплекса раннего карбона. Среди образований описываемого комплекса здесь резко преобладают среднезернистые, нередко порфириовидные биотитовые и

двуслюдяные граниты. Они имеют светло-серый, почти белый или желтовато-белый цвет, иногда с очень слабым розоватым оттенком. В лейкократовой части они двуполевошпатовые, с примерно равным соотношением плагиоклаза (чаще идиоморфного короткопризматического) и калиево-натриевого полевого шпата, представленного микропертитовым ортоклазом с пятнистыми пертитами замещения. Последний часто образует крупные бесформенные ойкокрсталлы, прорастаемые пойкилитовыми вросками мелкопризматических зерен плагиоклаза, и породы в этих случаях близки к монцогранитам. При значительном увеличении доли плагиоклазов и появлении в породах роговой обманки отмечаются переходы гранитов в гранодиориты, которые скорее всего представляют собой результат ассимиляции ордовикских гнейсотоналитов и плагиогранитов. Об этом свидетельствует и нахождение в слабо катаклазированных гранитоидах среднеушкатинского комплекса различных по величине оплавленных, в разной степени переработанных, иногда «теневых» ксенолитов указанных пород. Жильная серия представлена аплитовидными гранитами, редко – гранит-порфирами. Вариации содержания породообразующих минералов (%): плагиоклаз – 30–50, калиевый полевой шпат – 15–40, кварц – 25–35, слюды (биотит и мусковит) – 5–10. Из аксессуарных минералов присутствуют гранат, апатит, магнетит, ильменит, рутил, сфен, ксенотим, пирит, турмалин.

В юго-западной части Каиндинско-Адамовского плутона среднеушкатинский комплекс обособляется в самостоятельную интрузию, представляющую собой лакколит с подводящим каналом на севере этого тела. Сложен он преимущественно гранитами, близкими по составу к вышеописанным. Жильная серия образована микрогранодиоритами, лейкогранитами и аплитами. Вмещающие породы – гранодиориты позднефранского джабыга-сайского комплекса, а также (на юге) – сланцы маячной свиты ордовика и ортогнейсы крыклинского комплекса. Несколько небольших массивов среднеушкатинского комплекса фиксируются и в Камсакском полихронном плутоне.

Кумустюбинский массив расположен в верховьях р. Кумус-Тюбе (правый приток р. Жоса) и имеет форму, близкую к подковообразной; при ширине 3–4,5 км он вытянут на 7,5 км. В центре расположен останец (ксенолит до 1,5 км в поперечнике, не показанный на карте) кварцевых диоритов и гранодиоритов теренсайского комплекса. Контакты массива в основном крутые и падают под вмещающие породы, представленные ороговикованными вулканитами джусинской и александринской толщ. Восточная граница сорвана надвигом, по нему гранитоиды перемещены к востоку на нижнекаменноугольные образования. Массив состоит из биотитовых гранодиоритов и монцогранитов, развитых в западной и северной его частях, и гранитов, преобладающих на юго-востоке. Жильная серия представлена дайками лейкократовых аплитовидных гранитов, аплитов, тоналит-порфиоров, плагиогранит-порфиоров. В минеральном составе первых присутствуют (%): зональный плагиоклаз (№ 12–27) – 36–40, двущелочные полевые шпаты (микроклин, пертит, антипертит) – 30–45, кварц – 22–33, а также биотит, редко биотитизированная роговая обманка; аксессуарные минералы – апатит, циркон, сфен. В гранитах содержание калиевого полевого

шпата снижается до 25–30%, увеличивается количество плагиоклаза – до 40–50%, кварца – до 35% и биотита – до 10%.

По химизму все гранитоиды среднеушкатинского комплекса относятся к умереннокислым и кислым породам нормального и (незначительно) субщелочного рядов с калиево-натриевым типом щелочности и отчетливо выраженным на петрохимических диаграммах боуэновским трендом дифференциации [113]. Микроэлементный состав характеризуется повышенными содержаниями Cu, Mo, Pb, Sn, W; комплекс имеет общую положительную геохимическую специализацию на золото. Со среднеушкатинскими гранитами Каиндинско-Адамовского плутона связаны промышленные концентрации последнего. Радиологический возраст гранитов Среднеушкатинского плутона, определенный калий-аргоновым методом по мусковиту (лаборатория УФНЦ РАН) – 382 млн лет, рубидий-стронциевым методом – 345 ± 1 , 344 ± 1 и 287 млн лет [99]. Поскольку эти значения весьма противоречивы, позднедевонское (предположительно позднефаменское) время становления среднеушкатинского комплекса принимается на основании геологических соотношений. Упомянутые граниты прорывают образования джабыгасайского комплекса франа, в конгломератах раннекаменноугольной солнечной толщи (к востоку от названного плутона) встречены галька и небольшие валуны аналогичных мусковитовых гранитов.

Куйбасовский комплекс габбро-диорит-гранитовый широко распространен в крайне западной – Узельгинско-Ириклинской – подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Здесь представлен субмеридиональным поясом интрузий (массивов и многочисленных немасштабных штоков и даек), протягивающимся от долины р. Суундук до правобережья р. Орь. В них резко доминируют породы второй фазы (которая только и отражена на карте): гранодиориты ($\gamma\delta C_1 k_2$), реже граниты (γ) и граносиениты ($\gamma\xi$), а также нерасчленяемые гранодиориты и граносиениты ($\gamma\delta-\gamma\xi$). Форма массивов (Базарбайского, Дуненского, Иссиргужинского, Можаровского, Домбаровского и др.) от изометричной до удлинённой (дайкообразной), реже подковообразная, иногда «неправильная» с извилистыми ограничениями. Ширина их от 2 до 10 км, протяженность до 30 км; поперечное сечение от столбовидного до плитообразного и лополитоподобного. Габбро и диориты первой фазы в них имеют крайне ограниченное распространение и первоначально представляли собой, по видимому, пояса мелких штоковых даек (приуроченных к тектоническим нарушениям), впоследствии в значительной степени уничтоженных (ассимилированных) внедрением пород поздней фазы комплекса.

Все гранитоиды этой фазы имеют характерный розовато-серый и лилово-серый, в выветрелом состоянии – розовато-бурый или кирпично-красный цвет. Это среднезернистые породы, нередко порфиоровидные (с более крупными зернами полевых шпатов или призмами роговой обманки), с микропегматитовой структурой. Их минеральный состав (%): породообразующие – кварц – 10–30, калиевый полевой шпат – 10–60, плагиоклаз (олигоклаз, реже андезин) – 18–65, роговая обманка – 0–10, биотит – 1–15; аксессуарные – магнетит (до 4), ильменит (до 1), циркон (до 0,6) циртолит (до 0,7), сфен (до 0,5), пирит (до 0,1), гранат, корунд, рутил, лейкоксен,

сфалерит, халькопирит. Жильная серия представлена дайками граносиенит-порфиоров, кварцевых сиенитов и лампрофиоров среднего состава. В контактах с интрузиями развиты пироксен-плагиоклазовые роговики с магнетитом. Условия их образования сопоставимы с температурой около 700 °С при давлении флюида 500 бар, что соответствует глубинам не менее 2000 м.

По содержанию кремнезема породы комплекса образуют почти непрерывный ряд, в котором преобладают составы с 62–71% SiO₂. Отмечаются вариации в содержаниях щелочей: от нормальных до субщелочных с преимущественно калиево-натриевым, реже натриевым типом щелочности. Самыми молодыми стратифицируемыми породами, прорванными гранитоидными интрузиями (жильной серии), являются низы позднефаменско-раннетурнейской шумилинской свиты. Верхняя возрастная граница определяется по находжению гальки аналогичных пород в базальных конгломератах домбаровской свиты, имеющей позднетурнейский возраст [99]. Куйбасовские образования прорываются магматами мосовского комплекса (серпуховский век). Таким образом, время внедрения интрузий куйбасовского комплекса ограничивается низами позднего турне. Радиологический возраст гранитоидов Ащebutакского массива, определенный калий-аргоновым методом (по биотиту 356 ± 10 млн лет, по амфиболу 360 ± 13 млн лет), вероятно, несколько удревнен; для Тюлинского массива (тем же методом по биотиту) он составляет 349 ± 9 млн лет [99].

Петропавловский комплекс габбро-диорит-гранитовый выделяется в Гумбейской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. На рассматриваемой территории представлен только второй фазой: г р а н о д и о р и т а м и ($\gamma\delta C_1pt_2$) и г р а н и т а м и (γ) Шиликтинского массива (а также мелкими, не показанными на карте телами севернее его), расположенными в междуречье Сундук–Жоса к северо-востоку от пос. **Добровольский**. Массив имеет площадь 38,5 км² и несколько вытянут в субмеридиональном направлении. По геофизическим данным, форма его лакколитообразная с крутым восточным и пологим западным контактами, мощность – около 1000 м.

Гранодиориты образуют западный и юго-восточный фланги массива, средняя его часть сложена гранитами. Габброиды и диориты, которые могли бы быть сопоставлены с первой фазой, развиты спорадически в западном и северном эндоконтактах; при этом не исключается их «гибридная» природа, вследствие чего они в составе комплекса не учитываются. Гранодиориты – серые и розовато-серые среднезернистые массивные породы. Составляют (%) из плагиоклаза (№ 28–32) – 42–50, кварца – 15–22, калиевого полевого шпата (пертита) – 10–20, роговой обманки – 7–10, биотита – 2–5. Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом, вторичные – соссюритом, серицитом, хлоритом, эпидотом. Граниты отличаются большим присутствием кварца (22–45%), меньшим количеством цветных минералов (5–10%), кислыми разновидностями плагиоклаза (№ 12–22) и существенными колебаниями в содержаниях калиевого полевого шпата (с появлением составов, близких к тоналитам и плагиогранитам). Со второй фазой комплекса связана минерализация золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой, золото-шеллит-кварцевой и медно-порфировой формаций.

Петропавловские гранитоиды в южной и восточной частях Шиликтинского массива насыщены мелкими (не отраженными на карте) штоками и дайками граносиенитов, граносиенит-порфиров, кварцевых сиенитов и гранофиров, предположительно относящихся к более молодому мосовскому комплексу. В свою очередь магматиты прорывают средне-верхнедевонскую новобуранную толщу. Севернее (лист N-40) при совместном использовании Rb-Sr и Sm-Nd методов установлено позднеурнейское время ее внедрения (347,4 млн лет) [64]. По возрасту и (отчасти) составу подразделение коррелируется с аналогичной фазой вышеописанного куйбасовского комплекса.

Барамбаевский комплекс диорит-плагиогранитовый гипабиссальный распространен в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. На территории выделяются обе его фазы: первая – кварцевые диориты ($q\delta C_1 b_1$), а также они вместе с диоритами ($q\delta-\delta$), редко – габбро; вторая – плагиограниты ($p\gamma C_1 b_2$), тоналиты ($p\gamma\delta$), гранодиориты ($\gamma\delta$), граниты (γ). Комплекс представлен Барамбаевским (петротип), Журманкольским, Светлинским массивами, мелкими интрузивными телами габбро, плагиогранитов и гранитов в Косковском полихронном плутоне и многочисленными (не вынесенными на карту) дайками. Интрузивные породы в целом образуют гомодромный ряд; количественное соотношение их следующее (%): габбро (иногда с переходами к габбродиоритам) – менее 5, диориты – 20, кварцевые диориты – 20, тоналиты – 15, гранодиориты – 5, плагиограниты – 30, граниты – 5. Жильная серия образована дайками мелкозернистых или порфировидных диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, реже габбро-порфиров и гранит-порфиров.

Барамбаевский массив в описываемом районе представлен только своим южным окончанием. В поле силы тяжести на картах остаточных аномалий ($H = 500, 1000$ м) эта часть интрузива, да и другие относительно крупные (1–2 км в поперечнике) тела выделяются положительными аномалиями интенсивностью от 0,5 до 2 мГал [60]. Строение массива очень сложное, обусловленное наличием многочисленных останцов вмещающих пород (низы аккаргинской толщи), развитием обширных зон магматических брекчий и многочисленных мелких тел, роев и поясов даек кварцевых диоритов, лейкогранитов, а также кварцевых жил. Судя по ориентировке ксенолитов, падение восточного и юго-восточного контактов направлено под массив, а западного – под вмещающие породы. Магматиты первой фазы (диориты, кварцевые диориты, редко габбро и габбродиориты) слагают в массиве единичные мелкие тела и дайки вблизи его контактов. Плагиограниты, реже тоналиты и гранодиориты второй фазы формируют большую часть южного окончания Барамбаевского массива.

Кроме петротипа породы первой фазы образуют самостоятельные мелкие тела и слагают западную приконтактную область Журманкольской интрузии. Плагиограниты и биотитовые граниты второй фазы выполняют большую ее часть, а также локализуются в виде субизометричного тела в восточном экзоконтакте Косковского плутона; тоналиты и гранодиориты участвуют в строении Светлинского массива и небольшой интрузии в верховьях балки Кенгуссай. По химическому составу все магматиты

барамбаевского комплекса относятся к породам нормального ряда с натриевой и калиево-натриевой, редко калиевой специализацией; принадлежат к известково-щелочной серии [114].

Контактово-метасоматические преобразования, связанные с интрузиями описываемого комплекса, наблюдаются в основном в породах аккаргинской толщи и выражаются преимущественно в ороговикании. Низкотемпературные собственно метасоматические изменения пород проявлены березитизацией, эпидотизацией, хлоритизацией, серицитизацией, карбонатизацией и окварцеванием. Начальные стадии ороговикования на контактах наиболее отчетливо фиксируются в песчаниках и алевролитах – в виде их перекристаллизации (с явлениями неравномерного нарастания и регенерации зерен кварца), замещения цемента кварц-серицитовым агрегатом и разрушения границ кристаллов. Эти процессы часто сопровождаются объемным окварцеванием и серицитизацией, а в вулканитах – биотитизацией, эпидотизацией и амфиболизацией.

Судя по широкому развитию в породах барамбаевского комплекса мелкозернистых порфировых, пойкилитовых и микрографических структур, большинство из них образовалось в условиях малых глубин – гипабиссальной фации. Они прорывают основание аккаргинской толщи и связанные с ней субвулканические образования. При датировании цирконов из гранитоидных интрузий (уран-свинцовый метод) Коскольского плутона, проведенном в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ», получены значения 347 ± 2 и $358,2 \pm 3,2$ млн лет, что соответствует турнейскому времени.

Неплюевский комплекс габбро-диорит-гранитовый выделяется на западе Восточно-Уральской мегазоны, здесь развит только в Челябинско-Суундукской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлен Сарыадырской и Нурбайской интрузиями на южной оконечности Крыклинского полихронного плутона (у северной рамки листа М-40-VI). Обе сложены преимущественно кварцевыми диоритами, относящимися ко второй (из трех) фазе комплекса ($q\delta C_1 n_2$). Форма интрузий удлиненная, они вытянуты в субмеридиональном направлении на 12–17 км при ширине 2–3 км. В поперечном сечении близки к пластообразным залежам с контактами, наклоненными на запад (восточные – 30–50°, западные – 60–70°), на значительном протяжении границы осложнены региональными и местными разломами. Кроме кварцевых диоритов в незначительном количестве присутствуют тоналиты и (редко) плагиограниты; последние представлены мелкими (внемасштабными) штоками и дайками. Неплюевские образования на севере прорывают ортогнейсы крыклинского комплекса.

Кварцевые диориты – серо-зеленые, зеленовато-серые, реже темно-серые слабо рассланцованные среднезернистые породы с цветовым индексом 10–25%. Главные минералы (%): олигоклаз (или альбит) – 60–70, кварц – 10–18, биотит (иногда с реликтами амфибола) – 10–25. Изредка присутствуют роговая обманка и калиево-натриевый щелочной полевой шпат. Аксессуарные минералы представлены сфеном, ильменитом, магнетитом, апатитом и цирконом, вторичные – хлоритом, эпидотом, серицитом, альбитом и железистым карбонатом. Гнейсированные тоналиты отличаются более высокими содержаниями кварца (20–25%) и частым появлением в

составе щелочного полевого шпата (до 3%). Породы претерпели катаклаз и зеленокаменное перерождение. Участками в них (а также и в экзоконтактах) фиксируются эпигенетические изменения: карбонат-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые метасоматиты. На контактах с серпентинитами развиты широкие зоны тальцитов, брейнерит-гальковых, хлорит-гальковых и амфибол-гальковых (с антигоритом) пород. По содержанию кремнезема среди магматитов доминируют разности с 59–68% SiO₂. Большинство из них относится к породам нормального ряда калиево-натриевой серии и лишь небольшая группа (с преобладающими содержаниями кремнезема 54–57%) – к субщелочным магматитам.

Радиологические определения возраста пород неплюевского комплекса на площади отсутствуют. Раннекаменноугольное (турнейско-ранневизейское) время его становления принято в соответствии с Легендой Уральской серии листов ГК-1000/3 [64]: на более северных территориях при ГДП-200 листов N-41-XIX, XXV (А. В. Тевелев и др., 2001, 2004) Rb-Sr методом получены даты: для второй фазы – 345,7 млн лет, для третьей фазы (биотитовые граниты, лейкограниты, монцограниты) – 342, 341 и 340,3 млн лет. Многочисленные калий-аргоновые датировки дают широкий разброс значений (217–374 млн лет) и малоинформативны.

Вознесенский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый развит в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. На рассматриваемой территории локализован в пределах Кумакского золоторудного поля, где представлен только второй (диориты – δC_{1vz_2}) фазой. Породы этой фазы слагают Тыкашинскую интрузию, слепое тело в шахте «Новокапитальная», мелкие тела восточнее Акжарского массива, а также рои золотоносных диоритовых даек. Наиболее крупные дайки при ширине 0,5–0,8 м вытянуты в субмеридиональном направлении на 4–5 км. Выражающиеся в масштабе интрузии сложены в основном альбитизированными диоритами, имеющими иногда постепенные переходы к кварцевым диоритам и даже гранодиоритам. Состоят они (%) из среднего плагиоклаза (альбитизированного, эпидотизированного, иногда полностью замещенного серицитом) – 50–60, калиевого полевого шпата – 0–10, «занолистого» альбита – 10–15, кварца – 4–20, биотита (часто хлоритизированного) – 12–15, аксессуарных минералов: апатита, сфена, циркона, граната и рудных: пирита, хромшпинелидов, ильменита. Структура мелко- или среднезернистая до пегматоидной, текстура от массивной до брекчиевидной.

Формирование вознесенского комплекса сопровождалось интенсивным метасоматозом как материнских, так и вмещающих пород с образованием альбититов, лиственитов, березитов, кварцевых и анкерит-кварцевых золотоносных жил и обогащением их магнетитом, гематитом, оттрелитом, минералами мышьяка и урана. Магнитное поле на площадях развития комплекса сильно расчлененное, со значениями ΔT от –100 до +200 нТл. Интрузии описываемого подразделения прорывают отложения фаменско-раннетурнейской березняковской толщи и брединской свиты турне, а также гранитоиды Акжарского массива (джабыгасайский комплекс). Галька сильно измененных диоритов и диорит-порфиритов встречается в конгломератах визейской тугундинской толщи. Северо-восточнее территории (лист N-41)

для диоритов второй фазы получены датировки (U-Pb методом) – 328 и 326 млн лет. По этим данным принят раннекаменноугольный (ранневизейский) его возраст.

Катенинский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый выделяется в Красногвардейско-Светлинской СФЗ; на описываемой территории развит только на востоке Ильиново-Мариинской подзоны. Представлен всеми тремя фазами: первая – габбро (vC_1kt_1), вторая – диориты (δC_1kt_2), кварцевые диориты ($q\delta$) и нерасчлененные магматиты среднего состава ($q\delta-\delta$), третья – плагиограниты (pyC_1kt_3), гранодиориты ($\gamma\delta$), редко тоналиты. В Сарыобинской грабен-синклинали локализован пояс интрузий этого комплекса, приуроченный, по-видимому, к древней ослабленной (шовной) зоне. Здесь с севера на юг выделяются Комсомольский (существенно гранодиоритовый), Кайрактинский (габбро-диорит-плагиогранитный) массивы, а также ряд более мелких сложных или только габбровых тел.

Наиболее крупный из них трехфазный Кайрактинский массив вытянут субмеридионально на 27 км при ширине 4–10 км. Габбро (иногда габбро-диориты) составляют 25% его площади, диориты и кварцевые диориты – 35%, плагиограниты и гранодиориты – 40%. Породы третьей фазы слагают западную часть массива, второй – северную и центральную, третьей – юго-восточную его периферию. Контакты часто тектонические, среди стратифицируемых образований комплекс прорывает девонские жетыкольскую и кундыбаевскую толщи, а также (на юге) низы кайрактинской толщи нижнего карбона. В других массивах среди габброидов первой фазы встречаются (редко) горнblendиты, пироксениты, иногда перидотиты. Магматиты основного состава в поле силы тяжести отчетливо выделяется положительными аномалиями Δg (в трансформанте с $H = 2$ км) интенсивностью от 45 до 90 мГал. Поперечное сечение интрузии, по геофизическим данным, имеет плитообразную или лакколитообразную форму с мощностью в центральных частях более 3 км [101].

Химические составы пород комплекса отличаются низкой щелочностью (при резком преобладании натрия над калием), повышенной известковистостью и относятся к известково-щелочной серии с боуэновским типом фракционирования [101]. Калий-аргоновые определения радиологического возраста катенинских магматитов дают разброс от 218 ± 7 до 329 ± 7 млн лет. На смежной территории при подготовке к изданию ГК-1000/3 листа N-41 для габброидов первой фазы **Sm-Nd методом** получена дата – 333 ± 31 млн лет. Породы комплекса прорывают нижнекаменноугольные образования, гальки их встречены в конгломератах сарыобинской толщи (C_{2-3}). На основании этих данных возраст подразделения принят раннекаменноугольным (визейским).

Кособродский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый ($\delta-pyC_1kb$) выделяется в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. На рассматриваемой территории представлен южным окончанием Павловского массива; фрагмент его (в пределах РФ) находится вблизи северо-западного угла листа M-41. Этот массив – крайний в субмеридиональной цепочке интрузий кособродского комплекса, протягивающийся на 250 км

параллельно региональному Алапаевско-Челябинскому разлому. Здесь он сложен преимущественно кислыми составляющими: гранодиоритами, плагиогранитами, гранитами, тоналитами, реже встречаются кварцевые диориты и жильные плагиогранит-порфиры, редко – диориты, мелкозернистые гнейсированные габбро и габбродиориты, граносиениты. Естественные обнажения почти отсутствуют, породы вскрыты картировочными скважинами. Предполагаются тектонические ограничения массива в этой части: вблизи контактов магматиты катаклазированы, местами превращены в филлониты и кварц-серицит-хлоритовые сланцы.

Слабо измененные разновидности гранитоидов имеют переменное содержание породообразующих минералов (%): кварц (5–25), олигоклаз и андезин (№ 11–34) – до 80, калиевый полевой шпат – до 10, темноцветные минералы – до 30; акцессорные – апатит, сфен, циркон. Количество вкрапленников в плагиогранит-порфирах составляет от 5 до 80% объема породы. Средняя плотность гранитоидов варьирует (в зависимости от основности) от 2,59 до 2,65 г/см³, габброидов – от 2,97 до 3,15 г/см³. Химические составы характеризуются преобладанием Na₂O над K₂O и калиево-натриевым (для плагиогранитов и тоналитов – натриевым) типом щелочности. Плагиограниты отличаются также повышенной глиноземистостью и пониженной известковистостью.

Многочисленные определения возраста пород калий-аргоновым методом дают существенный разброс значений: от 285 ± 25 до 371 ± 18 млн лет. Раннекаменноугольное (предположительно поздневизейско-раннесерпуховское) время становления комплекса принято на основании геологических соотношений; этот же возраст фигурирует и в серийной легенде.

Московский комплекс кварцевых монцонитов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов развит в Восточно-Магнитогорской СФЗ и представлен в Гумбейской подзоне Бриентским (южная часть), в Узельгинско-Ириклинской подзоне – Новоорским, а в Уйско-Домбаровской подзоне – Малоакжарским массивами. Интрузивные ассоциации комплекса образовались в две фазы: первая – нерасчлененные гранодиориты и (количественно преобладающие) граносиениты ($\gamma\delta\text{-}\gamma\xi\text{C}_1m_1$); вторая – умереннощелочные граниты ($\varepsilon\gamma\text{C}_1m_2$).

Новоорский массив – крупное тело изометрично-округлой формы (диаметром около 12 км); расположен в междуречье Мусогатка–Баузда. Представлен гранитоидами куйбасовского комплекса (на западном, южном и юго-восточном флангах массива); прорывающими их биотитовыми или биотит-роговообманковыми гранодиоритами, граносиенитами, реже среднезернистыми порфировидными гранитами первой фазы московского комплекса; мелкозернистыми порфировидными умереннощелочными гранитами и связанными с ними дайками гранит-порфиров, микропегматитовых гранитов его второй фазы (в центре и на северо-востоке массива). Породы описываемого комплекса сложены (в разных соотношениях) полевыми шпатами (преобладают плагиоклаз-пертитовые сростания альбита с ортоклазом), кварцем, биотитом, зеленой роговой обманкой. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон. Южная часть Бриентского массива (у северной рамки карты) выполнена в основном умереннощелочными

гранитами второй фазы, незначительно (на юго-востоке) – граносиенитами и гранодиоритами (нерасчленёнными).

Небольшой Малоакжарский массив (в 7 км южнее пос. Акжарский) имеет в плане округлую форму (3–4 км в поперечнике) с крутыми дугообразными ровными контактами. Возможно, он связан с кольцевой структурой высокого порядка, существовавшей до внедрения интрузии. По геофизическим данным, мощность массива составляет не менее 1500 м. Сложен он в основном граносиенитами и роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, в незначительном количестве кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и тоналитами. Контакты между указанными породами постепенные, за счет изменения в количественных соотношениях главных минералов; все они относятся к первой фазе комплекса. Жильные образования представлены лейкократовыми гранодиорит-порфирами, редко аляскитовыми пегматитоидными гранитами и микрогранитами. Породы, образующие массив, розовато-серого цвета, среднезернистые или порфировидные массивные, нередко с параллельно- или линзовидно-полосчатой текстурой. Минеральный состав их колеблется (%): кварц – 20–25; плагиоклаз – 25–55; калиевый полевой шпат – 15–50; биотит – 5–10; роговая обманка – 2–8. Из акцессорных минералов встречаются сфен, циркон, апатит, ильменит.

Вмещающие мосовские интрузии вулканиты девона превращены в плагиоклаз-роговообманковые и альбит-эпидот-амфиболовые роговики, а нижнекаменноугольные углисто-глинистые сланцы – в андалузит-графит-биотитовые (с кварцем) контактовые метаморфиты. Химические составы гранитоидов мосовского комплекса соответствуют среднему составу тех же семейств по Дэли, характеризуются значительной дисперсией железистости, переменным отношением калия к натрию (от 0,5 до 1,7) и сравнительно высокой суммарной щелочностью (6,2–10,2) [99]. В микроэлементном составе отмечаются повышенные против кларка концентрации никеля, кобальта, циркония, иттрия и бериллия. Промышленно значимых объектов полезных ископаемых, связанных с комплексом, на описываемой территории не обнаружено. Определения радиологического возраста (калий-аргоновый метод) гранитов Бриентского массива дают явно омоложенные значения (233, 274, 277, 297, 299 млн лет) и не соответствуют времени становления комплекса по геологическим данным. Малоакжарский массив прорывает верхнетурнейско-нижневизейскую кугутыкскую свиту, а Новоорский – позднетурнейские гранитоиды куйбасовского комплекса. Севернее (лист N-40, **Магнитогорская группа массивов**) выполнены радиоизотопные датировки пород мосовского комплекса (изохронным Rb-Sr методом: 333 ± 4 млн лет, Sm-Nd методом: 330 ± 20 млн лет), отвечающие серпуховскому времени [64].

Каменецкий комплекс монцогаббро-граносиенит-гранитовый выделяется в центральной части Восточно-Уральской мегазоны и является трехфазным. Первую фазу (монцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцониты) на описываемой территории слагают очень мелкие (внемасштабные) дайки; на карте они не показаны. Интрузии второй фазы распространены в Ильиновско-Марииновской подзоне и представлены кварцевыми

сиенитами ($q\check{\xi}C_{1-2}kc_2$), редко граносиенитами и граносиенит-порфирами. Третья фаза включает тела гранитов (γC_2kc_3), развитые преимущественно в Копейско-Ушкотинской подзоне.

Наиболее крупной интрузией, сложенной породами третьей фазы, является Алтуйский массив в верховьях р. Урус-Кискен (у северной рамки листа, на границе с Казахстаном). В плане он имеет линзовидную форму и вытянут в меридиональном направлении на 20 км при максимальной ширине 3 км. По геофизическим данным, западный его контакт имеет крутое восточное падение, восточный – совпадает с субвертикальным разломом. Глубина подошвы тела на юге около 800 м и увеличивается на север до 5 км, где, возможно, и расположен магмовыводящий канал [101]. На картах остаточных гравитационных аномалий ($H = 2$ км) массив выделяется минимумом интенсивностью до 50 мГал. Магнитное поле в его пределах спокойное отрицательное – до 400 нТл. Интрузия сложена мелко-среднезернистыми, часто порфировидными гранитами. Более крупные кристаллы представлены как кварцем, так и полевыми шпатами (или их гломеропорфировыми сростаниями). Основная масса гранофировая, реже аплитовидная или пегматоидная. Состав гранитов (%): плагиоклаз – 18–22, калиево-натриевый пертит – 40–60, кварц – 30–33, биотит – 2–3; акцессорные минералы – циркон, монацит, апатит, магнетит, рутил. По химизму породы массива относятся к семействам нормальных (близких к умереннощелочным) гранитов и лейкогранитов с калиево-натриевым типом щелочности. Остальные (большей частью мелкие) интрузивные тела, в том числе и представленный на территории РФ своим западным флангом Каменецкий массив (№ 41 на карте – петротип комплекса), сложены кварцевыми сиенитами, реже кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами, граносиенит-порфирами. Отличаются большими вариациями в минеральных и химических составах и относятся к подотряду средних умереннощелочных пород с калиево-натриевым типом щелочности [227].

Радиологический возраст цирконов из пород каменецкого комплекса выражается цифрами 324 ± 20 и 340 ± 20 млн лет [227]; последнее значение, вероятно, является удревненным. Магматиты прорывают верхневизейско-серпуховские известняки биргильдинской и еткульской толщ, а ксенолиты их встречаются в раннепермских гранитах. Таким образом, возрастной диапазон их формирования – ранний–средний карбон (позднесерпуховско-раннебашкирское время). По составу и возрасту данный таксон близок к балбукскому и мосовскому комплексам Магнитогорской мегазоны.

Кайранкольский комплекс диорит-гранитовый распространен в Троицко-Буруктальской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ и представлен серией интрузивных тел в южной части Сарыюбинской грабен-синклинали. Выделяются две фазы: первая – кварцевые диориты ($q\delta C_1kn_1$), вторая – граниты ($\gamma C_{1-2}kn_2$) и гранодиориты ($\gamma\delta$). Самая крупная интрузия – петротипический Кайранкольский массив, имеющий подковообразную в плане форму и площадь около 50 км². На востоке он контактирует со сланцами кундыбаевской толщи и аккаргинскими вулканитами, на юго-западе – с ороговикованными образованиями еткульской толщи; на юге прорывается Шалкарским массивом пермских гранитов.

Естественные обнажения отсутствуют, картировочным бурением залегающие контакты не установлено. На картах локальных аномалий Δg площадь массива выделяется минимумом интенсивностью от 5 до 35 мГал. Магматиты первой фазы (кварцевые диориты, редко диориты) составляют около 20%; преобладают более поздние граниты (55%) и гранодиориты (25%). Средние породы состоят (%) из плагиоклаза (андезина) – 55, роговой обманки – 5–10, биотита – 5–15, кварца – 4–18, редко микроклина – 0–4; кислые сложены плагиоклазом (от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина) – 30–35, кварцем – 20–32, микроклином – 20–30, биотитом – 5–10, амфиболом – 1–3. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, ксенотим, пирит, магнетит. По химическому составу породы комплекса принадлежат к нормальному ряду (иногда со слабоповышенными содержаниями щелочей – от 6 до 7,6%), имеют калиево-натриевый тип щелочности и отчетливо выраженный на петрохимических диаграммах известково-щелочной тренд дифференциации [101]. Ранне-среднекаменноугольный (позднесерпуховско-раннебашкирский) возраст подразделения принят на основании рвущих контактов его пород с образованиями еткульской и аккаргинской толщ (верхний визе-серпухов) и прорывания кайранкольских интрузий гранитами раннепермского шалкарского комплекса. Радиологический возраст, определенный калий-аргоновым методом, показывает значения от 304 ± 17 до 353 ± 10 млн лет [101].

Пермские интрузии

Самые молодые секущие образования территории сосредоточены на востоке Южного Урала, имеют гранитоидный состав и группируются в три комплекса.

Джабыкско-санарский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 ds$) широко развит в Восточно-Уральской СФЗ перми-триаса; петротип его находится севернее, на листе N-41. Интрузии комплекса на описываемой площади образуют почти непрерывный пояс, протягивающийся от р. Урус-Кискен на юг до бассейнов рек Ушкота и Котансу и далее в Казахстан. Наиболее крупными массивами здесь являются Адамовский, Карабутацкий, Верхнеушкотинский, а также Котансинский (в пределах одноименного полихронного плутона). В гравитационном поле даже небольшие интрузии выделяются отрицательными локальными аномалиями высокой интенсивности, что говорит об их большой мощности. В магнитном поле они характеризуются минимумами небольшой интенсивности и часто не отделяются от вмещающих пород. Изометричные массивы приурочены к активизированному сиалическому блоку коры, отличаются значительной площадью, имеют в основном батолитоподобную или штокообразную форму и по геофизическим данным прослеживаются на глубину до 7, иногда до 10 км. Линейные тела тяготеют к разломам субмеридионального простирания, обладают небольшими размерами, относительно простым строением и глубиной заложения не более 5 км. Джабыкско-санарские граниты прорывают образования самого различного состава и формационной принадлежности: интрузивные магматиты почти всех допермских комплексов, метаморфиты

яршалинской и бескрыковской толщ нижнего рифея, энбекшинскую толщ и маячную свиту ордовика, ниже-среднедевонские вулканиты, нижнекаменноугольные существенно осадочные отложения. Контактные изменения проявлены в гранитизации и ороговиковании вмещающих пород; постмагматические процессы выражены грейзенизацией. Контакты интрузий большей частью наклонены под вмещающие породы (углы от 20 до 70°), иногда (Карабутакский массив) падают «внутрь» под углами 40–60°.

При среднемасштабном картировании в петротипической местности комплекс расчленяется на три фазы: первая – мелкозернистые биотитовые граниты, редко биотитовые и рогообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты (монцограниты); вторая – средне-крупнозернистые, часто порфиroidные биотитовые граниты; третья – лейкократовые мелкозернистые аплитовидные граниты, иногда пегматоидные разновидности. Жильная серия представлена аплитами, пегматитами, редко гранит-порфирами. На площади ГК-1000/3 комплекс выделяется как единый таксон, здесь резко преобладают породы второй фазы; более ранние элементы встречаются в виде ксенолитов. В порфиroidных гранитах более крупные зерна сложены микроклином и зональным плагиоклазом; основная масса состоит (%) из плагиоклаза (№ 12–22) – 30–45, микроклина – 25–35, кварца – 25–30, биотита – 5–12; характерно обильное развитие мирмецитов. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, сфен; вторичные – эпидот, альбит, хлорит, серицит, мусковит. Химические составы гранитов характеризуются значительными колебаниями в содержании щелочей с вариациями от нормальных до (гораздо реже) субщелочных; в последних отмечаются самые высокие значения окиси калия. Все породы относятся к калиево-натриевому, редко – калиевому типу щелочности; по содержанию железа, титана и коэффициенту фракционирования принадлежат к известково-щелочной серии. Джабыкско-санарские магматиты имеют ярко выраженную редкометалльную (Mo-W-Be-Bi-Nb-U) геохимическую специализацию. С ними связана вольфрамовая и молибденовая минерализация грейзенового типа, проявления бериллия, тантала, ниобия и мусковита в пегматитах. Среди определений радиологического возраста гранитов, выполненных калий-аргоновым методом, резко преобладают значения от 294 до 276 млн лет, уран-свинцовые датировки по цирконам дают широкий разброс – от 350 до 240±30 млн лет, последние из них 278 ± 3 млн лет, по монациту – 280 млн лет; Rb-Sr определения (лист N-41) образуют две группы дат: 289–270 и 265,1–255,4 млн лет. По совокупности данных принят раннепермский возраст комплекса [101].

Шалкарский комплекс гранитовый выделяется в Среднеисетско-Варненской СФЗ. Наиболее крупные интрузии – Обалыкольская и Шалкарская – занимают значительную часть Обалыкольского полихронного плутона. Кроме них выявлено большое количество тел с размерами от 0,8 до 3 км в поперечнике и площадями, не превышающими 3,6 км². Комплекс расчленяется на две фазы: первая – гранодиориты рогообманково-биотитовые ($\gamma\delta P_1\delta_1$); вторая (количественно преобладает) – граниты биотитовые порфиroidные ($\gamma P_1\delta_2$). Жильные образования сложены гранит-аплитами, аплитами, гранит-порфирами, пегматитами.

Шалкарская интрузия (петротип) представляет собой удлиненное тело размером 6×13 км. Вмещающие породы – еткульская и аккаргинская толщ, а также гранитоиды кайранкольского комплекса раннего–среднего карбона. Площадь ее большей частью закрыта, положение контактов на местности не установлено; по геофизическим данным, они круто падают под вмещающие породы. На картах остаточных гравитационных аномалий ($H = 2$ км) массив выделяется резким минимумом интенсивностью до 65 мГал, в магнитном поле – пониженными значениями ΔT (80–300 нТл). В Обалькольском массиве площадь гранитов шалкарского комплекса составляет 125 км²; интрузия вытянута в субмеридиональном направлении на 27 км. Контакты ее очень неровные, с апофизами; вмещающие породы – метаморфиты бескрыковской и осиновской толщ нижнего рифея, ортогнейсы крыклинского и копинского комплексов, дифференцированные магматиты джабыгасайского комплекса.

В порфировидных гранитах более крупные выделения представлены только полевыми шпатами; размер их достигает 1 см. Это массивные серые, светло-серые с желтоватым или розоватым оттенком породы, иногда слабо разгнейсованные. Количество породообразующих минералов (%): кварц – 26–40, плагиоклаз – 25–55, калиевые полевые шпаты – 20–55, биотит – 1–10. Помимо биотитовых гранитов отмечаются двуслюдяные и мусковитовые разности (с содержанием мусковита до 5%). Широко развиты мирмекиты и микропертиты. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и олигоклазом, полисинтетически сдвойнированным, часто серицитизированным. Калиевый полевой шпат – обычно микроклин с характерной двойниковой решеткой, слабо пелитизированный, ксеноморфный по отношению к плагиоклазу. Из аксессуарных минералов чаще всего встречаются апатит, циркон, гранат, монацит, рутил, магнетит, сфен. Химические составы шалкарских гранитов близки к таковым для джабыкско-санарского комплекса. Значения радиологического возраста, определяемые калий-аргоновым и уран-свинцовым (по цирконам) методами, колеблются от 240 до 320 млн лет [101]. По совокупности геологических и радиоизотопных данных возраст подразделения принят раннепермским, что отражено и в серийной легенде [64].

Айкенский комплекс гранит-лейкогранитовый (γP_{2aj}) представлен одноименной интрузией, расположенной в Тобольско-Тавдинской СФЗ, на крайнем востоке российской части листа М-41. Гранитный массив прорывает на западе варненскую толщу силура, а на востоке – нижнекаменноугольную кулыккольскую толщу. Формирование его, видимо, связано с зоной сближенных допермских разломов, ограничивающих с востока Троицко-Карашатауский антиклинорий. В поле силы тяжести Айкенский массив совпадает с осевой зоной глубокого (до 48 мГал) минимума; на картах остаточных аномалий ($H = 500, 1000$ м) ему также соответствуют отрицательные значения – до 5,5 мГал. Границы массива уверенно определяются полосами максимальных градиентов [37]. Площадь интрузии на современном эрозионном срезе достигает 340 км² (примерно 2/5 ее – за пределами описываемого района); она вытянута в субмеридиональном направлении на 42,5 км при ширине 8 км. В поперечном сечении форма массива приближается к каплевидной с довольно крутой восточной границей и

пологим (30–40°), по крайней мере до глубины 3 км, западным контактом, который глубже становится почти вертикальным. По данным геофизических исследований, корни массива достигают 18 км [37].

В пределах рассматриваемой площади интрузия сложена биотитовыми гранитами, часто порфиroidными, иногда гнейсированными, пронизанными мелкими телами «жильной фации» – лейкогранитами, гранит-порфирами, аплитами, пегматитами. Выделяемые некоторыми предыдущими исследователями в качестве ранней фазы гранодиориты представляют собой «останцы» недостаточно переработанных вмещающих пород – своеобразных «теневых мигматитов», постепенно переходящих в гнейсограниты и граниты основной интрузивной фазы. Резких контактов между этими разностями нигде не отмечено [114]. Биотитовые порфиroidные граниты – среднезернистые (до мелкозернистых) лейкократовые и мезократовые породы светло-серого цвета. Породообразующие минералы (%): плагиоклаз (№ 20–27) – 35–60, кварц – 20–25, микроклин – 40–60, биотит – 2–15, реже мусковит – до 5; акцессорные – сфен, апатит, циркон, магнетит, ксенотим, монацит. Порфиroidные выделения имеют очковую или неправильную форму, представлены плагиоклазом и микроклином. Основная масса состоит из мелкозернистого агрегата перечисленных пороодообразующих компонентов. Лейкограниты и гранит-порфиры слагают дайки и мелкие (внемасштабные) субизометричные тела по всей площади интрузии, а также в западном ее экзоконтакте. Они отличаются более низкими (до 5%) содержаниями биотита, присутствием во вкрапленниках преимущественно альбит-олигоклаза, редко микроклина. Аплиты и пегматиты образуют маломощные (до 2 м) разнонаправленные дайки и жилы, большинство из которых локализовано в центральной части интрузии. На западном ее фланге скважинами вскрыта прерывистая зона грейзенизации, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на 2,5 км при ширине 0,3–0,5 км [114]. К ней приурочены контрастные геохимические аномалии вольфрама, молибдена, бериллия. Породы, вмещающие интрузию, термально преобразованы (в зависимости от их первичного состава) в плагиоклаз-амфиболовые и кварц-биотит-плагиоклазовые роговики с узловатой или сланцеватой текстурой.

Химические составы гранитов айкенского комплекса по содержанию кремнезема образуют две группы, из которых первая (с 64–67% SiO₂) представлена теневыми гнейсогранитами, мигматитами и контаминированными гранитами (гранодиоритами), а вторая (с 68–74,3% SiO₂) гранитами, слагающими основной объем массива. Первая при этом характеризуется более низкими концентрациями щелочей и более высокими – титана, железа, магния и кальция. Обе группы относятся к кислым плутоническим породам нормального ряда с калиево-натриевой специализацией [114]. Радиологический возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом, варьирует в пределах от 260 до 278 млн лет. Они прорывают верхневизейские осадки и породы барамбаевского комплекса. На основании этих фактов время становления айкенского комплекса принято среднепермским. По многим параметрам подразделение коррелируется с кузнецовским комплексом более северных районов Урала.

ТЕКТОНИКА

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Рассматриваемая территория охватывается фрагментами двух крупнейших тектонических единиц – Восточно-Европейской эпикарельской платформы (ВЕП) и Урало-Монгольского складчатого пояса (УМСП). Первая из них представлена юго-восточной частью Русской плиты, вторая – южной оконечностью западного («урало-новоземельского») сегмента названной линейной структуры. Тектоническое развитие упомянутых смежных блоков земной коры протекало по-разному (по крайней мере, на протяжении последних 700 млн лет), поэтому в современном «статическом пространстве» эти трансрегиональные тектонические формы имеют существенные различия.

«Тектонический разрез». Русская плита, как и все подобные структуры, имеет фундамент (здесь он залегает на очень больших глубинах) и крайне слабо дислоцированный осадочный чехол, относящийся к верхнему структурному этажу ВЕП. Особенностью стабильных континентальных платформ является неравномерное распределение по площади отложений различных систем, отделов (географические несогласия) и частые перерывы в осадконакоплении (стратиграфические несогласия). По наиболее крупным перерывам ограничиваются структурные ярусы, менее значительные отмечают подъярусы. Принято выделять четыре структурных яруса: рифейский, вендско-раннедевонский, раннедевонско(эмско)-триасовый и юрско-четвертичный. В пределах листа М-40 фиксируются (установлены прямыми наблюдениями, в т. ч. в скважинах) структурно-вещественные комплексы (СВК), принадлежащие к трем последним, а на картографической поверхности – к двум самым «молодым» ярусам. На тектонической схеме отражено и более дробное (подъярусное) деление, в частности, пермско-триасовый подъярус третьего снизу яруса; самый верхний ярус расчленяется на юрско-палеоценовый и эоцен-миоценовый подъярусы (плиоцен-четвертичные образования показаны на одноименной карте).

В пределах западного сегмента УМСП традиционно выделяются четыре структурных этажа. Им отвечают крупные ассоциации структурно-вещественных комплексов, отражающие главнейшие тектонические эпохи, а границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадконакоплении (обычно сопровождаемыми пенепленизацией и корообразованием) с региональными угловыми и азимутальными несогласиями. Этажи подраз-

деляются на структурные ярусы, ограниченные также региональными, но стратиграфическими несогласиями, а те, в свою очередь – на подъярусы, рубежи между которыми отмечены сменой вертикальных формационных рядов и иногда локальными размывами в основании. Возрастные границы между всеми названными элементами, как правило, скользкие, что вызвано не вполне одновременным вступлением тех или иных крупных частей территории в определенные стадии своего развития. Образование нижнего (дорифейского) этажа здесь пока недоступно для визуального изучения. Во втором (рифейско-среднекембрийском, или байкальском) этаже выделяются четыре (из пяти) структурных яруса: нижнерифейский, среднерифейский, верхнерифейско(кудашко)-вендский и верхнедевонско-среднекембрийский. Третий снизу (каледоно-герцинский) этаж представлен всеми тремя ярусами: верхнекембрийско-нижнедевонским, девонско-среднекаменноугольным и среднекаменноугольно-триасовым. Мезозойско-кайнозойский структурный этаж (на тектонической схеме дается без расчленения) принято подразделять на верхнетриасово-эоценовый и олигоцен-четвертичный ярусы. Все названные элементы обычно дифференцируются до подъярусов, однако по условиям масштаба на ГК-1000/3 последние не представлены.

Структурно-формационная зональность является выражением латерально-пространственных (площадных) особенностей эволюционных этапов формирования СВК; этому отвечает такое используемое в литературе понятие как «первичные тектонические формы». Под ними понимаются обусловленные тектоническими причинами (долгоживущие структурные швы, вулканотектоника, эпейрогенетические движения и др.) *прогибы, поднятия* и т. д., запечатленные в мощностях отложений, составе геологических подразделений, характере их смены по латерали, своеобразии конседиментационных дислокаций и т. п. Отражением «первичной тектоники» в современной структуре являются структурно-формационные (структурно-фациальные) мегазоны (мегаобласти), зоны (области), подзоны (подобласти), районы. Районирование проводится отдельно по крупным возрастным интервалам, отражающим тектонические эпохи (или главные их этапы) и весьма специфично для платформ, с одной стороны, и складчатых сооружений – с другой.

Для байкалид данного сегмента УМСП наиболее крупные подразделения районирования – мегазоны – не выделяются по целому ряду причин (используются условные классификационные термины). Среди структурно-формационных зон (СФЗ) на описываемой территории представлены лишь две – *Уралтауская* («Западный Урал») и *Кумакская* («Восточный Урал»). Первая отличается (в целом для Южного Урала) наличием вулканитов в вендской молассе и почти полным отсутствием кислых магматических пород в рифтогенных образованиях низов среднего рифея. Здесь на картографической поверхности присутствуют два континентально-рифтовых метаморфизованных формационных парагенеза – среднерифейский (риолит)-базальт-терригенный и нижневендский терригенно-базальт-риолитовый, а также нижнекембрийская базальтоидно-карбонатно-терригенная молассоидная формация. Кумакская СФЗ характеризуется отсутствием среднерифейских, верхнерифейских, вендских стратонов и интрузивных

магматитов, а также высокой степенью метаморфических преобразований. На территории выделяются только нижнерифейские интенсивно метаморфизованные формации: две платформенные терригенные (одна из них углеродсодержащая), а также континентально-рифтовая базальтоидно-терригенная.

Образования позднекембрийско-каменноугольного («доорогенного») возрастного интервала в пределах УМСП дифференцируются на четыре мегазоны: Западно-Уральскую, Магнитогорскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую. Главным критерием их выделения является тип и возраст коры, на которой формировались вещественные комплексы данного уровня. Для первой мегазоны субстрат континентальный допозднекембрийский, для второй – океанический раннепалеозойский, для третьей – «смешанный» докембрийско-раннепалеозойский, для четвертой – субокеанический раннепалеозойский. Каждая мегазона (СФМЗ) состоит из двух-трех структурно-формационных зон, которые определяются типом обобщенного разреза, наличием (или отсутствием) и особенностями магматизма и метаморфизма.

В Западно-Уральской мегазоне выделяются *Бельско-Елецкая СФЗ* (терригенно-карбонатный тип разреза, почти полная амагматичность, преобразования пород на уровне диагенеза; отвечает палеогеодинамическим обстановкам шельфа) и *Зилауро-Лемвинская СФЗ* (кремнисто-терригенный тип разреза с присутствием карбонатов в западных частях и базальтоидов – в восточных, относительно слабо проявленный магматизм и весьма слабо – метаморфизм; формации накапливались в последовательно сменяющихся условиях континентального рифтогенеза, континентального склона и подножия, флишевых прогибов).

Магнитогорская мегазона (подразделяется на *Западно-Магнитогорскую* и *Восточно-Магнитогорскую зоны*) характеризуется осадочно-вулканогенным типом разреза, широко проявленным гипабиссальным магматизмом, сравнительно слабым динамо-термальным и интенсивным дислокационным метаморфизмом; формации отвечают обстановкам океанического (или субокеанического) рифтинга, островодужных систем и активной континентальной окраины. Наиболее заметным отличием Восточно-Магнитогорской СФЗ является отсутствие ордовикско-силурийских стратиграфических и интрузивных таксонов.

Для Восточно-Уральской СФМЗ (с тремя зонами: *Верхотурско-Новооренбургской*, *Алапаевско-Адамовской* и *Красногвардейско-Светлинской*) характерен очень пестрый «полиформационный» (в целом – вулканогенно-осадочный) характер обобщенного разреза, интенсивный интрузивный магматизм различной основности и щелочности, разнотипный и разнофациальный метаморфизм; формации соответствуют сменяющимся обстановкам континентального рифтинга, микроконтинентов и вулcano-плутонических поясов.

Зауральская мегазона (здесь только *Урайско-Денисовская СФЗ*), отвечающая окраинному спрединговому морю, а в раннем карбоне – вулcano-плутоническому поясу, на территории не обнажена (единственный таксон показан только на разрезе). Выделяемые структурно-формационные подзоны

(составные части СФЗ) обладают некоторыми особенностями вещественного состава и (или) возраста стратифицируемых и нестратифицируемых комплексов пород, более или менее устойчивыми в течение указанного периода (или отдельных крупных его стадий). Их названия, расположение и наполнение отражены в условных обозначениях к геологической карте доплиоценовых образований. Наименование формаций и привязка их к палеогеодинамическим комплексам даны в таблице-матрице (приложение к тектонической схеме).

Районирование для пермско-триасового возрастного интервала в пределах УМСП отражает резкую дифференцированность условий в орогенный этап формирования Уральской складчатой системы (большая восточная часть территории). Стратифицированные образования этого уровня распространены преимущественно в Предуральской мегазоне (здесь – *Акбулакско-Кропачевская СФЗ*, разделенная на три подзоны), отвечающей одноименному краевому палеопргибу, восточная (интенсивно дислоцированная) часть которого сейчас принадлежит к УМСП, а западная – к ВЕП. В меньшей степени подобные образования (только триас) развиты на западе Уральской СФМЗ, в *Орско-Таналыкской структурно-фациальной зоне*. Представлены они внизу моласоидными (карбонатно-терригенная, карбонатно-глинисто-песчаная, сульфатно-карбонатно-терригенная), вверху – моласовыми (существенно терригенные сероцветная и красноцветная) формациями. На востоке Уральской мегазоны (*Восточно-Уральская СФЗ*) и в Зауральской СФМЗ (*Среднеисетско-Варненская и Тобольско-Тавдинская зоны*) стратиграфические таксоны отсутствуют, фиксируются только интрузивные подразделения (на рассматриваемой территории – ранне-среднепермская гранитовая формация).

В юрско-миоценовое время, соответствующее платформенному этапу развития всей описываемой территории, условия осадконакопления в значительной степени нивелируются. И в Предуральской (*Южно-Предуральская СФЗ* с двумя подзонами), и в Уральской (*Орская и Восточно-Уральская СФЗ*) мегазонах, а также в Западно-Сибирской мегаобласти (здесь лишь небольшой фрагмент *Приуральской СФЗ*) накапливались терригенные (песчаные, глинисто-песчаные, песчано-глинистые, глинистые), реже карбонатно-терригенные (известково-глинисто-песчаная, алевроитоглинисто-мергельная) формации. Ранжирование структурно-фациальных таксонов обусловлено полнотой мезозойско-нижнекайнозойского разреза, литологическим составом стратонов, наличием или отсутствием перерывов. Заключительный (плиоцен-четвертичный) этап, ознаменовавшийся усилением неорогенических движений, вновь резко обособляет УМСП (*Уральская СФЗ*, представленная здесь тремя районами) от западных территорий. Среди «рыхлых» терригенных формаций преобладают элювиальные, «склоновые» и аллювиальные образования с гранулометрическим составом, характерным для горных областей.

Условия формирования чехла ВЕП в позднем протерозое, палеозое и мезозое были гораздо менее дифференцированными, особенно в «оренбургской» ее части. Для доюрского периода обособляются две мегаобласти: Волго-Уральская (характеризуется преобладанием палеоподнятий,

на рассматриваемой территории представлена *Камско-Бельской СФцО*) и Прикаспийская (с преобладающими опусканиями, здесь – северо-восточный фрагмент *Северо-Прикаспийской СФцО*). Значительное число доуфимских (в первом элементе районирования) и доюрских (во втором) формаций не выходит на поверхность и не отражено на тектонической схеме. Для Камско-Бельской области характерны терригенная (O_{1-2}), карбонатно-терригенные (O_{2-3} , D_{2-3}), терригенно-карбонатная (D_3), карбонатная (C_{2-3}) и глинисто-песчаная красноцветная (T_1) формации. Для Северо-Прикаспийской СФцО специфичны терригенно-карбонатная (D_{2-3}), карбонатная (D_3), сульфатно-доломитовая (кунгур), глинисто-алевритовая (T_{1-2}) и известняково-терригенная угленосная (T_3) формации. Общими для обоих таксонов являются следующие формации: карбонатно-терригенные (D_1 и P_{1-3}), карбонатная (D_{1-2}), сульфатно-карбонатная (ассельско-артинская) и сульфатно-галогенная (кунгур). Для юры–миоцена существенные различия полностью стираются: выделяемые формации (глинисто-песчаная сероцветная угленосная (J_{1-2}), известняково-глинисто-песчаная фосфоритоносная (J_3), песчано-глинистая (K_1) и алеврито-глинисто-мергельная (K_{1-2}) относятся к единой (нерасчленяемой) Волго-Уральской мегаобласти. В отличие от смежной Предуральской мегазоны на данном возрастном уровне она характеризуется отсутствием палеогеновых и миоценовых образований. Для плиоцен-четвертичного интервала платформенной части территории отвечает *Предуральская СФцО* (Камско-Бельская подобласть, Урало-Сакмарский район). Отличительной особенностью этого таксона является довольно широкое развитие погребенных почв, эоловых и лессовых отложений, мелко-тонкозернистый состав элювия, делювия и аллювия.

«Вторично-тектоническая» структура является следствием деформаций. Интенсивность их резко различная для чехлов платформ и складчатых областей; при описании конкретных структурных форм для тех и других используются разные номенклатурные ряды. Кроме того, если в первых дислокации развиваются, как правило, «перманентно» (носят по сути конседиментационный характер) и четко привязаны к ареалам осадконакопления, то в складчатых сооружениях они возникают в заключительные этапы тектонических эпох, а из-за покровно-надвиговой тектоники могут быть значительно смещены от мест первоначального накопления формационных комплексов. В отличие от «первичных тектонических форм» главным критерием при выделении таксонов этого типа является не вещественный, а структурный – конфигурация генерализованного зеркала складчатости (однонаправленная, выпуклая, вогнутая, ступенчатая). Все описываемые ниже формы отображены на Схеме тектонического районирования масштаба 1 : 5 000 000.

В пределах Русской плиты на рассматриваемой территории фиксируются небольшие части двух крупных (региональных) тектонических подразделений: Волго-Уральской антеклизы (I_1) и сопряженной с юга Прикаспийской синеклизы (I_2). В первой из них выделяются три структурных формы более высокого порядка (субрегиональный уровень): *Оренбургский свод* (I_1^1), *Соль-Илецкий погребенный выступ* (I_1^2) и *Салмышская впадина* (I_1^3); последняя на востоке примыкает к УМСП.

Западный («урало-новоземельский») сегмент складчатого пояса включает южные окончания пяти региональных тектонических таксонов; в каждом из них выделяется (в рамках площади) от одной до семи субрегиональных структурных форм. Западно-Уральский мегамоноклинорий (II_1) представлен здесь *Ашинско-Алимбетовским моноклинорием* (II_1^1). Он сложен дислоцированными осадочными формациями двух (представленных на поверхности) структурных ярусов: девонско-среднекаменноугольного на востоке и среднекаменноугольно-триасового на западе. Усредненное зеркало складчатости устойчиво погружается на запад, в сторону ВЕП.

В Центрально-Уральском мегантиклинории (II_2) на территории выделяются три субрегиональных подразделения. Фрагмент *Зилаирского синклинория* – II_2^1 (сложен здесь только одноименной свитой фаменско-турнейского возраста) с запада ограничен крупным Тараташско-Кураганским надвигом, отделяющим его от упомянутого выше моноклинория. *Медногорский макроблок* (II_2^2) (самая южная часть мегантиклинория) представляет собой мозаику мелких блоков с обрывками складок разного порядка, выполненных породными ассоциациями двух структурных этажей и двух структурно-формационных зон, в том числе шарьированными с востока (и позже осложненными крутопадающими разрывами) «западномагнитогорскими» офиолитами. Восточную периферию мегантиклинория образует южное замыкание *Уралтауского антиклинория* (II_2^3), ядро которого сложено среднеперифейской максютовской серией, а западное крыло – ниже- и среднепалеозойскими стратонами (восточное крыло оборвано фронтальной частью Главного Уральского разлома). На смежном листе N-40 он надвинут на Зилаирский синклинорий, а в районе своего северного замыкания – на один из основных элементов описываемого мегантиклинория на Южном Урале – Башкирский антиклинорий. Последний на рассматриваемой территории не представлен: его южное замыкание находится непосредственно за рамкой листа M-40.

Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий (II_3) состоит здесь из двух крупных элементов, характерных для всего Южного Урала. *Поляковско-Халиловский пакет пластин* (II_3^1) представляет собой шовную зону, обычно отождествляемую с телом Главного Уральского разлома (ГУР). Последний (ширина его может достигать первых десятков километров) характеризуется как региональная дизъюнктивная структура с общей взбросово-надвиговой кинематикой, осложненной более поздними подвижками сбросового, сдвигового и взбросового характера по крутопадающим трещинам. Шовную зону составляет серия сравнительно мелких тектонических пластин (чешуй), сложенных дислоцированными палеозойскими формациями «палеоокеанического сектора» в возрастном интервале от ордовика по среднему карбону (представляют главным образом Вознесенско-Присакмарскую структурно-формационную подзону) и разделенных участками мелкоблокового полимиктового серпентинитового меланжа. Меланж выделяется в войкарско-кемпирсайский тектоногенный комплекс позднедевонско-пермского возраста. Довольно широкий возрастной интервал, принимаемый для возрастной характеристики комплекса, обусловлен длительным и

неоднократным проявлением коллизионных процессов. ГУР подчеркивается цепочками ультрамафитовых тел (полностью или частично выполняющих чешуи), то расходящихся, то сливающихся воедино. На рассматриваемой территории эта шовная зона в значительной степени перекрыта сравнительно мощными мезозойскими и кайнозойскими осадками наложенной Орско-Таналыкской депрессии.

Магнитогорский синклинорий (II_3^2) занимает значительное пространство на востоке территории, имеет сложное строение и асимметричный в целом профиль. Западное его крыло выполнено ордовикскими офиолитами и ранне-среднедевонскими вулканическими образованиями; восточное крыло слагают формации в возрастном диапазоне от нижнего девона по низы карбона. Ядерную часть синклинория образуют визейско-нижнепермские стратонны. Прорывающие интрузии основного, среднего и кислого состава датируются в широком возрастном диапазоне: от позднего эйфеля по раннюю пермь. Как и все субрегиональные формы УМСП, синклинорий существенно осложнен разрывными нарушениями; главным его восточным ограничением является крупный Джусинско-Домбаровский разлом.

Восточно-Уральский мегантиклинорий (II_4) сложен интенсивно дислоцированными стратиграфическими и нестратиграфическими образованиями одноименной структурно-формационной мегазоны позднего кембрия–карбона, а также допозднекембрийскими породами (здесь они принадлежат к Камсакской СФЗ). На самом юге Урала он подразделяется на семь субрегиональных элементов. Самый западный из них – *Уйско-Солончанский пакет пластин (II_4^1)*, клиновидно замыкающийся у северной рамки листа М-40, являет собой шовную зону, однотипную с вышеупомянутой Поляковско-Халиловской структурой. В отличие от последней, в чешуях и мелких блоках фиксируются (за пределами площади) и нижеордовикские стратонны, а осевые плоскости складок и положение пластин имеют преимущественно восточную вергентность. Далее на восток шовная зона сменяется чередующимися *антиклинориями* – (*Адамовско-Мугоджарским (II_4^3)*, *Текельдытауским (II_4^5)*, *Троицко-Карашатауским (II_4^7)* и *синклинориями* – *Еленовско-Кумакским (II_4^4)* и *Прииргизским (II_4^6)*. У северной рамки площади располагается южное замыкание *Полтавско-Брединского синклинория (II_4^2)*. Все границы названных структурных форм – тектонические; более того, второстепенными разрывами сами они разбиты на многочисленные мелкие блоки. Помимо разрывной тектоники, структура мегантиклинория осложнена широко проявленным здесь интрузивным магматизмом: массивы, а чаще полихронные и полиформационные плутоны слагают едва ли не половину площади таксона. Вследствие названных причин оси даже сравнительно мелких складок прослеживаются с трудом. В антиклинориях на поверхности резко преобладают образования байкальского этажа и верхнекембрийско-нижнедевонского структурного яруса; в синклинориях (более узких, «грабеноподобных»), напротив, доминируют формации девонско-среднекаменноугольного яруса, а докембрийские породы залегают на большой глубине.

Небольшой фрагмент Зауральского мегасинклинория (II_5) располагается на крайнем востоке территории и представлен единственной структурной

формой – *Валерьяновским синклинорием* (II_5^1). Слагающие его палеозойские формации Денисовской подзоны полностью перекрыты здесь неоген-четвертичными отложениями верхнего структурного этажа.

ДЕФОРМАЦИИ

Современный (для УМСП – весьма сложный) структурный план территории целиком обусловлен деформациями – как складчатыми, так и разрывными.

Пликативные дислокации. Как уже было сказано, интенсивность подобных деформаций, их морфология и генезис существенно различны для ВЕП и УМСП; не вполне однородны они и в пределах последнего. В чехле платформы выделяются довольно многочисленные субизометричные, линейные и незамкнутые в плане формы первого (куполовидные и горстообразные поднятия, котловины, валы, структурные мысы и заливы), второго (купола, мульды, брахиформы, седловины, ступени и др.), а также более высоких порядков. Залегания слоев обычно крайне пологое (минуты, редко первые градусы); так, по данным сейсморазведки даже рифейско-вендские отложения в основании чехла наклонены на юго-восток с градиентом 64–70 м/км. Существенно увеличиваются (до 5–14°) углы падения лишь во флексурах (например, Илекско-Яйсанской на границе Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской синеклизы) и на крыльях отдельных валов, в частности Оренбургского (на стыке одноименного свода и Соль-Илецкого погребенного выступа) и Салмышского (на границе одноименной впадины с Оренбургским сводом). Наиболее интенсивные тектонические проявления на востоке Русской плиты связаны с соляным диапиризмом. Характер последнего зависит от мощности кунгурских солей, частоты переслаивания с другими породами, особенностей строения подсолевого ложа, мощности перекрывающих отложений, степени мобильности фундамента. В пределах Прикаспийской синеклизы развиты массивные соляные валы с амплитудой от 100 до 5900 м; сводовые части их осложнены куполами. В Салмышской впадине преобладают субизометричные структуры – соляные штоки, купола, асимметричные диапиры и др. От соляной тектоники во многом зависит и характер структурных форм в «надсолевом комплексе» чехла ВЕП.

В пределах Урало-Монгольского пояса «стиль» складчатости гораздо заметнее меняется в поперечном к нему направлении – с запада на восток. Для большей части Ашинско-Алимбетовского моноклинория (как и для всего Западно-Уральского мегамоноклинория) характерны отчетливо линейные замкнутые в плане складки I порядка (протяженность – первые десятки километров) северо-северо-западной (до субмеридиональной) ориентировки, с ундулирующими субгоризонтальными в целом шарнирами. Осложняющие более мелкие меридиональные формы располагаются «кулисообразно» и не замкнуты в плане; это говорит о сравнительно крутом погружении шарниров и может свидетельствовать об их формировании в более поздние стадии единого позднегерцинского деформационного этапа. В восточной части моноклинория складки асимметричные, у Тараташско-Кураганского дизъюнктива – сжатые (до изоклинальных), опрокинутые на

запад (осевые плоскости падают на восток под углами 40–60°), нарушенные надвиговыми скибами. Пликативные дислокации по морфологическому типу относятся к цилиндрическим (редко – коническим) складкам, в большинстве случаев они являются подобными (с увеличением мощности пластов в замках и утонением на крыльях); генетически – это продукты тангенциального сжатия. Западнее Южно-Предуральского разлома складки постепенно выполаживаются и вблизи границы ВЕП «раскрываются» в моноклираль с углами падения слоев 20–40°.

В Центрально-Уральском мегантиклинории южные замыкания Зилаирского синклинория и Уралтауского антиклинория (севернее, на листе N-40 они сопряжены) характеризуются сравнительно простыми преимущественно открытыми, реже сжатыми (углы падения на крыльях до 70°) складками, осложняемыми мелкими изоклинальными формами только вблизи ограничивающих их дизъюнктивов («приразломная складчатость»). Довольно широко развит кливаж – как межслоевой, так и осевой плоскости. В Медногорском макроблоке наблюдается сложное сочетание брахиформной и линейной складчатости; при этом относительно крупные складки представлены лишь фрагментами (ядро и одно из крыльев, «частная моноклираль» и т. п.) внутри многочисленных тектонических блоков.

Магнитогорский синклинорий здесь (как и на всем своем протяжении, за исключением северного замыкания – лист N-40) характеризуется преобладанием «лопастных» брахисинклиналей различного порядка с сопряженными отлого-килевидными антиклиналями (иногда – брахиантиклиналями); нередко виргации шарниров на замыканиях. Морфология пликативных дислокаций зачастую наследует вулcano-тектонические ретроструктуры. Средние углы падения на крыльях складок обычно не превышают 40°. Осложнения брахиформ мелкой линейной складчатостью редки и локальны (преимущественно на западной и восточной периферии синклинория). Слоевой кливаж и кливаж осевой плоскости выражены слабо.

Шовные зоны – Пайхойско-Халиловский и Уйско-Солончанский пакеты пластин выделяются изоклинально-чешуйчатой складчатостью с полным уничтожением «реликтовых» брахискладок и преобладанием мелких (не ниже III порядка) линейных форм с острыми фестончатыми периклиналями, интенсивно проявленным кливажом во всех своих разновидностях, возникновением псевдомоноклиналей.

В Восточно-Уральском мегантиклинории все структурные формы I порядка выделяются в качестве горст-антиклиналей и грабен-синклиналей (на средне- и крупномасштабных картах под собственными географическими названиями). Что касается более мелких пликативных деформаций, то в стратифицируемых образованиях каледоно-герцинского этажа фиксируется сочетание линейных складок (обычно меридиональных) и брахиформ; последние часто являются отражением девонских вулcano-купольных структур. В ядрах горст-антиклиналей глубоко метаморфизованные породы байкалитид (в двух западных антиклинориях) смяты преимущественно в брахискладки. Их «линейные» осложнения (в малых формах) сопровождаются наложенной кристаллизационной сланцеватостью. Иногда удается

наблюдать «ранние» изоклинальные резко асимметричные («лежачие») складки, по генезису относящиеся к деформациям ламинарного течения.

Дизъюнктивные дислокации. Разрывные нарушения являются естественной реакцией потерявших пластичность пород на существующие еще напряжения (при этом имеются в виду только хрупкие – катакластические – деформации, в отличие от так называемых «вязких» разломов, по существу трудноотделимых от собственно пликативных дислокаций). По морфокинетическому признаку они подразделяются на пологопадающие (надвиги, взбросо-надвиги), крутопадающие (взбросы, сбросы, сдвиги) и разломы сложной кинематики (в том числе листрические); по ориентировке относительно общего структурного плана (это в основном касается УМСП) – на продольные, поперечные и диагональные; по своей роли в тектоническом процессе – на главные (региональные «структурные швы») и прочие (второстепенные, «местные»).

Разломы фиксируются, прежде всего, наличием зон «разуплотнения» пород: брекчирования, катаклаза, милонитизации (бластомилонитизации). В чехле ВЕП они могут развиваться по краям соляных диапиров. В УМСП к ним часто приурочены ориентированные серии кварцевых жил, линейные коры выветривания. Там же линии надвигов с поверхности подчеркиваются резкой сменой по простиранию литологии и возраста отложений, а на глубине (по данным бурения) – налеганием древних образований на более молодые. Очень часто они выделяются цепочками линзовидных тел (не всегда выражающихся в масштабе) рассланцованных серпентинитов; ранее уже выведенные в верхние горизонты коры и претерпевшие «тектоническое расслоение», ультрамафиты используются перемещающимися пластинами в качестве своеобразной «смазки». Большинство разрывов хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках прямолинейными (для надвигов – изогнутыми в плане) понижениями и уступами рельефа, спрямленными участками речных долин, краев озер и болот. Часть разломов подтверждается геофизическими методами (узколинейных характер аномалий, высокие градиенты изоаномал, нарушения корреляции).

В пределах ВЕП на поверхности выделяются только местные разломы самой различной ориентировки; большинство их относится к крутопадающим (преимущественно сбросам), величина смещения по ним невелика. На карте они показаны без деления по морфокинетическим признакам. Лишь на крайнем востоке Салмышской впадины (вблизи УМСП) в дотриасовых образованиях фиксируются редкие и малоамплитудные взбросы и взбросо-надвиги.

В складчатом поясе девять разрывных нарушений отнесены к главным; они обычно разграничивают крупные элементы тектонического (или структурно-формационного) районирования (названия некоторых из них уже упоминались в предыдущих подразделах). Для двух из них фиксируются отчетливо пологопадающие сместители. Так, по *Тараташско-Кураганскому надвигу* Зилаирский синклинорий перемещен здесь на Ашинско-Алимбетовский моноклинорий, а *Западно-Ирендыкский надвиг* на большем своем протяжении разделяет Вознесенско-Присакмарскую и Узынкыро-Сибайскую подзоны.

Близкую морфологию в принципе имеет и *фронтальная часть Главного Уральского разлома*, однако конкретные надвиги и взбросо-надвиги здесь существенно «подработаны» второстепенными продольными крутопадающими разрывами, и он отнесен к другой (преобладающей) группе – дизъюнктивам со сложной кинематикой.

Южно-Предуральский разлом ограничивает с запада наиболее дислоцированную (сложноскладчатую) часть УМСП. На отдельных своих участках он имеет разную морфологию: крутого взброса (с восточным – до вертикального – падением сместителя), либо надвига.

Сходные морфологические сочетания характерны и для *Западно-Уралтауского разлома*, отделяющего Уралтауский антиклинорий от расположенных западнее Кураганского макроблока, а на смежном листе N-40 – последовательно – от Зилаирского синклинория и (еще севернее) Башкирского антиклинория.

Западно-Кизильский разлом в центре Магнитогорского синклинория разграничивает две структурно-формационные зоны: Западно-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую. В основном он представляет собой крутой сброс, который севернее Ириклинского водохранилища переходит во взброс, а участками – во взбросо-надвиг с опрокидыванием линейных приразломных складок в западном направлении.

Джусинско-Домбаровский разлом является структурным швом, разделяющим Магнитогорский синклинорий и южную часть Восточно-Уральского мегантиклинория. По завершении герцинского деформационного цикла он представляет собой систему взбросов и взбросо-надвигов с сохранившимися участками ретросбросов (заложенных, вероятно, еще в ордовике). На севере площади центральная зона дизъюктива трассируется раннекаменноугольными интрузиями, южнее его частично «съедают» пермские граниты Карабутацкого массива.

Восточно-Аниховский разлом также является долгоживущим структурным швом и имеет кинематику, сходную с вышеупомянутым разрывным нарушением. Он отделяет Еленовско-Кумакский синклинорий от Текельдытауского антиклинория и при этом разграничивает две структурно-формационные зоны: Алапаевско-Адамовскую и Красногвардейско-Светлинскую. К нему приурочены тектонические пластины раннедевонских ультрамафитов и дайкообразные тела гранитов.

Жетыкольским разломом определяется граница Ильиновско-Марииновской и Троицко-Буруктальской подзон позднего кембрия–карбона; в современной структуре он разделяет Текельдытауский антиклинорий и Прииргизский синклинорий. На рассматриваемой территории морфология его преимущественно сбросовая (с западным падением сместителя), участками трансформирующаяся во взбросовую и взбросо-надвиговую.

Среди многочисленных местных разломов УМСП, показанных на карте (т. е. имеющих заметную амплитуду смещения на крыльях) закономерно преобладают продольные. В большинстве это структурные соотношения сложной или неустановленной морфологии; для некоторой их части уверенно определяется преобладание надвиговой, взбросовой, сбросовой, иногда сдвиговой составляющей. Из диагональных нарушений, представляющих собой крутые трещины скалывания, разрывы с северо-западной и северо-

восточной ориентировкой находятся примерно в равном соотношении; субширотные дизъюнктивы (трещины отрыва), существенно нарушающие пликтивную структуру, фиксируются реже. Все крутопадающие второстепенные разломы прямолинейные или слабоизогнутые в плане; амплитуда вертикального перемещения по ним, как правило, не одинакова на отдельных их участках. В кайнозое многие из дизъюнктивов, заложенных в позднегерцинское время, являлись основой ортогональной и диагональной сети нарушений, по которым осуществлялись неотектонические блоковые движения.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Оно иллюстрируется одноименной схемой масштаба 1 : 2 500 000 (в зарамочном оформлении геологической карты доплиоценовых образований), составленной преимущественно по материалам Н. Г. Берлянд, в течение многих лет интерпретировавшей и обобщавшей геофизические данные для Урала и сопредельных краев платформ. Краткие комментарии к этой схеме могут быть сведены к нескольким главным моментам.

Тектоническая структура рассматриваемой территории сформирована на коре двух типов – «континентального» для западной ее половины (с подтипами: платформенным, рифтовым и «регенерированным») и «островодужного» – для восточной. В качестве дискриминантных параметров используется степень основности коры, с одной стороны, и степень ее дифференцированности – с другой. Очевидна значительная зависимость главных «близкоповерхностных» тектонических единиц от характера земной коры. Отчетливо фиксируются «корни» таких структурных форм как Оренбургский свод, Предуральский палеопргоиб, Магнитогорский синклинорий (и две разновозрастные структурно-формационные зоны: Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская), Восточно-Уральский мегантиклинорий и др. Элементам разного порядка, ранжированным по типу глубинного строения, даны собственные географические названия. Выделены крупнейшие («трансрегиональные») и крупные секущие глубинные разломы. Так, в чехле ВЕП субширотный Оренбургский разлом (с амплитудой 500 м по кровле ордовика) прослеживается сейсморазведкой на многие десятки километров; этот дизъюнктив является северным ограничением древнего ядра одноименного вала. В последнее время теми же методами в нижнем ярусе чехла выявлена система субширотных грабенов с поясами габброидных даек предположительно позднерифейского возраста. Чешуйчато-надвиговое строение как «основной мотив» всей современной структуры УМСП на Южном Урале (от западных до восточных предгорий) подтверждается и материалами интерпретации сейсмических данных по профилю «Уралсейс» (на смежном листе N-40). Известная неоднородность земной коры данного субрегиона считается обусловленной возникновением в «термодинамической катазоне» (уже на ранних стадиях главного этапа герцинской складчатости) крутопадающих «вязких» разломов – как продольных, так и поперечных; амплитуда перемещения по ним постепенно убывает к верхним горизонтам коры.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На основе имеющегося фактического материала с привлечением данных по смежным территориям и некоторыми допущениями геологическая эволюция этого участка земной коры представляется следующим образом. Более или менее уверенно она может быть прослежена, начиная с рифея.

После завершения карельской эпохи тектогенеза вся территория современных ВЕП и УМСП являлась частью обширного континента, охватывающего значительные площади нынешней Евразии. На протяжении почти всего рифея (около 1 млрд лет) здесь господствует платформенный режим, который на отдельных пространствах в те или иные сравнительно короткие отрезки времени сменяется континентальным рифтингом, проявленным в узколинейных зонах обычно «неуральского» простирания. Одна из таких континентально-рифтовых систем, существовавшая в раннем рифее и имевшая, вероятно, субширотную ориентировку, охватывала и описываемую площадь. Отмечена она сочетанием первично терригенных и базальтоидных пород (бескрыковская толща), а также гипабиссальными основными магматитами (установлены геофизическими методами в низах чехла ВЕП). Другая подобная система (уже, по-видимому, северо-восточного простирания) развивалась в начале среднего рифея. Представляющие эту структуру максютовская серия (и ее аналоги за пределами листов) образованы парагенезом терригенных формаций, а также основных и кислых вулканитов (нормального и умереннощелочного ряда). В остальные же крупные отрезки бурзянской, юрматинской и каратауской эр описываемый район и смежные площади представляют собой платформу то с преимущественно терригенной, то существенно карбонатной седиментацией в «мигрирующих» внутриконтинентальных, большей частью мелководных бассейнах. Скорость осадконакопления по геологическим меркам ничтожная: 0,001–0,01 мм в год. Преобладающие в этот период стабильные геотектонические условия как минимум дважды (на рубеже среднего и позднего рифея и в середине последнего, на границе тангаура и кудаша) сменяются режимом «активизированной платформы» (неудачный синоним данного понятия – «рассеянный рифтинг»). Он выражен в усилении разрывной тектоники (растрескивании) на фоне общего воздымания территории с существенными перерывами в осадконакоплении и внедрением большого числа даек, силлов и штоков габброидных пород (здесь – выделяемый только на разрезе верхнемазаринский габбро-долеритовый комплекс позднего рифея).

В самом конце рифея (поздний кудаш) возникает новая континентально-рифтовая система, на этот раз субмеридионального (близуральского) простирания, существующая и в раннем венде. Характеризуется она типичным «пестрым» набором формаций и существенной ролью контрастных по основности и щелочности вулканитов и гипабиссальных интрузий. На рассматриваемой территории ее представляет каялинская свита, по-видимому, принадлежавшая к западному краю упомянутого рифта. Во внутренней же его части (за пределами площади, в Зауралье) почти синхронно возникает глубокий раздвиг с образованием коры океанического типа, а чуть позже – и зачатки энсиматической островной дуги (соответствующие сильно метаморфизованные образования в современной структуре редки и установлены лишь в северной половине Урала). Этот линеймент разделяет единую до этого мегаплиту на два палеоконтинента, расхождение которых друг относительно друга, вероятно, было сравнительно небольшим. При сближении континентов (в конце раннего венда) и последующей коллизии (поздний венд–начало кембрия) происходит обдукция древних офиолитов и островодужных комплексов; начинается формироваться орогенный пояс. Продукты размываемых байкалид образуют мощные толщи разнообломочных терригенных осадков, слагающих межгорные депрессии (на востоке) и заполняющих «Предраннеуральский» передовой прогиб в более западных районах. Внутренние части орогена в раннем кембрии оставались еще нестабильными; в них спорадически проявлялась вулканическая деятельность – поимская толща и тереклинская свита (а также аршинские на смежном листе и подобные им на севере Урала – лаптопайские молассоиды). Во внешней зоне прогиба накапливались типичные амагматичные молассы, в том числе (за пределами площади) ашинская серия на Южном Урале, в более северных районах – сылвицкая и чурочная серии.

В заключительные стадии байкальского тектогенеза (конец раннего кембрия) в складчатость вовлекаются и верхнепротерозойские породы территорий, на которых формировался передовой прогиб. Интенсивность пликативных дислокаций здесь в целом была незначительной и по этому признаку заметно уступала наложенным на них герцинским деформациям. В отличие от северных секторов региона, складкообразование на Южном Урале в этот период не сопровождалось сколько-нибудь заметным динамо-термальным метаморфизмом и сопутствующим гранитообразованием. «Байкальские» дислокации в породах быстро затухают к западу и уже в центральной части современного Башкирского антиклинория, по-видимому, были практически «нулевыми». Синскладчатые и постскладчатые дифференцированные блоковые движения завершают байкальский тектономагматический цикл. Таким образом, к концу раннего кембрия возникает горное сооружение, спаявшее обе части единой ранее эпикарельской платформы. Вслед за этим в течение почти всего кембрия (около 20 млн лет) вновь устанавливается стабильный континентально-платформенный режим. Горная страна интенсивно разрушается, обломочный материал накапливается в основном за ее пределами (достоверные среднекембрийские отложения на Урале до сих пор не установлены). Уже к началу позднего кембрия территория, подвергнутая позднебайкальскому орогенезу, представляет

собой приподнятый пенеплен. Формируются древние коры выветривания латеритного профиля, впоследствии большей частью размытые (на Урале они сохранились только в некоторых пунктах; на описываемой площади отсутствуют).

С конца позднего кембрия (аксайский век) образуется новая континентально-рифтовая система меридионального простирания, располагавшаяся западнее однотипной «позднебайкальской» структуры. К представителям ранней стадии ее формирования, сохранившимся лишь в палеоконтинентальном секторе уралид, относится кидрясовская свита. По-видимому, уже к началу позднего аренига более восточные части системы преобразуются в океанический рифт; в глубоких зонах растяжения возникает океаническая кора (ультрамафиты и мафиты сакмарского комплекса), зарождается Палеоазиатский океан, разделивший Восточно-Европейский (ВЕК) и Казахстанский (КК) палеоконтиненты. Уже в начальные фазы раскрытия океана, вероятно, при крутой субдукции океанической коры под КК, происходит отторжение крупных его сегментов, одним из которых является Восточно-Уральский (Мугоджарский) микроконтинент (ВУМК). В субокеанических условиях разделяющего их «окраинного спредингового моря» формируется чебаркульско-казбаевский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс. В середине ордовика (по крайней мере, до конца тэлашорского времени, иногда и в раннем карадоке) на раздробленных краях ВЕК и мезоплиты продолжают существовать остаточные рифтовые долины. Они заполняются осадочно-вулканогенным (куагашская свита и баулуская толща) или разнообломочным терригенным (маячная свита) материалом. Тем самым, к началу позднего ордовика окончательно обособляется Уральская мобильная область как надпорядковая «первично-тектоническая структура».

С конца лланвирна восточная оконечность ВЕК начинает развиваться как пассивная окраина: зарождаются континентальный склон и шельф. Первый вверху представлен существенно терригенными (курташская свита), внизу – кремнисто-терригенными (кураганская свита) осадками; шельфовые формации на картографическую поверхность листа М-40 не выходят (но широко представлены на смежном с севера листе). Подобного типа породы в это же время образуются на склоне микроконтинента (новооренбургская толща) и у его подножия – кремнисто-глинисто-базальтоидная энбекшинская толща. Главные элементы пассивной окраины ВЕК, несмотря на некоторую миграцию своих границ, вдоль всего Урала сохраняют почти неизменным свое положение до конца франа. Что касается более внутренней («платформенной») части ВЕК, то в раннем (и начале среднего) палеозое она являла собой преимущественно область сноса. Лишь в узком бассейне (заливе?) на месте субширотного грабена, тяготеющего к Оренбургскому палеоразлому, накапливались довольно мощные толщи ордовикских терригенных осадков.

С ашгилла над зоной субдукции, падающей под ВУМК, вероятно, возникает «позднеордовикско-силурийская» островная дуга (аналог «тагильской» дуги; для Южного Урала – весьма гипотетическая, предполагаемая по косвенным признакам). В частности, непосредственно внутри сильно «отрифтованного» микроконтинента формируются ее «отголоски»:

осадочно-вулканогенные и малоглубинные интрузивные образования (севернее площади), а в пределах данных листов (в корневых частях «вулканических трогов») – крыклинский (O₃), копинский (S₁) и джарлинский (S₂) комплексы, относящиеся к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Противоположный (западный) край мобильной области (Вознесенско-Присакмарская подзона) в раннем лландовери оказывается в зоне растяжения; на дно окраинного моря по многочисленным трещинам происходит излияние базальтов дергайшской свиты, где наряду с породами нормальной ряда существенную роль играют умереннощелочные разновидности. Формируется «вулканическое плато». В среднем и позднем лландовери на фоне кратковременного воздымания территории (и смещения континентального склона к востоку) в нижних его частях и у подножия образуется сравнительно мощный комплекс углисто-глинисто-кремнистых осадков (низы сакмарской свиты), перекрывающих дергайшские вулканы. С венлока по ранний лохков эта часть моря вновь погружается и становится областью накопления «конденсированных» силицитов. На разных частях склонов ВЕК и ВУМК в силуре и девоне продолжают отлагаться кремнисто-терригенные, глинисто-кремнистые и базальтоидно-терригенно-кремнистые формации.

В раннем девоне большая часть территории подвергается существенной деструкции. В лохковский–пражский века в восточном (задуговом) бассейне окраинного моря происходит вначале частный рифтинг (тюлькубайская толща), а затем спрединг с образованием бриентской офиолитовой ассоциации, где с ультрамафитами одноименного комплекса тесно связаны натриевые базальты киембаевской свиты. Подобные же субсинхронные дунит-гарцбургитовые ассоциации в более западных и более восточных районах океанического сектора (впоследствии протрудировавшие в перекрывающие их отложения) выделятся под другими названиями: халиловский, каменнодольский, подольский комплексы. Фронтальная часть «силурийской дуги» сдвигается к западу, заклинивает зону поглощения и в течение всего раннего девона интенсивно разрушается с образованием граувакковых пород мазовской свиты.

Со второй половины раннего эмса (такатинское время) обширный «жонуральский» сегмент мобильной области, включающий в себя восточную окраину ВЕК, ВУМК и океанический бассейн, вновь подвергается растяжению и общему опусканию. В шельфовую седиментацию вовлекаются центральная и западная части современного Башкирского антиклинория, до этого представлявшие собой приподнятую область континента. На сопредельной платформе восстанавливается (и прослеживается до конца карбона) «дискретное» (с частыми небольшими перерывами) терригенно-карбонатное осадконакопление во внутриконтинентальных бассейнах – как изолированных, так и имеющих связь с океаном. В пределах последнего, а также на микроконтиненте образуются локальные вулканические трогои. Накапливающиеся в них формации для разных отрезков этого сравнительно короткого периода характеризуются различным составом: абсарокит-шошонитовым (мостостроевская толща), трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовым (чанчарская свита), кремнисто-базальтовым (айдырлинская толща),

базальт-андезит-риолитовым (баймак-бурибайская свита и жетыкольская толща). В наиболее глубоких рифтовых зонах формируются дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы: восточнохабарнинский и карашакольский.

Таким образом, в эмсе завершается дифференциация пространства между ВЕК и ВУМК с обособлением двух «южноуральских» структурно-формационных зон, дальнейший (девонско-раннетурнейский) этап развития которых происходит по несколько отличному плану. На возникшей раннедевонской субокеанической коре закладывается Восточно-Магнитогорская СФЗ, а образования к западу от нее (с сохранившейся ордовикской океанической корой) теперь принадлежат к Западно-Магнитогорской зоне. К этому же времени в северной половине мобильной области завершает свое активное развитие «тагильская» островная дуга.

В конце позднего эмса на Южном Урале возобновляется зона субдукции с падением, как и прежде, под микроконтинент; начинается формирование девонской («магнитогорской») островодужной системы, прошедшей все «классические» стадии своего развития. Положение тех или иных элементов системы несколько менялось со временем, однако неизменной оставалась общая тенденция уменьшения основности, увеличения щелочности и соотношения K/Na в однотипных синхронных образованиях с запада на восток. При этом в среднем-позднем девоне Западно-Магнитогорская СФЗ в целом отвечала фронтальным частям островной дуги, значительная часть Восточно-Магнитогорской СФЗ – главному (осевому) вулканическому хребту, а самая восточная (Уйско-Домбаровская) ее подзона – тыловой части активного бассейна. На «примитивной» стадии (поздний эмс–ранний эйфель) образована базальт-андезит-базальтовая формация (уягуловская и ирендыкская свиты, ишмуратовская и кукбуктинская толщи), сопоставимая с известково-щелочной серией энсиматической дуги (пространственно разных ее частей). На внешнем краю Вознесенско-Присакмарской подзоны тогда же формируются полимиктовые отложения туратской свиты (обнажена за пределами площади), предположительно являющиеся продуктом размыва остатков силурийской дуги и поступающие в верхнюю часть склона глубоководного желоба (преддугового трога). На востоке тылового бассейна (Уйско-Домбаровская подзона) в это время существуют локальные амагматичные впадины, заполняемые углисто-глинисто-кремнистыми осадками (андреевская толща). «Юная» стадия (большая часть эйфеля) проявлена во всех элементах девонской дуги; представлена она контрастной базальт-риолитовой формацией толеитовой (карамалыташская свита) и «переходной» от толеитовой к известково-щелочной (александринская и джусинская толщи) петрохимических серий. Эффузивные и вулканокластические породы (а также сопутствующие субвулканические образования) названной формации накапливаются во внутридуговых рифтовых долинах. В позднелангурское время некомпенсированные депрессии во фронтальной дуге выполняются бугульгырскими яшмами. К этому же периоду относится и формирование рассыпнянского габбро-плагиогранитового комплекса. В стадию «развитой дуги» первой (уже в конце раннего эйфеля) вступает Гумбейская подзона Восточно-Магнитогорской СФЗ, где образуются

вулканыты, относящиеся к известково-щелочной серии: базальты гумбейской свиты (развита за пределами площади), а затем (по начало франа) андезиты, дациты и туфотерригенные породы новобуранного комплекса. В периферических частях островодужной системы последовательно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая формация накапливается с позднего эйфеля до конца бродовского времени. Представлена она преимущественно тефротурбидитными осадками, реже туфами и лавами улутауской свиты, урлядинской и копаловской толщ. Характерно (особенно для западного и центрального секторов системы) обилие субвулканических образований среднего и кислого состава; корневым частям активной магматической дуги отвечают габбродиориты, диориты, плагиограниты (реже габбро и тоналиты) кураганского, салаватского и краснинского гипабиссальных комплексов.

Начало франа, вероятно, отмечено резким, но кратковременным сближением ВЕК и «магнитогорской» дуги. В западной части океанического бассейна происходит «тектоническое расслоение» ордовикско-среднедевонских образований с выведением офиолитов в более высокие горизонты коры и, возможно, частичным надвиганием этих «пакетов» на континент. Наиболее масштабно этот процесс проявился на самом юге Урала, где степень динамометаморфических преобразований (с радиоизотопным возрастом 372–387 млн лет) в породах континентального субстрата достигает глаукофансланцевой, а иногда и эклогитовой фации (максютовская серия). В дальнейшем, почти до конца франа, вулканическая активность редуцируется (в отдельных частях некоторых подзон это происходит уже с жигары); проявления ее, по-видимому, сосредоточиваются лишь в пределах осевой гряды. В обширных и глубоких межхребтовых и тыловодужных депрессиях отлагаются конденсированные силициты (мукасовская свита, колпакская, биягодинская и арсинская толщи). Это эпоха максимального кремнеаккумуляции на территории. В самом конце франа островная дуга входит в «зрелую» стадию своего развития, отмеченную возникновением базальт-латит-трахириолитовой формации (бугодакская толща на западе, аблязовская и новоивановская толщи – в центральной части системы).

Некоторые из перечисленных стадий находят отражение и в вулканической деятельности на микроконтиненте. В частности, там фиксируются эйфельская базальт-риолитовая и фаменско-раннетурнейская трахибазальт-латитовая формации, для которых (в отличие от сходных островодужных образований) характерно более широкое присутствие осадочных пород. Первой соответствуют кокпектинская и журманкольская толщи, второй – березняковская толща. Франско-раннефаменский возрастной уровень отмечен внедрением интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой (джабыгасайский и коскольский комплексы), монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовой (урускисенский комплекс) и гранодиорит-гранитовой (среднеушкатинский комплекс) формаций.

В конце франского века, вследствие резкого изменения относительных скоростей перемещения соседних мегаплит начинается коллизия Казахстанского континента и Восточно-Уральского микроконтинента (с возникновением флишоидных формаций – аулиетасская и ащисуйская толщи на восточном склоне последнего), а в начале фамена – «магнитогорской»

островной дуги с ВУМК и пассивной окраиной ВЕК. В последнем случае в быстро сужающееся «средиземное» море поступает обломочный материал как с востока, со стороны размываемых вулканитов (граувакки), так и с запада, с осушаемых территорий палеоконтинентального сектора (западная граница прогиба первоначально достигала области глубокого шельфа – Иргизлинско-Карской подзоны). Возможно, отдельные пластины до этого уже тектонически расслоенных ранне-среднепалеозойских пород, включающие и фрагменты океанической коры, продвигаются (пока незначительно) на континентальный склон с образованием первых, еще редких зон меланжа и (в субаэральных условиях) также подвергаются размыву. Образуется зилаирский флиш. Островодужная магматическая деятельность резко редуцируется, и лишь на западе Восточно-Магнитогорской зоны до конца раннего турне продолжается накопление дифференцированных умереннощелочных вулканитов и вулканомитовых турбидитов «зрелой» стадии (шумилинская свита). На рубеже раннего и позднего турне окончательно завершается субдукция под магнитогорскую дугу.

В позднем турне, по мере сближения двух континентов, одна из разделяющих их мезоплит с относительно молодой океанической корой начинает поддвигаться под ВЕК. Восточная периферическая область последнего, имеющая уже мощную континентальную кору, преобразуется в активную окраину кордильерского типа. Над завершившей свое развитие девонской дугой, а также в пределах бывшего микроконтинента формируются вулканоплутонические пояса. В «синколлизийных эшелонированных рифтах» возникают линейные магматические центры, где почти до конца башкирского века идет формирование вулканитов и коагматических интрузивных комплексов нормального и умереннощелочного ряда. За пределами вулканических трогов продолжают формироваться флишоидные отложения, край прогиба смещается к западу, в область бывшего мелкого шельфа. По мере заполнения осадками окраинно-континентальных бассейнов происходит нивелирование их глубин и общее обмеление. На обширном мелководном пространстве (шельф возникшего «средиземного моря») до конца раннего карбона (местами – и в раннебашкирское время) накапливаются известняки и терригенно-карбонатные отложения (кизильская, уртазымская свиты, еткульская, каморзинская толщи и др.). Усиливающиеся тангенциальные напряжения приводят к дальнейшему тектоническому расслоению палеозойских комплексов, межпластовым срывам; они же вызывают коробление «карбонатной платформы» с появлением крупных островов на шельфе (скользящая верхняя граница кизильской свиты).

Позднебашкирское время знаменует собой начало гиперколлизии: происходит соприкосновение краев Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов с почти полным закрытием «средиземного моря». По глубоким разломам, проникающим в нижние горизонты литосферы, окраины континентов раскалываются на макроблоки. Крупные пластины «переходной» коры с серпентинизированными ультрамафитами в основании, не встречая большого сопротивления (особенно в приподнятых блоках) шарьются далеко в глубь ВЕК, нагнетая перед своим фронтом пакеты чешуй из срываемых осадочных толщ палеозоя и докембрия. Это еще не

«скупивание»; данный процесс в литературе обычно передается термином «движение масс». На рубеже башкирского и московского веков из-за интенсивного растрескивания пород субстрата в восточной части палеоокеанического сектора возрастает тепловой поток. Следствием этого является динамотермальный метаморфизм с общей вертикальной зональностью, а на локальных участках резкого повышения теплового потока («термальные купола») – высокоградиентный латерально-зональный метаморфизм с глубоким (до амфиболитовой фации) преобразованием позднепротерозойских и раннепалеозойских стратифицируемых и интрузивных пород. С этим же процессом сопряжен палингенез с формированием первых («раннеорогенных») батолитоподобных кислых плутонов (среднекаменноугольные гранит-лейкогранитовые комплексы известны на смежных к северу листах). Переплавленным субстратом являлись породы досреднекембрийского основания уралид в пределах бывшего ВУМК, а также краевой части «кристаллической призмы», к тому времени располагавшейся уже под шарьжированным на нее Магнитогорским прогибом в приподнятом мегаблоке. Синхронно с метаморфизмом в условиях продолжающихся тангенциальных напряжений возникают «вторично-тектонические» дислокации, первоначально в виде брахиформной складчатости. При сопряженном радиальном сжатии ранние (байкальские) формы «сплющиваются» с образованием (вдоль осевых плоскостей новых мелких складок) региональной кристаллизационной сланцеватости, субпараллельной слоистости в палеозое; докембрийские породы приобретают «вторичную пластичность». Возникают главные тектонические элементы Восточно-Уральского мегантиклинория, Магнитогорский синклинорий, зарождается антиклинорий Уралтау.

В раннемосковское время уже значительная часть субрегиона являлась сушей. Лишь в замкнутых остаточных бассейнах накапливаются карбонатные, реже терригенные осадки (уртазымская свита). Поле горизонтальных напряжений дифференцируется, скорость тангенциального сжатия меняется по простиранию возникающих структур. Первичные брахиформные дислокации усложняются сжатыми (до изоклиальных) формами и нередко (особенно севернее рассматриваемой территории) преобразуются в голоморфную линейную складчатость. «Волна деформаций» последовательно продвигается к западу, и там (вторая половина карбона–начало перми) повторяются те же процессы: разноградиентный латерально-зональный метаморфизм, выплавление гранитов, брахиформная складчатость и ее последующее усложнение. Оформляется Уралтауский антиклинорий и Зилаирский синклинорий, возникает Башкирский антиклинорий. Крупные шарьяжные пластины сминаются в синформы и антиформы. На крутом восточном крыле Уралтауского антиклинория возникает сутурная зона. В утрачивающих пластичность породах деформации сжатия реализуются в надвигообразовании и листритах, на разных краях мобильной области имеющих противоположную направленность (основная фаза «скупивания»); это время максимального проявления тектонического меланжа. Когда скупивание достигает предельных величин, крупные жесткие блоки пород начинают «выдавливаться» в продольные горсты со встречным падением плоскостей сместителя ограничивающих их взбросов.

Уже с конца среднего карбона происходит рост горного сооружения в центральных и западных частях бывшего «палеоокеанического сектора». Обломочный материал от размываемых уралид поступает в межхребтовые депрессии (сарыобинская толща), а чуть позже – в начинающий формироваться на западе (над шельфовой зоной «палеоконтинентального сектора» и восточной оконечностью смежной платформы) Предуральский краевой палеопргиб. В докунгурское время поступление обломочного материала из орогенной области (карбонатно-глинисто-песчаная молассоидная формация) шло в конусах выноса, в промежутках между которыми формировалась «шлировая градация» (песчано-глинистые отложения с карбонатным цементом и резко подчиненной ролью грубообломочного материала). На смежной стабильной платформе существенно карбонатное осадконакопление до самого конца перми сменяется карбонатно-терригенным.

В кунгуре в пределах Салмышской впадины и Прикаспийской синеклизы формируется обширный солеродный бассейн, отличающийся непостоянством палеофациальных и гидрологических параметров, а с уфимского времени в условиях семиаридного климата превратившийся в озерно-болотную равнину. В средней перми в Предуральском прогибе накапливается известняково-терригенная сероцветная морская моласса, в поздней перми и триасе – терригенная красноцветная континентально-молассовая формация. Восточная часть территории до конца перми (в отдельных районах – до начала среднего триаса) подвергается активным тектоническим подвижкам по крутопадающим разломам меридиональной и субширотной ориентировки. Происходит внедрение «позднеорогенных» интрузий кислого состава (нормального, умереннощелочного, реже щелочного ряда); на рассматриваемой территории это джабыкско-санарский и шалкарский гранитовые, айкенский гранит-лейкогранитовый комплексы.

На конец вятского времени и ранний триас приходится пик орогенной активности в западной периферии Палеоурала, происходивший на фоне установившегося аридного климата. Возникают новые межгорные депрессии с накоплением грубообломочных молассоидов (каменноручейная толща). К западу от высокогорного сооружения господствуют полупустынные и пустынные ландшафты. В Предуралье (Салмышская впадина) располагается «байяда» – холмистая равнина, образованная слившимися воедино предгорными конусами выноса. На Русской плите карбонатно-терригенное осадконакопление сменяется терригенным. Все нижнетриасовые отложения территории отличаются красноцветностью. В конце триаса завершаются складчато-разрывные дислокации в пределах подвижного пояса (самые последние из них затрагивают восточную часть краевого прогиба). В сопредельных с орогеном платформенных областях происходит соляной диапиризм. Уральская мобильная область окончательно прекращает свое развитие, превратившись в одноименную складчатую систему. С этого времени вся территория Урала вступает в платформенный этап развития.

Горная страна, сформированная на орогенной стадии, начинает интенсивно денудироваться. При этом, если обширные площади Зауралья и Западной Сибири в мезозое и кайнозое почти непрерывно опускались с образованием мощного чехла осадков, а Уральская складчатая система

являлась там фундаментом молодой платформы, то западная часть «Урала» (практически вся восточная половина рассматриваемой территории) на этих же широтах все время оставалась приподнятой. Уже к середине мела она представляла собой пенепленизированную невысоко стоящую сушу с широким развитием кор выветривания. Лишь на крайнем юге региона, в Орско-Таналынской наложенной депрессии в течение мезозоя и раннего кайнозоя происходило прерывистое накопление осадков верхнего структурного этажа УМСП. На восточной окраине Русской плиты в ранней и средней юре образуются преимущественно континентальные осадки. В позднюрское время большая часть этой территории была покрыта водами морского бассейна; периодические трансгрессии моря происходили и в мелу. Мелководные, в основном прибрежно-морские и дельтовые отложения палеоцена и эоцена развиты спорадически и только в ближнем Предуралье. Олигоцен характеризуется началом неорогенических движений на Урале, пока еще слабо дифференцированных. Миоценовое время связано с седиментацией в карстовых структурах оседания («дизъюнктивных мульдах») аллювиально-пролювиальных, а позднее озерных и озерно-болотных образований; к этому же периоду приурочено и угленакopление. В конце миоцена и раннем плиоцене происходит заметное воздымание современной осевой части складчатого пояса, начинают формироваться Уральский кряж и педиplen восточных предгорий.

С кустанайского времени происходит резкая неотектоническая активизация центральных частей площади с дифференцированными блоковыми движениями на фоне продолжающегося поднятия. Образуются склоновые отложения и коррелятны им аллювий глубоких тальвегов пра-Урала и пра-Сакмары; по ним же при максимуме «понто-каспийской трансгрессии» заходили ингрессионные заливы. Акчагыльские мелководно-морские образования выполняют древние переуглубленные долины этих рек и их притоков. Начинается интенсивное уничтожение поверхностей выравнивания и частичный размыв мезозойских кор выветривания. В дальнейшем (плейстоцен и голоцен) чередование фаз относительной стабильности и усиления горообразовательных процессов приводит к перераспределению гидросети, усложнению форм и элементов рельефа, появлению новых генетических типов осадков.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Описываемая территория включает фрагменты двух крупнейших геоморфологических таксонов (областей): Русской равнины (восточная ее часть) и Уральского горного сооружения (южная оконечность). Для первой характерны слабая расчлененность рельефа на фоне сравнительно небольших абсолютных высот (преобладающие отметки 100–250 м), средние параметры густоты и разветвленности гидросети. Здесь традиционно выделяются две подобласти: на юго-западе листа М-40 – денудационная равнина Предуралья, на северо-западе той же трапеции – приподнятая денудационная равнина Общего Сырта.

Уральское горное сооружение отчетливо подразделяется на две зоны: одноименного кряжа (центральная часть листа М-40) с расчлененным грядовым низкогорным (преобладающие высотные отметки 400–600 м) рельефом и густой разветвленной гидросетью, а также Зауральского пенеплена (восточная треть территории) – возвышенной равнины (преобладают отметки 250–350 м) со сглаженными междуречьями, редкими невысокими останцовыми грядами, пологими склонами долин, слабым развитием речной сети, большим числом естественных озер (на крайнем востоке). В каждой из этих зон фиксируются более дробные подразделения (подзоны): первая дифференцируется на «приподнятые горные массивы Южного Урала» и «остаточные горы Западного склона Урала»; во второй выделены относительно опущенная и приподнятая части пенеплена Южного Урала. Все упомянутые элементы районирования показаны на геоморфологической схеме.

ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В настоящее время вся рассматриваемая территория представляет собой область сноса с существенным преобладанием денудационных процессов и континентальным характером аккумуляции. По морфологии, степени расчлененности, возрасту пород размываемого субстрата и другим признакам формирующийся рельеф подразделяется на две основные историко-генетические категории: выработанный и аккумулятивный. В каждой из них выделяется несколько генетических классов.

Выработанный рельеф. В центральной части описываемой территории, относимой к области новейшего орогенеза, в рамках данной катего-

рии обособляется *структурно-денудационный рельеф* низких гор (с массивами мелкосопочников), представляющий собой сочетание линейных отпрепарированных хребтов, в основном субмеридионального простира-ния, и межхребтовых понижений, занятых долинами ручьев и других эро-зионных форм. Хребты слагаются наиболее устойчивыми к денудацион-ным процессам породами, чаще всего – известняками и конгломератами. Понижения обычно соответствуют менее компетентным образованиям – преимущественно алевролитам и аргиллитам. Хребты нередко изгибают-ся в плане, подчиняясь выходам прочных пород на замыканиях складок. Абсолютные высоты рельефа данного класса снижаются с севера на юг. Относительные превышения вершин горных массивов над днищем смеж-ных долин составляют в среднем 100–200 м. Склоны хребтов, как правило, крутые (до 45°, иногда более) и практически лишены рыхлых отложений. Нередко на наиболее крутых их участках отмечаются зачаточные курумни-ки. Значительная трещиноватость и, соответственно, проницаемость пород, слагающих гряды, обусловили отсутствие на крутых склонах эрозионных форм, связанных с воздействием дождевых и талых вод (овраги, промоины, рытвины и т. д.). Последние фиксируются только в пределах межхребто-вых понижений, где трещины залечены рыхлым материалом, поступаю-щим со склонов. Сравнительно редкие эрозионные формы, пересекающие склоны хребтов, связаны с теми источниками подземных вод, что дают начало долинам с постоянным водотоком.

Выделяется подкласс рельефа, характеризующий *отпрепарированные поверхности крыльев и сводов донеогеновых структурных форм* – изо-лированных поднятий в пределах восточной денудационной равнины; он также отображен на геоморфологической схеме. На Русской равнине такие структурные формы часто представлены поверхностями соляных куполов, образующих цепочки крутосклонных холмов и кустообразных гряд; не-которые из них в масштабе геоморфологической схемы изображены как денудационные останцы.

На площади развития доюрских складчатых форм, где описываемый класс рельефа проявлен максимально, ярко выражены и процессы пере-мещения пород под действием силы тяжести. Они отмечены появлением на склонах хребтов линейных скоплений крупнообломочного материала, либо (редко) покрывающих почти весь склон, либо образующих неболь-шие каменные потоки (бассейны правобережных притоков Сакмары – реки Куруил и Касмарка). Ширина потоков 2–4 м, длина – от несколько десят-ков до первых сотен метров. Размеры перемещаемых обломков различны, но не превышают 0,5 м. Характерна приуроченность этих образований к выходам карбонатно-терригенного и грауваккового флиша позднедевонско-каменноугольного возраста. Вблизи водораздельных поверхностей низких гор также проявлена эрозионная сеть – в виде следов местного размыва (промоин и растущих оврагов по поймам и вторичным врезам малых до-лин). Такие формы рельефа можно наблюдать и у подножия гряд – по берегам глубоко врезанных долин рек Губерля, Кураган, Алимбет, Сакмара.

Денудационный рельеф резко преобладает в западной и восточной час-тях территории, образуя обширные выровненные пространства. На западе

это правобережье Сакмары, Урала и притоков последнего – рек Черная, Донгуз, Бердянка, а также междуречья Урал–Илек, Буртя и Урта-Буртя, Илек–Мал. Хобда. Денудационная равнина здесь представляет собой сочетание узких и извилистых в плане субгоризонтальных площадок (реликтов раннепалеогеновой поверхности выравнивания) и денудационно-эрозионных склонов, начало формирования которых относится к олигоцену. Максимальные высоты сглаженного рельефа отмечаются на севере листа М-40, где достигают более 400 м, и плавно снижаются в южном направлении. Реликты упомянутой поверхности выравнивания характеризуются весьма незначительными уклонами (до $0^{\circ}30'$); форма поверхности – плоская или плосковыпуклая, нередко осложненная денудационными останцами. Водораздельные пространства преимущественно слабовыпуклые, «увенчаные» крупноглыбовыми развалами, верхнеэоценовых кварцито-песчаников и кварцевых конгломератов. Характерной для рельефа западной части территории является резко выраженная асимметрия междуречий и долин, как крупных, так и относительно небольших. Так, правые борта долин Урала, Сакмары, Бол. Ика, как правило, более крутые, нежели левые, и отличаются значительной эрозионной расчлененностью. Подавляющее большинство естественных обнажений горных пород фиксируется именно на правобережье этих долин, в том числе в осложняющих их оврагах. Напротив, эоплейстоценовые образования наиболее широким распространением пользуются на левобережных склонах Урала и Сакмары. Менее заметна асимметрия на подобных участках в долине р. Илек, пересекающей зону передовых складок, а также в восточной части территории, где главными водными артериями являются реки Орь, Кумак, Суундук, имеющие склоны различной крутизны.

Большая часть восточной половины территории относится к Зауральскому пенеплену; водораздельные пространства здесь, как правило, покрыты мезозойской корой выветривания. Орографически эта зона характеризуется незначительными перепадами рельефа, водоразделы плоские, иногда слабо всхолмленные с доминирующими высотными отметками 280–340 м. Сколько-нибудь значительный кайнозойский осадочный покров на поверхности пенеплена отсутствует, отмечается лишь маломощный, сравнительно грубый по гранулометрическому составу элювий. Кора выветривания часто выходит непосредственно на поверхность. Наблюдаются денудационные останцы кварцитов (высотой до 8–12 м) и невысокие гряды палеозойских пород; понижения между останцами и грядами представляют собой очень пологие седловины. Значительные пространства занимают склоны долин; большинство из них имеет уклон $2\text{--}3^{\circ}$ и слабовыпуклую форму. Мезозойский возраст пенеплена определяется тем, что в депрессиях Оренбургского Урала он перекрыт позднеэоценовыми и юрскими континентальными отложениями, сформировавшимися за счет фиксирующей эту поверхность коры выветривания. Так, в среднем и нижнем течении р. Орь на месте крупного озерного палеобассейна пенеплен перекрыт мезозойско-кайнозойскими породами почти сплошным чехлом. Междуречные пространства здесь плоские, склоны речных долин пологие, но узкие. Абсолютные высотные отметки междуречных пространств не превышает

200–250 м. Восточнее истоков р. Кумак пенеппен погружается, сменяясь равниной с высотами не более 300 м. Здесь распространены плоские поверхности озерных ванн и широкие суходолы с пологими склонами без ярко выраженного тальвега.

Эрозионно-денудационные склоны занимают значительную часть территории в связи с хорошо развитой сетью рек и временных потоков. Различная форма склонов (прямая, выпуклая, выпукло-выгнутая) зависит от времени их образования и литологии субстрата. Наиболее часто встречающимися являются выпуклые склоны молодых речных долин с уклоном поверхности от 2–3 до 10°. Склоны интенсивно изрезаны оврагами и промоинами; весьма характерны ложбины стока, денудационные останцы, гряды и гребни на отпрепарированных палеозойских и мезозойских породах. Нередко значительную часть склонов занимают плиоценовые глины, мощность которых уменьшена процессами денудации; на остальной их поверхности в течение квартала формируются элювиальные и делювиальные образования незначительной мощности. Иногда, особенно в западной части территории, склоны ступенчатые (за счет избирательной денудации), со значительной эрозионной расчлененностью и разнообразными формами. Так, овраги развиты лишь в верхней, наиболее приподнятой части склонов. В балках часто отмечаются вторичные врезы, а склоны их осложнены мелкими оползнями. Малые речные долины имеют пойму одного, реже – двух уровней; в некоторых из них иногда присутствует и первая надпойменная терраса.

Аккумулятивный рельеф. Наиболее распространенным его проявлением являются речные террасы. Значительную часть территории занимает аллювиальный комплекс рек Урал, Сакмара, Илек, Суундук, Кумак, Орь. В долинах этих рек обычно выделяется два уровня поймы и три надпойменные террасы. На геоморфологической схеме поймы показаны объединенными. Все долины характеризуются наличием врезанных меандр, небольших островов, песчано-галечных кос. Долины небольших рек (как правило, в восточной части площади) представляют собой корытообразные понижения без четко обозначенного тальвега. Третья терраса чаще всего слабо выражена в рельефе и устанавливается в основном с помощью картировочного бурения. Как уже отмечалось выше, характерной чертой морфологии террас названных рек и их притоков является асимметричное строение, выражающееся в различной крутизне склонов и наиболее четко проявленное в широтном течении водотоков. Основным фактором, обуславливающим такую асимметрию, является климатический. У широтных долин один из склонов (обращенный на юг) получает больше солнечной радиации, быстрее нагревается, на нем существенно активнее идет таяние снега и протекают процессы криогенного выветривания. Все это приводит к интенсивному разрушению склонов южной экспозиции. Снесенный тальмами и дождевыми водами материал крутых склонов поступает в прижатое к ним русло реки и уносится течением. Крутой склон и русло синхронно смещаются к северу, оставляя за собой аллювиальные террасы. У рек, текущих в субмеридиональном направлении, долины почти симметричные, так как инсоляция не оказывает воздействия на выработку их склонов.

Поверхность *низкой поймы* имеет высоту над меженным уровнем в 3,5–4 м. Она неровная, осложнена прирусловыми валами, старичными понижениями, «веерами блуждания», эрозийными останцами. Превышение *высокой поймы* над меженным уровнем составляет 5–7 м; она почти всегда отделена от низкой поймы четко выраженным уступом, хотя сохраняется не везде, иногда образования низкой поймы непосредственно граничат с аллювием надпойменных террас или с коренными породами. *Пойма и первая надпойменная терраса* как объединенный таксон выделяются преимущественно в долинах рек Илек и Орь – там, где эти элементы в масштабе карты четко не отображаются. Русло р. Илек постоянно деформируется, намываются новые косы, пойма имеет многочисленные протоки и озера.

Первая надпойменная терраса распространена преимущественно в левобережных участках долин Урала и Сакмары; на правых их берегах сохранились лишь небольшие её фрагменты. Почти непрерывной полосой протягивается названная терраса по обоим берегам рек Кумак, Орь, Камсак и некоторым их притокам. Высота её над урезом воды – 10–12 м в западной части территории и не выше 6 м – в восточной. Поверхность террасы плоская, слабо наклоненная в сторону русла. Тыловой шов довольно отчетливо прослеживается на местности и дешифрируется на аэрофотоснимках. Ширина террасы изменяется от 0,5–1 до 2,5–4 км; вблизи уступа часто наблюдаются короткие береговые овраги. Поверхность террасы расчленена неглубокими балками с широким днищем и пологими склонами. В зоне тылового шва нередко формируются пролювиальные конусы выноса неправильной в плане формы. В балках большой протяженности временные водные потоки «разрезают» ранее сформированные конусы выноса и «наращивают» первые ниже конусов. Короткие долины чаще всего в конусах выноса и заканчиваются.

Вторая надпойменная терраса развита на всех крупных реках территории. Относительная высота ее над урезом воды составляет обычно 4–6 м в восточной части территории (на реках Бол. Кумак и Камсак до 10 м) и 14–16 м – на левобережье Урала и Сакмары. Ширина террасы колеблется от 0,5 до 3–4 км; поверхность ее часто имеет заметный уклон в сторону русла, расчленена балками, оврагами и промоинами, в которых хорошо обнажен разрез террасы. Некоторые балки являются «слепыми»; они заканчиваются конусами выноса, располагающимися на поверхности террасы и рассекающими ее тыловой шов.

Третья надпойменная терраса почти полностью перекрыта покровными лессовидными суглинками. Тыловой шов обычно не прослеживается, и границы террасы устанавливаются картировочным бурением. Закраина и бровка террасы улавливаются с большим трудом по едва заметному перегибу склона; относительная высота ее, как правило, 16–18 м. В долинах рек Орь и Суундук в рельефе этот уровень выражен нечетко, сливаясь со второй надпойменной террасой и склоном долины. Площадка террасы слабо наклонена в сторону русла и имеет ширину до 4 км.

Рельеф наиболее высокого *надпойменного террасовидного уровня раннеоплейстоценового возраста* (аллювий черноскутовской террасы) развит на водоразделах и в долинах рек Бол. Кумак, Камсак, Ащebutак,

Домбаровка и др. Участки развития террасы сохранились в виде фрагментов, занимающих, тем не менее, значительные площади; наибольшие из них приурочены к междуречьям с абсолютными высотными отметками 270–280 м. В рельефе терраса чаще всего выражена слабо, отдельные ее элементы на местности почти не просматриваются. В долине рек Кумак и Бол. Кумак на высокой террасе развиты эоловые образования.

Долинный выкомплекс протяженных (транзитных) водотоков резко сужается при пересечении ими хребтов, сложенных прочными породами, и террасовая «лестница» часто представлена там только поймой, иногда с узкой полосой надпойменной террасы шириной в несколько десятков метров. Малые долины в пределах низких гор имеют крутопадающий тальвег, V-образный поперечный профиль и крутые склоны.

Аккумулятивные равнины. Рельеф *эоловой равнины голоценового возраста* широко развит в пределах Урало-Гумбейского района. В Урало-Сакмарском районе подобные образования распространены в долине р. Урта-Буртя. Мелкие очаги дефляции и проявления соответствующих эоловых форм известны также в долине р. Буртя и на ее правобережье, однако в масштабе карты они не отражаются. В первом из названных районов эолий наиболее широко развит по правобережью р. Боль. Кумак и в низовьях ее левых притоков: Нижний Караус, Акжарка, Соленая, Караганка, а также вблизи рек Карабутак и Джарла. Формы рельефа на такой равнине сглажены и упрощены эоловой аккумуляцией. Поэтому здесь преобладают плоские и плоско-выпуклые водоразделы и прямые склоны. В пределах равнины иногда отмечаются денудационные останцы и отпрепарированные дайки. Пески образуют своеобразный микрорельеф в виде небольших бугров высотой до 0,5 м, преимущественно в зоне развития кустарниковой растительности. Время формирования рельефа соответствует голоценовому возрасту эоловых песков.

Реликты *лессово-элювиальной равнины плейстоценового возраста* сохранились как на левобережье (в бассейнах рек Донгуз и Бердянка), так и на правобережье Урала, а также на правобережье Сакмары. Несомненно, что в недалеком геологическом прошлом лессово-элювиальная равнина занимала более обширные пространства, о чем свидетельствует повышенная мощность лессов на отдельных участках. Отличительные особенности реликтовых зон рассматриваемой равнины – «расплывчатые» очертания всех микро- и мезоформ рельефа, повышенная мощность плейстоцена и древовидный рисунок эмбриональной эрозионной сети.

Аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина эоплейстоценового возраста занимает значительную часть левобережья Урала, где образует субширотную полосу, ширина которой изменяется от 7–8 до 15–20 км. В долине р. Сакмара эта равнина не имеет сплошного распространения; ее формирование здесь связано с активно развивающимися мульдами оседания, куда часто проникали воды древнего ингрессионного бассейна и вслед за этим происходило накопление озерных и аллювиальных эоплейстоценовых образований. В долине р. Илек подобного типа равнина выделяется по обоим ее бортам. Абсолютные отметки поверхности там не превышают 180 м. Водораздельные пространства более широкие, по форме среди них

преобладают плоские и плоско-выпуклые. Склоны же преимущественно вогнутые, в средней и особенно нижней частях они значительно выположены. Расчлененность рассматриваемой поверхности относительно невелика. Из эрозионных форм преобладают неглубоко врезанные балки с широким днищем и пологими задернованными бортами. Широко распространены ложбины стока. Овраги развиваются в основном на широтном отрезке р. Донгуз, а также в верхней наиболее крутой приводораздельной части склонов на междуречьях Урал–Донгуз и Урал–Черная. Эоплейстоценовая озерно-аллювиальная равнина широко развита также в Верхнетобольско-Аятском районе. Слагающие ее образования представлены песчанистыми глинами и алевроитами. Возникла она, вероятно, в результате заполнения раннечетвертичными осадками крупных долинообразных понижений. Абсолютные отметки колеблются в пределах 310–350 м. Рельеф данной поверхности весьма однообразен, преобладают плоско-вогнутые формы. Основными формами рельефа являются озерные ванны и широкие долины с протоками.

Озерно-аллювиальная равнина среднелепистоценового возраста распространена в восточной части территории в виде двух обширных «пятен» на водоразделах рек Бол. Кумак и Орь, Орь и Кугутык. Они сформированы на поверхностях выравнивания мезозойского возраста и подстилается корами выветривания. Равнины занимают междуречные участки с гипсометрическими отметками 240–265 м, сложены озерно-аллювиальными отложениями – глинами, песками и галечниками. Время образования равнины определяется возрастом слагающих ее отложений.

Озерно-аллювиальная равнина плиоценового возраста развита на крайнем востоке территории. Морфологически этот тип рельефа представляет собой сильно выровненную поверхность с уклоном 1–3° в сторону долин, которые являются основной формой рельефа. Сложена равнина образованиями озерного, аллювиального и озерно-аллювиального генезиса, общая мощность которых до 40 м.

Помимо эрозионных, денудационных и аккумулятивных форм рельефа, на рассматриваемой территории развиты элементы рельефа другого происхождения. *Техногенные формы* широко распространены вокруг промышленных предприятий, в крупных населенных пунктах, где естественные поверхности сменились техногенными. Так, рельеф городов Оренбург, Орск, Ясный является полностью преобразованным деятельностью человека и по сути новообразованным. Формы его подразделяются на положительные (насыпные) и отрицательные. К первым относятся дамбы водохранилищ, отвалы карьеров и площадок под промышленные объекты, насыпи железных и шоссейных дорог. Отрицательные формы представлены многочисленными карьерами по добыче разнообразных полезных ископаемых, главным образом – строительных материалов, выемками дорог и пр. *Просадочные формы* – суффозионные и карстовые – развиты локально. Карстовые формы располагаются в долинах рек Урал и Илек, связаны с выходами на поверхность гипсов и ангидритов раннепермского возраста, а в восточной части площади – известняков нижнего карбона. Карстовые воронки и впадины представляют собой неглубокие замкнутые

понижения с пологими задернованными склонами или небольшие степные озера, заросшие влаголюбивой растительностью. Они различны по величине, обычно их диаметр от 5–30 до 450 м. Понижения чаще заполнены водой. Суффозионные формы (западины, блюдца и небольшие воронки) присутствуют в западной части территории и характерны только для левобережья р. Урал; там они явно тяготеют к зоне развития лессовидных грунтов. На востоке площади просадочные западины во множестве фиксируются в междуречье Орь–Камсак–Домбаровка, в верховьях р. Киембай и балки Курмансай; приурочены они к зонам развития карбонатизированных суглинков. *Гравитационные формы* – оползни – встречаются крайне редко. *Эоловые формы* рельефа представляют собой дефляционно-аккумулятивные образования, развивающиеся на нижнетриасовых сугубо песчаных отложениях в западной части листа М-40; это мелкобугристые и ячеистые элементы, площади их распространения весьма небольшие. В восточной части территории сходные формы представлены бугристыми песками, развитыми в пределах эоловой равнины. На водоразделах, приводораздельных склонах и долинах наблюдаются *денудационные останцы*, сложенные породами, наиболее устойчивыми к выветриванию. Характерной формой (чаще – для восточной части площади) являются *бугры пучения* овальной формы; высота их до 0,5 м, диаметр в пределах 2 м. Они приурочены к понижениям рельефа, в частности, их много в долинах правобережных притоков р. Орь. Площади их распространения достигают 1 км². Образование бугров пучения, по мнению ряда исследователей, связано со способностью глин неравномерно разбухать при увлажнении.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Начало формирования современного рельефа отождествляется с концом палеогена, когда рассматриваемая территория существовала уже как единая поверхность выравнивания, состоящая из ряда дифференцированных крупных морфоединиц различного генезиса. Так, ее восточная часть представляла собой типичный пенеплен, зарождение которого произошло в результате денудации герцинской горной страны в условиях тропического и субтропического влажного климата. Западная же часть площади к концу палеогена являла собой только что образованную эоценовую аккумулятивную равнину, которая начала подвергаться денудации. Современная низкогорная (центральная) область к тому времени представляла собой крупное линейное платформенное поднятие, состоящее из ряда локальных форм с уже намеченной субмеридиональной ориентировкой.

В конце позднего олигоцена–начале миоцена начались заметные неотектонические движения, запечатленные по всей площади фазой поднятия и началом общего размыва. Результат подвижек положительного знака был примерно одинаков во всех ее частях – в рельефе более ярко выразились крупные структурные формы доолигоценового заложения и обособились новые. Размыв отразился в фациальном составе раннемиоценовых отложений, представленных аллювиальными галечниками. В это же время оживились карстовые процессы по карбонатным породам восточной части

площади и по пермским карбонатно-сульфатно-галогенным отложениям – в западной. На востоке намечаются древние речные долины, направление которых близко к меридиональному.

В середине миоцена замедляется процесс поднятия (более заметно это для западной части). В это время там на значительных пространствах аккумуляруются осадки, на востоке – частично заполняются эрозионные формы. С концом миоцена–началом плиоцена связано формирование широтно ориентированных крупных форм, в связи с чем наряду с меридиональными возникают широтные долины, изменяются и пути выноса и аккумуляции осадков.

В конце плиоцена усиливается дифференциация неорогенических движений; наряду с воздыманиями территория претерпевает небольшие по амплитуде и кратковременные по времени опускания, в связи с чем в сформировавшихся обширных долинах и расширенных озёрных ваннах накапливаются довольно мощные отложения глин, значительная часть которых сохранилась к настоящему времени. В эоплейстоцене, после отступления морских вод на бывшем днище заливов образуется озерно-аллювиальная равнина. Начиная с раннего неоплейстоцена формируется речная сеть, во многом унаследовавшая погребенные к тому времени плиоценовые и эоплейстоценовые долины. Неоплейстоцен характеризовался в целом холодным климатом; это предопределило интенсивное криогенное выветривание горных пород и наряду с другими факторами привело к формированию в западной части территории плаща лессовидных суглинков. В восточной ее части поднятия в раннем неоплейстоцене привели к врезанию долин и образованию высоких речных террас: в главных водотоках до трех уровней, а у их притоков – до двух. Амплитуда этих движений была невелика, о чем говорит еще сравнительно невысокое гипсометрическое положение территории, неглубокий врез речных долин, хорошая сохранность неогеновых отложений и коры выветривания.

Размах положительных неотектонических движений усиливается со среднего неоплейстоцена: особенно значителен он в центральной части площади, ныне представленной в рельефе низкими горами и нагорной равниной. Суммарная амплитуда поднятий достигала здесь 350–400 м. Подвижки привели к глубокому врезанию речных долин и временных водотоков, усилению склоновых процессов плоскостного смыва. Эти же движения обособляют центральную часть территории в область новейшего горообразования; в горах появляется новый тип отложений – коллювий. Вплоть до современного этапа идет формирование надпойменных террас (третьей, второй, первой), а также пойм основных рек данной территории. Происходит и перестройка речной сети. Так, р. Кумак, протекавшая до этого по Акжарской депрессии, была перехвачена притоком р. Урал, благодаря чему вторую надпойменную террасу сейчас можно наблюдать на всем протяжении долины р. Кумак.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На изученной площади располагаются объекты всех групп и практически всех подгрупп полезных ископаемых. Всего на площади листов около тысячи месторождений и проявлений различных видов минерального сырья. Важнейшими из них являются крупные по запасам месторождения: нефти и газа – Оренбургское; меди и цинка – Гайское, Медногорское, Блявинское, Яман-Касы, Барсучий Лог, Джусинское, Весенне-Аралчинское, Летнее, Осеннее (колчеданные объекты с сопутствующими свинцом и золотом), никеля и кобальта – Буруктаьское (остаточного типа). Разведаны перспективное среднее месторождение золота Васин, крупные и средние месторождения каолина (Ковыльное и Южно-Ушкатинское), разрабатываются крупные месторождения неметаллов – Аккермановское флюсового известняка и Киембаевское асбестовое. В пределах листа М-40 локализовано крупное месторождение каменной соли – Илецкое, которое отрабатывается с конца XVIII в. Кроме того, известны малые месторождения молибдена, железа, каменного угля, строительных материалов, пресных и минеральных вод. Остальные виды полезных ископаемых представлены проявлениями и пунктами минерализации.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Западную часть листа М-40 в пределах Оренбургской области занимает Волго-Уральская НГП, включающая в себя Уфимско-Оренбургскую и Южно-Предуральскую НГО, которые в свою очередь делятся на несколько районов. Наиболее освоенным нефтегазогеологическим районом является Соль-Илецкий с крупным Оренбургским нефтегазоконденсатным месторождением; он включает также месторождения Димитровское, Чкаловское, Копанское, Северо-Копанское, Бердянское, Черниговское, Нагумановское. Восточно-Оренбургский НГР, который также является высокоосвоенным, представлен на исследуемой территории нефтяными и газонефтяными месторождениями – Капитоновское, Кариновское, Майорское, Донецко-Сыртовское, Шуваловское. Тепловско-Деркульский НГР (Прикаспийская НГП) является потенциальным. Продуктивная часть осадочного чехла в этих районах расчленяется на семь нефтегазоносных комплексов: I – нижнедевонско-франский, II – франско-турнейский, III – визейский, IV – визейско-башкирский, V – верейский, VI – каширско-верхнекаменноугольный,

VII – нижнепермский. В пределах западной части Оренбургского месторождения IV–VI комплексы и нижняя часть VII комплекса сливаются в единый визейско-нижнепермский комплекс.

Твердые горючие ископаемые представлены малыми месторождениями и проявлениями бурых углей (в западной части листа М-40) и энергетических каменных углей (на востоке площади).

УГЛЕВОДОРОДНОЕ СЫРЬЕ

Нефть. В пределах листа известно несколько собственно нефтяных месторождений. *Капитоновское* месторождение нефти (I-1-1) приурочено к одноимённому локальному поднятию. Месторождение открыто в 1994 г., эксплуатируется. Промышленная нефтеносность установлена на четырех уровнях (нижний–верхний девон) и локализуется в отложениях воронежского, евлановского, ливенского пашийского горизонтов и афонинской свиты. Вмещающие породы представлены известняками, реже песчаниками. Мощность продуктивных пластов 5,0 до 20,6 м, а для самой глубокой залежи до 42 м. Пористость вмещающих пород по керну до 8,0–8,4%. Площадь залежей от 14,1 до 18 км², высота от 55 до 150 м. На месторождении добыто: нефти – 31 тыс. т, растворённого газа – 3 млн м³. Балансовые запасы нефти составляют (тыс. т): по категории С₁ геологические – 3810, извлекаемые – 1380, по категории С₂ геологические – 21 970, извлекаемые – 8058; газа растворимого (млн м³): по категории С₁ – 133, С₂ – 1079. Извлекаемые и (в скобках) геологические запасы категорий С₁ + С₂ других месторождений следующие (млн м³): *Кариновское* (I-1-3) – 1016 + 840 (406 + 280), *Майорское* (I-2-1) – 10847 (4828), *Новопавловское* (II-2-3) – 200 (670).

Нефть и газ. В пределах территории отмечается один комплексный объект углеводородов. *Донецко-Сыртовское* месторождение (I-1-5) приурочено к одноимённому локальному поднятию, свод которого осложнён двумя куполами – Донецким на западе и Сыртовским на востоке. Месторождение открыто в 1974 г., эксплуатируется. Промышленная нефтегазосность установлена в перми, карбоне и девоне на глубинах 1851–3862 м; выявлено 10 залежей. Наиболее крупные нефтяные залежи связаны с отложениями верхнего франа (80% запасов) и приурочены к средней части колганской толщи. Одна залежь выявлена на Донецком куполе, другая – на Сыртовском. Пласт образован песчаниками мощностью 2,4–25,6 м. Нефтенасыщенная мощность пласта 1,4–13,0 м. Покрышка – плотные известняки, песчаники и аргиллиты. Обе залежи нефтяные, массивно-пластовые. На Донецком куполе залежь размером 16×9 км, высотой 29 м; ВНК принят на отметке –3268 м. На Сыртовском куполе залежь размером 5,0×2,5 км, высотой 7,6 м. На месторождении добыто: нефти – 194 тыс. т, растворённого газа – 28 млн м³. Балансовые запасы нефти составляют (тыс. т): по категории С₁ геологические – 33 199, извлекаемые – 10 592, по категории С₂ геологические – 8648, извлекаемые – 2587; газа растворимого (млн м³): по категории С₁ – 1255, по категории С₂ – 296; газа свободного (млн м³) по категории С₂ – 310.

Нефть и газоконденсат. К указанной группе относится одно крупное месторождение и ряд более мелких объектов. *Оренбургское* месторождение нефти и газоконденсата (I-1-18) приурочено к одноимённому валу и протягивается в широтном направлении на 100 км вдоль долины Урала. Месторождение крупное по запасам газа и нефти, открыто в 1966 г., разрабатывается с 1974 г. Вначале на месторождении выделялись две залежи – «филипповская» и, ниже, основная – «артинская». Тип основной залежи определялся как массивный с повсеместно развитой нефтяной оторочкой мощностью 60–80 м. В процессе разработки установлено, что основная газоконденсатная залежь представлена переслаивающимися плотными и пористыми разностями карбонатных пород. Она была разделена на три пластовых эксплуатационных объекта (I, II и III).

Верхняя филипповская залежь газоконденсатная с нефтяной оторочкой, пластовая, литологически экранированная. Продуктивный пласт сложен доломитизированными известняками («плочатые доломиты») мощностью 13–37 м. Нефтенасыщенная мощность пласта до 16 м, газонасыщенная – 6–26 м. Региональной покрывкой служит каменная соль и ангидриты иренского горизонта мощностью 750–1800 м.

Промышленная нефтегазоносность месторождения связана с нижележащими карбонатными породами артинского яруса. Здесь выделяются три разобщенные газоконденсатные залежи с нефтяной оторочкой, сплошной или мозаичной (I, II, III). Мощность продуктивных пластов от 30–50 до 150–200 м; они сложены известняками мощностью 30–75 м. Нефтенасыщенная мощность пластов до 18–20 м, газонасыщенная – до 60–100 м. Покрывкой продуктивных горизонтов служат плотные карбонатные породы мощностью 30–40–60 м. Всего в пределах Оренбургского месторождения отмечается 12 нефтяных залежей, суммарные запасы которых выводят этот объект в разряд крупнейших для данной территории. Нефть локализуется в отложениях артинского возраста. Большая часть запасов приурочена к карбонатным пластам. Залежи в подавляющем большинстве нефтяные с газовой шапкой, пластовые, некоторые из них сопровождаются несколькими газовыми шапками, площадь отдельных залежей от десятков до 434 км². Мощности продуктивных пластов до 15–20 м, реже до 60–90, иногда до 110 м. Нефте-, газонасыщенные пласты разделены перемычками плотных карбонатных пород. Мощность перемычек 50–70 м. Верхняя залежь перекрывается ангидритами. Эффективные мощности залежей от первых метров до 72 м.

Газ газонефтяных залежей метановый: его содержание более 80%, этана 1–5,7%, пропана 1–3%, азота 0,69–4,4%, гелия 0,04–0,065%, сероводорода более 3%. Нефть в поверхностных условиях имеет удельный вес 0,830–0,874 г/см³, в пластовых – 0,745–0,780 г/см³. Вязкость нефти до 0,90 МПа в пластовых условиях, газосодержание 185–195 м³/т. Нефть смолистая (2–11,5%), парафинистая (1,7–9,4%) и сернистая (0,96–1,7%). Содержание светлых фракций: 3,3–12% (100 °С), 30–38% (200 °С) и 54–64% (300 °С). Растворенный газ метановый (70–76%); он содержит (%): азот 1–6,36, сероводород 3–9, гелий 0,01–0,02.

На месторождении добыто: нефти – 2453 тыс. т, растворённого газа – 382 млн м³, свободного газа – 948 689 млн м³, конденсата – 42 268 тыс. т. Из газа ежегодно извлекается более 1 млн т серы на Оренбургском газоперерабатывающем заводе и более 500 тыс. т гелия на Оренбургском гелиевом заводе. Балансовые запасы нефти составляют (тыс. т): по категории С₁ геологические – 422 608, извлекаемые – 104 189, С₂ геологические – 85 416, извлекаемые – 11 214; растворённого газа (млн м³): по категории С₁ – 19 621, С₂ – 17 781; свободного газа (млн м³): по категории С₁ – 952 118, С₂ – 60 147; конденсата (тыс. т): по категории С₁ геологические – 96 519, извлекаемые – 61 025, С₂ – геологические – 4271, извлекаемые – 3316. По другим месторождениям извлекаемые запасы нефти составляют (кат. С₁ + С₂) от 174 до 82 178 тыс. т, геологические – от 1786 до 49 213 тыс. т.

Конденсат и газоконденсат. Указанные ископаемые представлены Восточно-Песчаным, Южно-Оренбургским, Теректинским, Староключевским и Акобинским месторождениями. Месторождение газоконденсата *Теректинское* (I-2-75) приурочено к одноименному локальному поднятию; находится в разведке. Промышленная газоносность установлена в нижнекаменноугольных породах. Месторождение представляет собой массивную газоконденсатную залежь площадью 14,7 км²; пласт сложен известняками. Покрышкой служат аргиллиты и глинистые доломиты верейского горизонта и плотные известняки башкирского яруса, мощностью 52–65 м. Государственным балансом учтены запасы свободного газа (млн м³): по категории С₁ – 680, С₂ – 2460; конденсата (тыс. т): по категории С₁ геологические – 160, извлекаемые – 120, по категории С₂ геологические – 600, извлекаемые – 450. На других месторождениях извлекаемые и геологические (в скобках) запасы конденсата категории С₁ составляют (млн м³): *Южно-Оренбургское* (I-2-74) – 172 (686), *Старо-Ключевское* (I-2-85) – 170 (214), *Акобинское* (II-2-15) – 76 (101).

Газ. Проявление газа *Красноярское* (I-1-63) приурочено к небольшому по размерам одноименному поднятию северо-восточного простирания, выделенному по кровле верхнего карбона. Газоносность установлена в одном пласте, залежь газовая, литологически экранированная. Пласт представлен органогенно-обломочными известняками, покрышкой служат плотные известняки ассельского яруса. «Красноярская площадь» выведена из поискового бурения в связи с малыми запасами, низкими коллекторскими свойствами пластов и их небольшой мощностью. Проявление газа *Комаровское* (I-2-59) выявлено в Черниговско-Комаровской зоне поднятий широтного простирания. На проявлении газоносность установлена в нижнепермских отложениях (артинский ярус). Залежь газоконденсатная, пластового типа, сводовая. Запасы газа оцениваются в 498 млн м³, конденсата – в 26 тыс. т. Эта площадь также выведена из поискового бурения по аналогичным причинам. Проявление газа *Песчаное* (II-1-1) расположено у западной рамки листа; запасы газа оцениваются в 498 млн м³, конденсата – в 26 тыс. т.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный уголь. В пределах площади известно одно месторождение антрацитов и два проявления. Месторождение *Домбаровское (II-6-93)* расположено в восточной части площади, в окрестностях одноименного поселка; состоит из нескольких угольных полей, основное из которых (поле шахты № 4) расположено в 2,5 км юго-восточнее упомянутого населенного пункта. Разрабатывалось в 1939–1960 гг. Структура месторождения представляет собой синклиналичную складку, главное шахтное поле располагается на западном её крыле. Меридиональное нарушение делит площадь шахтного поля на две части: западную, осложненную мелкой брахиантиклинальной складкой и восточную – крутопадающую моноклинал. Падение пород западного крыла сравнительно пологое (25–40°), восточного – крутое.

Промышленная угленосность связана с нижними горизонтами продуктивной толщи турнейского яруса (домбаровская свита) общей мощностью 170 м. Установлено 8–12 рабочих пластов угля мощностью от 0,45 до 10 м. По мощности пласты не выдержаны, падение их крутое восточное. Породы кровли, подошвы, межпластовые и внутрипластовые прослои представлены углисто-глинистыми сланцами, реже аргиллитами и алевролитами. Угольные пласты выклиниваются на глубине 205–285 м. По химическому составу угли месторождения относятся к антрацитам (преобладают) и высокоуглефицированным тощим каменным углям. Содержание (%) углерода – 90, водорода – 17, азота – 1,4, кислорода – 1,4, серы – 0,9. По условиям накопления угленосных отложений месторождение относится к лимническому типу. Запасы были подсчитаны до глубины 300 м и утверждены ГКЗ в 1940 г. На тот период они составляли по категориям А + В + С₁ – 662 тыс. т, С₂ – 695 тыс. т. До 1960 г. основная часть запасов была выработана; на 1.01.1960 г. они составляли по категории В – 41,6 тыс. т (до глубины 95 м, в охранных целиках под зданиями и сооружениями), на горизонте 95–130 м – 30,2 тыс. т; по категории С₁ – 49,9 тыс. т и С₂ – 181,7 тыс. т. В 1962 г. запасы угля были сняты с Государственного баланса ввиду их ограниченности, низкой угленасыщенности пластов, высокой себестоимости добычи, нерентабельности работы шахты.

В пределах *Западно-Акжарского* проявления (II-6-22) вскрыто два пласта каменного угля мощностью 1 и 4 м на глубинах 10 и 35 м. Угли сильно брекчированы, обладают плейчатой текстурой, легко растираются в сажистую муку. *Нижне-Джусинское* проявление угля (I-6-92) представляет собой пласт в каменноугольных отложениях мощностью 0,25–0,4 м, переходящий в углистые сланцы; глубина залегания углей 12,35 м. Размер участка, сложенного каменноугольными отложениями, 70 × 80 м. Уголь данного проявления определяется зольностью 26,74%, теплотой сгорания 4869 ккал/кг. Он относится к средnezольным, малосернистым, по степени метаморфизма – к каменным углям марки ПС или Т.

Бурый уголь. Известны одно месторождение и более 30 проявлений бурого угля. Подавляющее их большинство расположено в пределах Южно-Предуральской минерагенической зоны и приурочено к триасовым, юрским

и миоценовым отложениям. Месторождение *Хобдинское* (II-2-22) расположено в 37 км к юго-востоку от г. Соль-Илецк, на правом берегу р. Мал. Хобда. Известно с 1937 г., в 1938–1939 гг. разрабатывалось Оренбургским управлением местной промышленности. Всего было заложено три штольни с суточной производительностью до 60 т; в 1939 г. пройдена шахта глубиной 25 м. Изучено месторождение недостаточно. Продуктивная толща представлена среднеюрскими (батскими) отложениями (илецкая свита), приуроченными к северо-восточному крылу Малохобдинской антиклинали, где разрабатывался один пласт максимальной мощностью 1,2 м (в среднем 0,65–0,88 м). Угли бурые, лигнитового типа, с тонкими землисто-глинистыми прослойками и включениями конкреций пирита. Качество углей низкое: теплотворная способность до 3000 ккал/кг, содержание (%): влаги – 35–43, золы – 18–37, летучих 14–26, серы – от 3 до 20. Прирост запасов месторождения возможен за счет доразведки северо-восточного и северо-западного секторов; на первом вскрыты два угольных пласта батского возраста. Запасы высоких категорий Хобдинского месторождения бурых углей не подсчитывались; в настоящее время оно законсервировано.

Проявление *Букобайское* (I-2-72) приурочено к центральной части одноименной карстовой мульды [60]. В разрезах пяти скважин на глубине от 3,2 до 7,5 м вскрывается пласт бурого угля мощностью 0,3–2,9 м, расположенный среди миоценовых континентальных образований, которые залегают с размывом на отложениях нижнего мела. Вскрыша представлена миоценовыми каолинистыми глинами и песчанистыми глинами квартера. Проявление может представлять интерес для местных нужд. Остальные проявления сходны по строению с вышеописанным.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. В пределах территории известно 10 месторождений и 17 проявлений железа, принадлежащих к различным рудным формациям: железорудной скарновой, кремнисто-магнетит-гематитовой, бурожелезняковой (осадочного и остаточно-осадочного подтипов).

Оолитовая шамозит-гидрогетитовая формация выражена серией мало-значимых проявлений в восточной части Русской плиты. Промышленно ценными являются экзогенные объекты железных руд, представленные остаточно-осадочным (орско-халиловским) подтипом. К нему относится группа месторождений и проявлений, часть из которых обрабатывалась. В их число входят Аккермановское (II-5-15), Ново-Петропавловское (I-5-10), Ново-Георгиевское (I-5-23), Ново-Киевское (I-5-27), Промежуточное (I-5-29), Мало-Халиловское (I-5-34), Туя-Ташское (I-5-22) месторождения и ряд более мелких объектов.

Месторождение *Аккермановское* приурочено к заливообразной формы мезозойской погребенной депрессии (к её западному борту). Представлено двумя пластообразными рудными залежами с довольно выдержанной

мощностью. В западной части месторождения рудный горизонт залегает на закарстованной поверхности известняков нижнего и среднего карбона, представлен гидрогетитовыми рудами средней мощностью 12 м. Основным рудообразующим минералом руд являются гидрогетит, преобладает его порошковая разность. Содержание (%) железа – 29–32, никеля – 0,24–0,32, хрома – 1,46–1,86, кобальта – 0,05, фосфора – 0,97–1,48, серы – 0,04–0,12, окиси марганца – 0,18–0,22. Минералогический состав: гидрогетит, нонтронит, хромшпинелиды, псиломелан – вад, железистые хлориты. Месторождение было открыто в 1931 г., детально разведано, запасы подсчитаны и утверждены. В 80-х годах на месторождении начата отработка в связи с добычей флюсовых известняков. Фланги месторождения детально разведаны; прироста запасов промышленных категорий не ожидается. На других месторождениях выделяется от 1 до 11 рудных залежей протяженностью до 3,5 км при ширине от первых сотен метров до 1,5 км; мощность их непостоянная – от десятков сантиметров до десятков метров. Средние содержания (%) железа – 36–40, хрома – 0,8–1,3, никеля – 0,35–0,55.

Проявления оолитовой шамозит-гидрогетитовой оолитовой формации (II-2-13, 21, 19, 23; II-3-25) приурочены к песчано-глинистым осадками валанжинского яруса нижнего мела. Мощность рудовмещающих отложений обычно 4–5 м, иногда до 24 м. Руды связаны с песчаными, реже с глинистыми (алевритистыми) слоями и представляют собой интенсивно ожелезненные породы, содержащие мелкие (до 5 мм) оолиты лимонита и гидрогетита. Нижнемеловые отложения выходят на поверхность по бортам наложенных мульд. В нижней части рудный горизонт имеет зачатую зеленый цвет из-за присутствия железистого хлорита и глауконита. По данным химического анализа состав руд в минерализованных зонах (%): SiO_2 – 18,7–28,3; TiO_2 – 0,5–0,6; Al_2O_3 – 6,0–8,6; Fe_2O_3 – 31,5–51,5; FeO – до 0,4. К этой же формации относится месторождение *Новоорское (Яшкина мельница)* (II-6-6) на востоке площади. Оруденение локализовано в юрских глинисто-охристых отложениях, выполняющих карстовые воронки в известняках брединской свиты, мощность известняков в пределах месторождения более 300 м. Рудовмещающие отложения представлены пестроцветными глинами, часто обохренными, с прослоями песков, реже с тонкими (до 10 см) прослоями бурых углей; мощность их достигает 25 м. Рудное тело имеет пластообразную форму, горизонтальное залегание, размер 300×200 м, мощность от 0,5 до 9 м, глубину залегания 4–24 м. Руда представлена бурым железняком плотным, местами кавернозным и омарганцованным; в верхней части рудного тела залегают глинисто-охристые руды. Содержание (%) железа – до 43,0, марганца – до 5,11, никеля – до 0,19, кобальта – до 0,02, SiO_2 – до 46,0, Al_2O_3 – до 13,17. Запасы бурого железняка категории C_1 составляют 49 тыс. т; они были поставлены на балансовый учет в 1950 г., однако почти сразу переведены в забалансовые из-за сложности гидрогеологических условий отработки и неизученности технологии, а в 1951 г. сняты с баланса.

Проявление *Тюлькубайское* (II-6-39) относится к кремнисто-магнетит-гематитовой формации (метаморфический тип). Участок проявления сложен метаморфизованными первично вулканогенно-осадочными породами

тюлькубайской толщи: тонкое переслаивание биотит-кварц-альбитовых, кварц-амфибол-альбитовых сланцев, углеродистых микрокварцитов, метапесчаников и метатуфопесчаников. Залежь бедных кварц-магнетитовых и кварц-магнетит-гематитовых руд (метаморфизованных металлоносных осадков) состоит из двух тел линзовидной формы; простирание их северо-восточное, падение крутое (60–70°) северо-западное, длина 600 м, ширина 250 м, средняя мощность 9,5 м, глубина залегания кровли 4–60 м. Содержание закиси железа 9,8%, окиси железа – 8,6%, содержание железа в рудах от 8,07 до 28,98% (среднее 15,6%).

Проявление *Шиликтинское* (I-6-63) относится к железорудной скарновой формации. В восточном экзоконтакте одноименного массива, сложенного гранитоидами и габброидами куйбасовского комплекса, в вулканогенных образованиях среднего–верхнего девона развита зона скарнирования. Скарны эпидот-гранат-пироксен-магнетитовые; магнетит в них развивается в виде пятен. Кроме железа в них установлены следующие элементы-примеси: **Cu, Pb, Ni, Co, Mo, As**. По данным аэромагнитной съемки здесь выделены аномалии, которые связываются с глубоко залегающими рудными объектами.

Железо, титан. Объекты титан-железорудной мафитовой формации в пределах листа не образуют промышленных скоплений и представлены четырьмя проявлениями.

Проявления *Базарбайское* и *Базарбайское 1* (I-6-22, 35) связаны с массивами габбро и габбродиоритов нижнекаменноугольного куйбасовского комплекса. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, реже халькопиритом и образуют рассеянную вкрапленность, либо небольшие линзы и шлиры, согласные с первично-магматической пологостью. Размеры рудных тел 140–150 × 10–20 м. Химический состав руд (%): железо – до 32, титан – 6–32,5, фосфор – до 1,7, сера – до 0,47. Рудоносные габброиды отчетливо выделяются в геофизических полях положительными локальными магнитными аномалиями. По данным магнитометрической съемки масштаба 1 : 5 000 выделены три группы аномалий: северная, центральная и юго-западная. Наиболее перспективной из них считается северная; центральная и юго-западная группа аномалий менее изучены.

Аналогично по строению и проявление *Бездорожное* (I-6-1). Здесь поисковыми скважинами вскрыты маломощные (до 1,2 м) линзы массивных титаномagnetитовых руд с содержанием железа до 32,5% и двуокиси титана до 6,7%, залегающие в габбро с рассеянной вкрапленностью титаномagnetита. Содержание железа в рудах 22,9%, двуокиси титана до 5,1%. Геологическая обстановка на этом и вышеописанных проявлениях сходная. По данным аэромагнитной съемки на участке обнаружена отчетливая глубинная магнитная аномалия большой интенсивности. Проявление *Кенгуссайское* (II-8-20) представляет собой вкрапленные магнетитовые и титаномagnetитовые руды, реже шлиры и прожилки, локализованные в ортосланцах кенгуссайской толщи. Зона оруденения по точечным геохимическим аномалиям прослеживается на 4 км.

Марганец. В пределах листов известно одно месторождение и 11 проявлений марганца, относящихся к марганцевой карбонатной формации и формации марганценосных кор выветривания, зачастую проявленных одновременно в пределах одного объекта. Часть проявлений в пределах Кракинской и Западно-Магнитогорской минерагенических зон из-за малых размеров на карту не вынесена. Два проявления (Кукбуктинское и Северо-Исимбаевское) относятся к марганцевой кремнистой формации (вулканогенно-осадочный тип).

Месторождение *Аккермановское* (II-5-15), объединяющее в себе образования марганцевой карбонатной формации и формации марганценосных кор выветривания, расположено на западном крыле небольшой синклинали. Рудовмещающая белоглинская толща (на карте объединена с новотроицкой толщей) относится к серпуховскому ярусу и состоит из двух пачек: нижней (кремнисто-карбонатной) и верхней – существенно карбонатной; общая мощность толщи здесь 140–160 м. Нижний рудоносный горизонт (мощностью до 60 м) состоит из чередующихся прослоев доломитизированных, кремнистых и марганцовистых известняков, черных и серых силицитов. Марганцовистые известняки содержат 1–5% MnO. Тела кремнисто-псиломелан-пирролюзитовых руд сформировались в результате окисления в зоне гипергенеза бедных карбонатных марганцевых руд и марганцовистых известняков. Форма рудных залежей разнообразна: от простой пласто- и линзообразной до сложной столбо- и карманообразной с раздувами и пережимами. Мощность их колеблется от 1 до 20 м, в среднем составляя около 10 м. Минерализованная зона по простиранию прослежена на 2100 м, по падению – на 200 м. В 1940-е годы верхняя часть месторождения до горизонта +270 м (примерно 40 м от поверхности) разведана горными выработками. Подсчитаны запасы марганцевых руд категорий В + С₁ – 1947,6 тыс. т, из которых 67,9 тыс. т было выбрано в 1942–1943 гг. Глубже 40 м по одиночным скважинам подсчитаны запасы категории С₂ в количестве 2265,3 тыс. т. В 1969 г. эти запасы ГКЗ СССР были сняты с баланса как незначительные и с низким качеством сырья. В 1985–1993 гг. на Аккермановском месторождении при проведении поисковых и поисково-оценочных работ дополнительно пробурено 60 скважин глубиной 100–300 м и произведен пересчет запасов марганцевых руд до горизонта –210 м (поверхности подземных вод); с учетом отрабатываемой части месторождения запасы категорий В+С₁+С₂ составили 1157,34 тыс. т руды. При их подсчете бортовое содержание марганца принято на уровне 6%; максимально допустимые содержания вредных примесей в руде: пятиокси фосфора – 0,5%, серы – 0,1%. Минимальная мощность рудного тела, включенная в подсчет – 1 м, прослой пустых пород или некондиционных руд в залежах не должны были превышать 1 м.

Объекты марганцевой карбонатной формации (в «чистом» виде) количественно преобладают на территории. Главными ее представителями являются Новоорское проявление и Чеботаревская группа проявлений. Проявление *Новоорское* (I-6-152) расположено в 2,5 км к северу от пос. Новоорск. Железо-марганцевое оруденение приурочено к контакту пачки опоковидных песчано-глинистых пород с отложениями известняково-

глинистой пачки (обе – верхняя часть визе) и представлено серией пропластков (слоек) марганцевой руды мощностью от нескольких сантиметров до 25 см. Расстояние между рудными слоями от нескольких см до 1,5 м и более. Вмещающие породы – алевролиты, глины, глинистые сланцы и аргиллиты. Суммарная мощность рудных слоев составляет около 1,5 м. Они (и вся вмещающая их пачка) залегают согласно, имея общее северо-северо-западное простирание и пологое падение на юго-запад под углом 25–30°. В пределах проявления локально развиты коры выветривания. В минералогическом отношении руды представлены псиломеланом и пирролюзитом.

Чеботаревская группа проявлений (I-4-1, 2, 5, 6, 7, 13, 14) располагается в 5–10 км восточнее д. Чеботаревка. Здесь были встречены три почти меридиональные полосы кремнистых сланцев, перемежающихся с глинистыми песчаниками и песчанистыми известняками и содержащих прослойки железо-марганцевых руд мощностью от 0,15 до 0,5 м. Все три полосы стратиграфически являются одним и тем же пластом; трехкратное повторение его объясняется складчатостью. Выше рудной пачки – известняки серые кремнистые с линзами черных кремней; еще выше – разноокрашенные известняки с прослоями опоквидных кремнистых пород. Минеральный состав руд однообразен: псиломелан, вернандит, реже манганит. Наличие колломорфных выделений может свидетельствовать о частичном перераспределении рудного вещества в коре выветривания. Среднее содержание марганца в бороздовых пробах 5,0%, в штуфных – 5,7%; среднее содержание железа 23,5%.

Марганцевая кремнистая рудная формация (вулканогенно-осадочный тип) представлена всего двумя проявлениями. Проявление *Северо-Исимбайское* (II-6-26) выявлено в 1980 г. при проведении глубинного геологического картирования масштаба 1 : 50 000. Изучено двумя скважинами колонкового бурения, двумя скважинами роторного бурения и восьмью шурфами. Участок сложен кремнистыми туффитами, силицитами, разнообломочными туфами с редкими покровами плагиофировых и пироксен-плагиофировых базальтов кукбуктинской толщи. Кремнисто-марганцевые породы залегают среди горизонта кремнистых туффитов. Рудное тело имеет форму линзы, вытянутой по простиранию на 105 м, мощностью от 0,8 до 1,5 м, ориентировано на северо-восток с падением под углом 50–65° в юго-восточных румбах; протяженность по падению до 90 м. Рудным минералом является браунит, псиломелан образует единичные скопления среди браунита. Текстура руд – слоистая, плейчатая. Содержание марганца от 14,2 до 29,51%.

Проявление *Кукбуктинское* (II-6-52) сложено силицитами, кремнистыми туффитами, туфогенными песчаниками и алевролитами с единичными маломощными прослоями туфов и лав базальтов одноименной толщи. Здесь вскрыт прослой марганцевых руд мощностью 1 м во вмещающих фтанитах и кремнистых туффитах. Падение руд и вмещающих пород северо-западное под углом 55–70°. Рудная зона по простиранию и падению не прослежена, предположительно протяженность ее не превышает первых десятков метров. Содержание марганца в рудах – до 53,2%. Высокая концентрация

металла объясняется тем, что руды состоят из плотного или ноздреватого пирролизита с примесью сажистых его разновидностей и представляют собой зону окисления («марганцевую шляпу») первичных руд.

Хром. Основная масса хромитовых объектов генетически связана с участками развития дунитов в массивах среднеордовикских и раннедевонских ультрамафитовых комплексов. Промышленно значимые месторождения отсутствуют, многочисленные малые месторождения и отдельные проявления отработаны карьерами в богатой своей части, остаточные запасы сняты с баланса.

Месторождение *Хабарнинское* (II-5-21) расположено в восточной части одноименного массива; оруденение приурочено к дунитам восточнохабарнинского комплекса. Выделяются три поля этих пород: «Северо-западное», «Главное» и «Восточное»; хромиты выявлены в каждом из них (всего более 20 рудных объектов). Рудные тела фиксируются в виде линз, линзовидных тел и гнезд, имеющих резкие контакты с вмещающими породами; падение залежей пологое на юго-запад. Мощность тел от 0,5 до 14 м, длина от 1 до 120 м. Руды вкрапленные, минералогический состав однообразный: серпентинизированный оливин и хромшпинелиды (со средним содержанием трехоксида хрома около 50–55%). Химический состав руд (%): Cr_2O_3 – 47,1–57,9; Al_2O_3 – 8,5–13,2; MgO – 11,3–18,8%; Fe_2O_3 – 4,2–10,1%; FeO – 11,2–18,5%. На «Северо-западном поле» дунитов выделялся участок (в ранге малого месторождения), объединяющий семь рудопроявлений, на «Главном» и «Восточном» – 16 проявлений и пунктов минерализации. В настоящее время учитывается 87 тыс. т забалансовых руд со средним содержанием Cr_2O_3 – 32,11%. Сходны с вышеописанной и *Халиловская группа* проявлений (I-5-28), *Катралинское* (I-4-11) и другие рудопроявления хромитов в пределах Западно-Магнитогорской минерагенической зоны. С учетом данных поисковых работ выявление новых промышленных месторождений хромитов в этой части территории весьма проблематично.

Аккаргинская группа месторождений хромитов расположена в пределах Троицко-Марииновской МЗ и приурочена к центральной части одноименного массива, где были разведаны и частично эксплуатировались отдельные рудные залежи. Всего отмечено более 30 тел (выходов), объединенных в «Главную рудную зону» [38]; протяженность её 1,7 км. Позднее, на простирании зоны к северу был открыт выход «Северный». Ниже приводится описание наиболее значимых изолированных «выходов» (малых месторождений).

Выход «Северный» (I-8-4) находится в 4 км к югу от пос. Тобольский. Месторождение состоит из трех жилообразных рудных тел, согласно залегающих в аподунитовых серпентинитах. Руды массивные и густовкрапленные. По простиранию рудные тела прослежены на 80 м, на глубину – до 40 м. На месторождении в течение 1935–1937 гг. добыто 3,8 тыс. т руды. Запасы месторождения по состоянию на 1.01.1937 г. составляли 2,0 тыс. т руды.

Выход 4-4а (I-8-7) локализован в 800 м к юго-западу от вышеупомянутого объекта. Рудные тела приурочены к аподунитовым серпентинитам, обнажающимся в виде небольших полос северо-восточного простирания;

падение этих тел западное. Месторождение обрабатывалось с поверхности; за 1935–1937 гг. добыто 3,8 тыс. т. По данным на 1.01.1937 г. запасы месторождения составляли 29,4 тыс. т.

Выход Аккаргинский (I-8-6) расположен в центральной части «Главной рудной зоны». Рудные тела залегают в аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитах, протяженность их до 120 м при ширине до 40 м; по падению прослежены на 25–45 м. Месторождение представлено как сплошными, так и вкрапленными рудами, обрабатывалось с поверхности. За 1935–1937 гг. было добыто 38,6 тыс. т, остаток – 21,7 тыс. т.

Выход 32 (I-8-5) находится в южной части «Главной рудной зоны» в аподунитовых серпентинитах, минерализованная зона имеет субмеридиональное простирание и углы падения 60–80° на запад. Состоит зона из трех рудных тел. Первое из них (наиболее выдержанное по простиранию и падению) состоит преимущественно из массивных руд. Второе и третье представлены вкрапленными рудами и не представляют промышленной ценности. Рудное тело № 1 обрабатывалось карьером до глубины 15 м. По предшествующим данным, за 1935–1937 гг. на месторождении добыто 9,2 тыс. т руды; на 1.01.1937 г. ее остаток составлял 11,3 тыс. т. Объект недостаточно разведан на глубину и по простиранию. Все рудные залежи (жилы, линзы) Аккаргинской группы месторождений вскрыты и частично отработаны до глубины 6–40 м. Руды сложены хромпикотитом, хромдиопсидом с примесью ильменита, актинолита, брусита, уваровита, арагонита, магнетита. И сплошные, и вкрапленные (ленточно-вкрапленные, «рябчиковые», «леопардовые») их разновидности обычно имеют резкие контакты. Обрабатывались тела с содержанием более 40% Cr_2O_3 (бортовое содержание) и мощностью более 0,5 м. Средний состав руд (%): SiO_2 – 5,06; TiO_2 – 0,19; Al_2O_3 – 8,9–10,5; FeO – 12,3; CaO – 0,4–0,9; MgO – 17,9–21,1; Cr_2O_3 – 43,6–52,8; Ni – 0,3. Утвержденные запасы по Аккаргинской группе (участки Северный и 4–4а) составляли 52,9 тыс. т. Объекты, частично отработанные в 1935–1937 гг., до 1961 г. находились в консервации, затем их запасы были сняты с Госбаланса. Расположенное западнее проявление *Кайрактинское (II-7-9)* по геологической ситуации аналогично вышеописанным.

Титан. Рудные объекты титана в пределах площади представлены только проявлениями и относятся к трем формациям: титан-железорудной мафитовой, титан-циркониевых россыпей и титаноносных кор выветривания. Проявления первой формации, где этот металл выступает сопутствующим компонентом, охарактеризованы выше, в разделе «Железо, титан». Здесь же приводится краткая характеристика объектов, относящихся к двум другим формациям.

Карагачинская россыпь (I-2-82) приурочена к западному борту одноимённой структуры оседания, образовавшейся в своде кунгурского солянокупольного поднятия. Продуктивный пласт сложен прибрежно-морскими кварцевыми песками эоценового возраста (казацкая свита). Пески тонкозернистые хорошосортированные мощностью до 22 м, залегают на глубине до 4,5 м. Залежь пластообразной формы северо-западного простирания, размер

ее $1,2 \times 0,4$ км, мощность 9,2 м. Среднее содержание ($\text{кг}/\text{м}^3$) ильменита – 36,5, лейкоксена – 8,1, рутила – 3,9, циркона – 8,5 (условного ильменита – 102,2). Запасы по россыпи не подсчитывались. Учитывая присутствие на площади чаграйских (миоценовых) песков, ресурсы титана (и циркона) могут быть значительно увеличены в процессе поисковых работ.

Проявление *Сиенитовое* (I-6-12) остаточного генезиса локализовано в коре выветривания по габбро и монцонитам небольшого массива, прорывающего терригенные отложения нижнего карбона. Мощность кор от 2 до 51 м. По данным минералогического анализа, основной рудный минерал – ильменит, реже встречается лейкоксен. Суммарное содержание ильменита и лейкоксена достигает $242 \text{ кг}/\text{м}^3$, средневзвешенное – $69,26 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Ванадий. Два проявления этого металла – *Нурбайское* и *Нурбайское 1* (I-6-44, 46) расположены в Уйско-Гумбейской минерагенической зоне, на участке с широким развитием линейных кор выветривания, в которых отмечены повышенные содержания ванадия. Здесь наблюдается система сближенных узких линейных карстовых впадин, образующих цепочки меридионального простирания. Карстовые депрессии образованы на карбонатных породах (известняки, углистые известняки), преимущественно в зонах субмеридиональных разломов и контактов этой толщи с подстилающими кремнисто-терригенными отложениями (песчаники, алевролиты, конгломераты, сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, углисто-глинистые) позднеюрнейского–ранневизейского возраста. Мощность рыхлых эпигенетических образований в депрессиях достигает 300 м, составляя в среднем около 100 м. Основная часть из них представлена глинистыми, глинисто-щебнистыми, щебнисто-дресвяными и маршаллитоподобными образованиями кор выветривания по известковым породам. В верхней части коры отмечаются следы перемещения (видимо, в результате обрушений, развития оползней) и частичного перемыва. Еще выше залегают миоценовые терригенные осадки и плиоценовые пестроцветные глины, а также повсеместно – коричневые песчанистые и песчаные глины четвертичного возраста (3–12 м). Повышенное содержание ванадия ($\geq 0,1\%$) сконцентрированы в наиболее углубленных, частично обособленных участках депрессий, в основном в верхней части профиля коры выветривания и связаны, скорее всего, с гипергенными ванадиевыми минералами.

Залежи с содержаниями ванадия 0,2% и выше выделяются по данным опробования. Форма этих залежей линзообразная с раздувами и расщеплением на несколько сближенных тел; локализованы они в пределах карстовых воронок. Залегание рудных залежей близко к горизонтальному, встречаются они в основном на глубинах от 10 до 90 м, чаще 40–80 м. Мощность их колеблется от 1 м на флангах до 16 м и более в осевых зонах депрессий. Приуроченность ванадиеносных залежей к коре выветривания в пределах карстовых депрессий позволяет предполагать инфильтрационный тип оруденения. Источниками ванадия, по-видимому, служили углеродсодержащие осадочные отложения раннекаменноугольного возраста, обогащенные органическим веществом. Перспективы такого рода проявлений неясны из-за отсутствия промышленных аналогов в регионе.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Месторождения меди широко распространены в пределах листов. Основным генетическим типом является гидротермальный вулканогенный с медноколчеданной и медно-цинковоколчеданной рудной минерализацией; менее развиты формация медистых песчаников и сланцев, медно-никелевая сульфидная, медно-порфировая, молибден-медно-порфировая формации. Последняя охарактеризована ниже, в разделе «Медь, молибден». Медно-никелевая сульфидная рудная формация описана в разделе «Никель», так как на всех объектах этой формации данный элемент является главным.

Медно-порфировая формация не имеет широкого распространения и представлена двумя проявлениями. Проявление *Северо-Караусское* (П-6-8) локализуется в габбродиоритах и диоритах у юго-восточного контакта Иссиргужинского массива. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Размер гнезд и прожилков 1,5–2 см. Главные рудные минералы – халькопирит, пирротин, пирит, магнетит. Содержание меди – 0,1–0,13%. Из сопутствующих минералов отмечаются цинк (0,05%), кобальт (0,06%), молибден (0,001%).

Проявление *Южно-Кокпектинское* (П-7-63) локализовано в изометричном теле плагиогранитов джабыгасайского комплекса, где среди штокверкового окварцевания оконтурены зоны шириной 5–30 м с содержанием меди до 0,8% (в среднем 0,4%). Рудная минерализация пирит-халькопиритовая.

Формация медистых песчаников и сланцев представлена двумя фациальными типами: красноцветными континентальными медьсодержащими терригенными отложениями татарского отдела перми («каргалинский тип») и сероцветными карбонатно-терригенными прибрежно-морскими отложениями нижней части казанского яруса средней перми и нижнего триаса («манефельдский тип»). В пределах площади отмечаются проявления обоих типов. Меденосные отложения были открыты в 1960-х годах; поисковыми работами выявлены промышленные содержания меди на «Салмышской площади». Дальнейшие исследования показали, что перспективные морские отложения залегают, как правило, в межсолянокупольных пространствах на больших глубинах и замещаются континентальными осадками.

В пределах листа выделяется более 30 объектов меди относящихся к данной формации, всего 31 проявление и восемь пунктов минерализации. Проявление *Гребени-2* (I-2-4) приурочено к основанию калиновской свиты. Продуктивный пласт мощностью 0,04–2,10 м вскрыт поисковыми скважинами на глубинах 209–571 м; он сложен переслаивающимися сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Залежь пластовой формы характеризуется неравномерным содержанием меди (от 1–2 до 14,8%). В поисковой скважине, пробуренной на юго-восточной окраине с. Красный Коммунар [68], мощность рудного горизонта равна 1,32 м при среднем содержании меди 1,32%. Медные руды вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные, сульфидные (реже смешанные), с повышенными содержаниями серебра, галлия, иттрия, иттербия, рения. Основной рудный минерал – халькозин, встречаются также борнит, ковеллин и халькопирит,

значительно реже – малахит, азурит, куприт. По изолинии 0,5% выделена залежь изометричной формы площадью 400 км², средней мощностью 0,23 м и средним содержанием меди 1%.

Проявление *Чебеньковское* (I-2-27) связано с зоной контакта отложений перми и триаса (кульчумовской свиты с блюментальской серией). На площади размером 3,2×2,6 км древними горными выработками вскрыто 20 линзовидных тел медистых песчаников, приуроченных к семи уровням. Содержание меди по единичным штучным пробам 0,02–1%. Проявление *Островное центральное* (I-2-47) приурочено к верхней части кульчумовской свиты. Древними горными выработками вскрыты линзовидные рудные тела в песчаниках и гравелитах. Содержание меди в них 2–20%, отмечаются повышенные концентрации серебра и германия. Сходными по геологическому строению являются также проявления *Вязовское* (I-2-44), *Вязовское северо-западное* (I-2-30), *Вязовское юго-восточное* (I-2-46), *Боевое* (I-2-29), *Ключевское* (I-2-86) и ряд других.

Среди объектов колчеданного семейства на территории Оренбургской области известно 12 месторождений (медноколчеданной и медно-цинково-колчеданной рудных формаций), а также большое количество проявлений. Имеются проявления (Ишкининское и др.) кобальтсодержащей медно-серноколчеданной формации [9]. Представителями медноколчеданной формации являются месторождения Летнее и Осеннее («домбаровский тип»), Светлинское, а также 41 проявление.

Месторождение *Летнее* (II-6-64) залегает среди базальтоидов Чиликтинской вулканической депрессии (кальдеры проседания). В плане кальдера имеет слабоудлиненную форму 2×4 км, вытянута в северо-западном направлении. Борта её крутые (30–60°), часто ограниченные синвулканическими сбросами. Днище очень неровное, осложнено флексурными уступами и разрывными нарушениями. В строении месторождения участвуют: вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования кукбуктинской толщи, вулканы киембаевской свиты, пара- и ортосланцы тюлькубайской толщи, а также субвулканические и жильные образования. Оруденение локализовано в киембаевской свите. В её составе выделяются три подсвиты. Рудовмещающей является верхняя подсвита, сложенная в низах туфами основного состава, сменяющимися выше шаровыми и подушечными лавами плагиопорфировых базальтов. Основная масса руд концентрируется между двумя покровами базальтов, мощность которых от 10 до 50 м. Мощность рудовмещающей пачки 300 м. В основании разреза залегают парасланцы и ортосланцы тюлькубайской толщи. На фоне зеленокаменно измененных пород четко выделяются околорудные кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, развитые со стороны лежащего бока рудных тел, редко – со стороны висячего. Четыре основных рудных тела располагаются цепью с севера на юг, образуя зону протяженностью 1500 м при ширине 600 м. Глубина залегания рудных тел до 143 м, форма их пластообразная, длина 200–600 м, ширина 50–200 м, мощность 20–40 м. Рудное тело I выходит на поверхность в западной части кальдеры и фиксируется бурными железняками «шляпного» типа. Залегание всех рудных тел – субгоризонтальное или

же с пологим (15° – 20°) падением на восток и юго-восток; по вертикальным разломам они иногда смещены.

Руды месторождения сплошные и вкрапленные. Первые составляют 91% от всех запасов. По вещественному составу и количественному соотношению минералов руды подразделяются на медные и цинково-медные. Средний минеральный состав руд (%): пирит (65–70), халькопирит (10), магнетит (10), сфалерит (2), в зоне вторичного сульфидного обогащения встречаются ковеллин и халькозин. Второстепенные рудные минералы: пирротин, кубанит, маккиновит, галенит, клаусталит, борнит, молибденит, гематит; нерудные: кварц, хлорит, роговая обманка, биотит, кальцит, альбит, гранат, эпидот, мусковит, апатит, сфен, рутил. Средние содержания в рудах (%): меди – 3,32, цинка – 1,29, серы – 40,47. Сопутствующими являются кобальт – до 0,095%, серебро – до 12,6 г/т, селен – до 69 г/т, теллур – до 6 г/т, кадмий – до 0,0042%, германий – до 9 г/т, галлий – до 9 г/т, индий – до 0,6 г/т. На месторождении выявлены согласные с рудными телами эндогенные ореолы меди, цинка, свинца, молибдена, кобальта, серебра, мышьяка. Запасы категорий А + В + С₁ составляют: руды – 6047 тыс. т, меди – 205,6 тыс. т, цинка – 66,7 тыс. т, серы – 2127 тыс. т, селена – 445,3 т, теллура – 37,9 т. Перспективы прироста запасов по флангам и на глубину ограничены. Запасы категории С₂: меди – 9,3 тыс. т, серебра – 89,9 т, кадмия – 279,3 т [83]. Месторождение эксплуатируется с 2000 г.

Месторождение *Осеннее* (II-6-69) расположено в 4 км юго-восточнее месторождения Летнее. Оно приурочено к локальной кальдере в юго-восточном борту Джаилганской депрессии. Кальдера имеет почти изометричную форму, диаметр ее около одного километра. В основании разреза вулканитов, слагающих кальдеру, залегают подушечные лавы базальтов с прослоями «капельных лав» и гиалокластитов (средняя подсвита киембаевской свиты), вскрытая мощность разреза 400 м. Выше залегает верхнекиембаевская подсвита, состоящая из двух пачек; верхняя из них является рудовмещающей. Рудные тела сопровождаются зонами метасоматитов, имеющими в разрезе форму крутопадающих колонн. Метасоматоз развит преимущественно в лежащем боку рудных тел; измененные породы имеют серицит-хлоритовый, кварц-серицит-хлоритовый, кварц-серицитовый, серицит-хлорит-альбит-карбонатный состав. Оруденение приурочено к шаровым лавам спилитовидных базальтов, иногда к контакту этой пачки с тонкослоистыми туфогенно-осадочными отложениями кукбуктинской толщи, лежащими непосредственно на руде. Залегание рудных тел горизонтальное или пологое, согласное с напластованием вмещающих пород.

На месторождении выявлены две залежи, расположенные в северо-западной части кальдеры. В плане их форма неправильная, с выступами и заливами; размеры по горизонтали южной залежи – 400×360 м, северной – 400×100 м. Они образуют единую полосу, вытянутую в северо-восточном направлении. В разрезе это пластообразные тела с раздувами в центральных частях и выклиниванием и разветвлением к периферии. Мощность рудных тел от первых десятков сантиметров до 25–30 м, местами до 70 м; глубина их залегания от 20 до 220 м.

Площадь месторождения Осеннее сопровождается развитыми во вмещающих породах высокоаномальными ореолами меди и цинка, среднеаномальными – свинца, низкоаномальными – кобальта, молибдена, бария; содержания серебра в ореолах достигают 10 г/т. Форма ореолов близка к грибообразной; мощность их над рудой 5–15 м, под рудой 25–30 м, «столбообразные» ореольные зоны не оконтурены по падению. Промышленные сорта руд представлены сплошными (60%) и прожилково-вкрапленными (40%) разностями. Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, магнетит, пирротин. Спорадически встречаются борнит, ковеллин, галенит, гематит. Нерудные минералы представлены кварцем, амфиболом, эпидотом, карбонатами, хлоритом, серицитом. Средние содержания меди – 3,86%, цинка – 0,79%, серы – 33,15%, золота – 0,3 г/т, серебра – 26,4 г/т. Среди сопутствующих компонентов отмечаются кобальт – до 0,076%, кадмий – до 0,0023%, селен – до 60 г/т, теллур – до 5 г/т. Запасы категорий А + В + С₁ составляют: руды – 6911 тыс. т, меди – 247,2 тыс. т, цинка – 50,9 тыс. т, серы – 2077 тыс. т, золота – 1685 кг, серебра – 133,3 т, селена – 40,3 т, теллура – 3,7 т, кадмия – 310 т. Запасы категории С₂: меди – 33,6 тыс. т, цинка – 6,3 тыс. т, золота – 232 кг, серебра – 18,6 т. Перспективы прироста запасов по флангам и на глубину ограничены [83].

Месторождение *Светлинское (П-8-45)* располагается в слабо метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложениях журманкольской толщи эйфеля, в зоне влияния Джетыгаринского разлома. Рудная зона площадью 550 × 2000 м приурочена к интенсивно деформированной кальдере. Кроме секущих даек и силлов диорит-порфиритов здесь отмечаются линзовидные протрузии серпентинитов мощностью до 25 м. Выделено 19 рудных тел длиной 100–800 м, мощностью до 46,6 м, прослеженных по падению до 300 м. Наиболее крупные – под номерами 1, 5 и 7. Среднее содержания меди 2,2%, серы 15,9%. Запасы категории С₁ – 119,0 тыс. т. Извлекаемость меди из руд – 93–96%, серы – 55–60%. Содержание золота в групповых пробах 0,3–0,6 г/т, серебра 5–8 г/т. Содержание золота в пирите 10–65 г/т, в халькопирите 1–5 г/т, в пирротине до 7,2 г/т. Извлечение золота из медного концентрата – 58,6%, серебра – 74,3%. Средняя мощность рыхлых покровных отложений 15 м. В настоящее время Госбалансом запасы месторождения не учитываются.

Медь, цинк. Медно-цинковоколчеданую формацию (уральский тип) характеризуют месторождения Гайское, Яман-Касы, Блявинское, Комсомольское, Барсучий Лог, Весеннее-Аралчинское, Левобережное и целый ряд проявлений (Западно-Ащebutакское и др.), всего 54 проявления. В рамках формации обычно выделяется два минеральных типа: цинково-медный (Cu > Zn) и медно-цинковый (Cu < Zn). Представителями первого являются крупное Гайское месторождение, а также средние месторождения Блявинское, Комсомольское, Яман-Касы, Весеннее-Аралчинское и малое Левобережное.

Месторождение *Гайское (I-5-32)* расположено в 1–1,5 км к востоку от г. Гая и в 40 км к северу от крупного горнопромышленного центра – Орска. Объект хорошо изучен, по нему имеется большое количество публикаций

и фондовых материалов. Гайское рудное поле приурочено к брахиантиклинали сингенетического (вулканического) происхождения – крупному палеовулкану, сформированному в процессе центральных извержений пород последовательно дифференцированной (непрерывной) формации. Структура вытянута по простиранию в северо-западном направлении на 8 км при ширине 3–4 км и осложнена многочисленными синвулканическими, многократно «подновлявшимися» разрывами различного простирания и амплитуды. Слагающие палеовулкан породы подвергнуты приразломной складчатости и расланцеванию. Максимальная глубина подсечения осадочной (подрудной) толщи составляет 1440 м. В восточной части рудного поля подрудная толща не вскрыта даже при глубине скважин 1850 м. Продуктивными на колчеданное оруденение являются породы риолитового и дацитового состава. Совокупность многочисленных рудных тел, в основном кулисообразно расположенных по простиранию и по падению, образует минерализованную зону, вытянутую по простиранию в близмеридиональном направлении на 6 км и прослеженную по падению на 2 км при мощности 500–600 м. Руды серные, серно-медные, медно-цинковые и медно-свинцово-цинковые; сплошные, массивные и прожилково-вкрапленные; в пределах зоны распределены неравномерно. Характерны разная тектоническая нарушенность и различная интенсивность гидротермально-метасоматических преобразований. Последние объединяют совокупность процессов вулканогенного диагенеза, синвулканической гидротермальной деятельности, гипогенного выщелачивания с образованием метасоматитов кварц-серицитового, серицит-кварц-хлоритового, хлорит-серицитового состава. Основными рудоконтролирующими факторами являются контакты различных по литологии (и физическим свойствам) пород рудовмещающей толщи, а также разрывные нарушения дорудного и синрудного возраста. Запасы руды (Протокол ГКЗ № 11161, 1991 г.) по категориям А + В + С₁ + С₂ составляют 473 611 тыс. т, меди – 6240 тыс. т, цинка – 2186,8 тыс. т, серы – 176 153 тыс. т, золота – 539,947 т, серебра – 5238,6 т, селена – 14 765 т, теллура – 10 126 т, кадмия – 11 008 т, индия – 898 т.

Месторождение *Весеннее-Аралчинское* (в пределах РФ – участок Весенний, III-6-3) расположено на восточной окраине Кошенсайской горст-антиклинали. Рудное поле месторождения ограничено с запада контактом Кошенсайского массива гранитоидов, с востока – Домбаровским грабеном. Вулканические постройки разного порядка сильно деформированы и частично уничтожены складчатыми и разрывными дислокациями и внедрением гранитоидов.

Месторождение сложено базальтоидами киембаевской свиты. Рудные тела залегают согласно среди подушечных лав базальтов, завершающих разрез верхней подсвиты, мощность которой около 800 м. Субвулканические тела представлены габбродолеритами, очень редко – риолитами и дацитами. Рудовмещающие породы в пределах минерализованной зоны превращены в кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-хлоритовые и хлоритовые породы, а вблизи контакта с гранитоидами – скарнированы. Зона имеет близмеридиональное простирание и западное падение под углом 40–80°, залегая в основном согласно с поверхностью контакта гранитоидов.

На месторождении выделено одно промышленное тело (№ 3), которое включает все балансовые запасы месторождения; кроме того, выявлено девять непромышленных тел. Тело № 3 имеет сложную линзовидную форму, крутое западное падение (30–85°); глубина залегания его кровли от 50 до 250 м. Мощность тела от 2 до 86 м (средняя – 21,8 м), длина по простиранию 1100 м, по падению – от 50 до 520 м (средняя – 253 м). Руды образованы в основном тремя минеральными типами: халькопирит-пиритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и пиритовым. Промышленные сорта руд представлены сплошными (90%) и прожилково-вкрапленными (10%) разновидностями со средними содержаниями меди 2,52%, цинка 1,99%, серы 37,41%, золота 0,2 г/т, серебра 14 г/т, селена 40 г/т, теллура 8 г/т, кадмия 0,011%. Зона окисления на месторождении отсутствует, лишь по трещинам слабо проявлены процессы окисления. Рудное поле месторождения сопровождается высокоаномальными первичными ореолами меди, цинка, свинца, среднеаномальными – молибдена, низкоаномальными – кобальта и бария; содержание серебра в ореолах достигает 10 г/т. Устанавливается вертикальная зональность в распределении элементов в ореолах (от подрудных сечений к надрудным: (Co, Mo, Ba) – (Zn, Pb) – Cu – Ag), в целом отвечающая ряду зональности для колчеданных месторождений [17]; исключение составляют только медь и барий.

Месторождение детально разведано Домбаровской ГРЭ [85]. Запасы категорий А + В + С₁ в пределах РФ (тыс. т): меди – 164,1, цинка – 129,1, серы – 5209. Запасы категории С₂: меди – 21,6 тыс. т, цинка – 13,7 тыс. т, серного колчедана – 2424 тыс. т, золота – 1,215 т, серебра – 85,1 т. Перспективы прироста запасов по флангам и на глубину отсутствуют.

Малое месторождение *Левобережное (II-6-80)* также тяготеет к вулканитам киембаевской свиты. Рудовмещающей является её верхняя подсвита, сложенная в низах туфами основного состава, сменяющимися выше шаровыми и подушечными лавами базальтов. Запасы категорий А + В + С₁ (тыс. т): руды – 1188, меди – 48, цинка – 2,6, серы – 382.

Месторождения Медногорской группы (медь, цинк) прурочены к вулканитам непрерывной натриевой базальт-андезит-риолитовой формации (объединенные утягуловская свита и ишмуратовская толща) и представлены месторождениями Блявинское, Яман-Касы и Комсомольское. Сопутствующими компонентами для данных месторождений являются селен, теллур, кадмий, германий (9 г/т), галлий (9 г/т), индий (0,6 г/т). Запасы (категорий А + В + С₁ – тыс. т, Au и Ag – т): *Блявинское (I-4-25)* – медь (212,6), цинк (21,3), золото (19,653), серебро (275); *Комсомольское (I-4-32)* – медь (476,2), цинк (684,4), золото (252), серебро (512); *Яман-Касы (I-4-33)* – медь (44,2), цинк (95,2). Первые два объекта законсервированы, последний – отработан.

Типичным представителем второго промышленного типа (с существенным преобладанием цинка над медью) является месторождение *Барсучий Лог (II-6-10)*, открытое в 1976 г. при поисковых работах масштаба 1 : 10 000, когда скважиной роторного бурения были вскрыты околорудные кварц-серицитовые метасоматиты. На месторождении проведена детальная разведка, разработка его началась в 1998 г. Оно приурочено к кальдере

обрушения Джусинского блока; днище кальдеры осложнено выступами и впадинами, в одной из которых локализуется рудная залежь. Впадина ограничена разрывными нарушениями субширотного и субмеридионального простирания; длина её около 1 км, ширина 200–300 м.

Сложена структура вулканитами александринской толщи эйфеля. В основании – туфы и лавы базальтов плагиофировых и пироксен-плагиофировых, общая мощность которых не менее 700 м. Выше залегает пачка вулканитов андезитового и дацитового состава (туфы, лавы, тефроиды), в которой локализованы рудные тела; мощность её 150 м. Субвулканические образования представлены силлами и дайками основного и умереннокислого состава. Зона метасоматитов в поперечном разрезе имеет сложную воронкообразную форму. Широкая верхняя часть зоны переходит в узкую корневую, фиксирующую рудоподводящий канал. Вверху метасоматиты в целом располагаются согласно с напластованием вмещающих пород, на глубине – являются секущими. Рудные тела залегают в дацитах и дациандезитах на небольшом удалении от контакта (первые метры до первых десятков метров) или непосредственно на контакте с нижележащими туфами и лавами базальтов. Морфология этих тел сложная: в продольном (меридиональном) разрезе они имеют форму изогнутых пластов, в поперечных разрезах – сложно разблокированных пластов и линз. Залегание их согласно с напластованием, преобладающее падение восточное под углом от 35 до 70°; залегание минерализованной зоны в целом субгоризонтальное, с небольшим погружением на север. По простиранию протяженность рудных тел до 370 м, по падению до 200 м; мощность от первых метров до 40 м. Общая протяженность залежи (зоны) в субмеридиональном направлении 600 м, ширина 100 м. Верхняя её часть эродирована, кровля некоторых рудных тел вскрыта под корой выветривания на глубине от 27 до 75 м. Выходящие на поверхность руды претерпели интенсивные гипергенные изменения с образованием вторичной вертикальной зональности полного профиля (зона окисления, зона выщелачивания и зона вторичного сульфидного обогащения), достигающей глубины 70 м. (Свинцово)-медноцинковые руды в основном сплошные, вкрапленные их разновидности, а также сплошные серноколчеданные руды залегают, как правило, в лежащем боку рудных тел и слагают небольшие линзы. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит; второстепенные – блеклая руда, магнетит, халькозин; редкие – арсенопирит, рутил, гематит, борнит, пирротин; нерудные – кварц, серицит, барит, хлорит, гипс, ангидрит. Структура руд – тонкозернистая, текстура – сланцевато-полосчатая, встречаются реликтовые текстуры – колломорфная и почковидная. Для большей части руд характерно чрезвычайно тонкое взаимопрораствание рудообразующих сульфидов. Средние содержания в рудах: меди – 3%, цинка – 4,97%, свинца – 0,86%, серы – 37,35%, золота – 2,78 г/т, серебра – 46,57 г/т, селена – 35,24 г/т, теллура – 16,31 г/т, индия – 2,26 г/т, галлия – 15,08 г/т, кадмия – 0,016%.

В глинах коры выветривания (подзона выщелачивания) на месторождении выявлено семь тел с существенно золото-серебряным оруденением. Форма их линзообразная, падение восточное крутое, размер по

простирацию от 20 до 150 м, по падению от 12 до 40 м, мощность от 1 до 25 м (средняя 8 м), глубина залегания кровли от 1 до 20 м. Среднее содержание золота 5,3 г/т, серебра – 113,1 г/т. Оруденение сопровождается комплексной первичной литохимической аномалией меди, цинка, свинца, кобальта, никеля, олова, молибдена, серебра, бария, мышьяка, сурьмы, висмута и кадмия, гидрохимической аномалией меди и свинца, на участке месторождения выявлены также геофизические аномалии (ВП и МПП). Запасы категорий А + В + С₁ составляли: меди – 103,7 тыс. т, цинка – 170,1 тыс. т, свинца – 29,6 тыс. т, серы – 1383 тыс. т, золота – 9,617 т, серебра – 163,5 т, селена – 120,1 т, теллура – 55,6 т, кадмия – 539,7 т, индия – 7,7 т, галлия – 51,4 т. Месторождение отработано, перспективы прироста запасов исчерпаны.

Медь, цинк, свинец. На описываемой территории известно одно месторождение (Джусинское) и 18 проявлений той же медно-цинковоколчеданной формации, но с существенной ролью свинца в рудном балансе (баймакский тип).

Месторождение *Джусинское* (1-6-121) находится в Уйско-Гумбейской минерагенической зоне; выявлено в 1958 г. М. С. Недожиным. Представляет собой серию рудных тел, расположенных вдоль западного контакта мощной субмеридиональной зоны метасоматитов, в северо-западном секторе крупной Будамшинской кальдеры. Район месторождения сложен вулканогенными породами базальт-риолитовой формации (александринская толща). Субвулканические образования представлены штоками, куполами дацитов, риолитов, трахидацитов и дайками габбродолеритов. Рудные тела приурочены к контакту двух пачек. Первая выполнена преимущественно туфами дацитов, вторая – в основном их лавами. Выделяется 16 рудных тел, имеющих форму простых или осложненных раздувами (перезимами, расщеплениями) линз. Падение тел крутое в западном и юго-западных направлениях под углами 70–80°. Максимальная мощность рудных тел 95 м, по падению они прослежены на глубину 600 м, по простирацию – на 200 м. Руды в основном сплошные.

В строении рудных тел часто отмечается зональность: со стороны висячего бока концентрируются колчеданно-полиметаллические руды, а со стороны лежащего – серноколчеданные. Последние сложены в основном пиритом, полиметаллические – халькопиритом, сфалеритом и галенитом в различных соотношениях. Среднее содержание в рудах: Cu – 3,01%, Zn – 1,74%, Pb – 0,5%, S – 37,59%, Au – 1,1 г/т, Ag – 23,6 г/т. Кроме основных элементов присутствуют селен, теллур, галлий, барий, кадмий, индий.

Месторождение детально разведано Восточной ГРЭ [85]. Запасы категорий А + В + С₁ составляют: меди – 193,1 тыс. т, цинка – 122,9 тыс. т, свинца – 34,4 тыс. т, серы – 2447 тыс. т, золота – 6,325 т, селена – 120,1 т, теллура – 55,6 т. Запасы категории С₂: меди – 26 тыс. т, цинка – 40,5 тыс. т, свинца – 12,1 тыс. т, золота – 1,673 т, серебра – 178,5 т, кадмия – 218 т, селена – 520 т, теллура – 121 т, галлия – 159 т. Перспективы прироста запасов по флангам и на глубину отсутствуют.

Проявление *Аномалия I* (1-6-154) выявлено в 1977 г.; на нем проведены поиски и поисково-оценочные работы [78]. Располагается в Джусинском блоке; сложено вулканитами александринской толщи. В основании разреза (первая пачка) залегают лавы и туфы базальтов плагиофировых и пироксен-плагиофировых, мощность пачки 130 м. Рудовмещающая вторая пачка той же толщи выполнена лапиллиевыми, реже грубообломочными туфами (от риодацитового до дациандезитового состава), дацитами экструзивно-лавовой фации, туфами фации агломератовых потоков и осыпей, псефитовыми и лапиллиевыми туфами смешанного состава; мощность подтолщи 300 м. Выше залегают пачка переслаивания лав базальтового и андезитового состава с прослоями туфов базальтов и дацитов. Субвулканические образования представлены дайками дациандезитов и габбродолеритов. На проявлении выявлено пять рудных тел линзовидной формы. Залегание их согласное с вмещающими породами; тела имеют пологое падение на восток, протяженность по простиранию от 160 до 700 м (в среднем 400 м), по падению от – 120 до 350 м (в среднем 200 м), мощность от 2 до 50 м (средняя 20 м). В лежачем боку рудных тел фиксируются кварц-серицитовые и хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты с реликтовыми структурами и текстурами исходных пород. В разрезе зона метасоматитов имеет грибообразную форму с неровными, извилистыми очертаниями. Узкая нижняя часть зоны, вероятно, отвечает рудоподводящему каналу. Руды вкрапленные и сплошные, преобладают первые. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, халькопирит; второстепенные – пирротин, борнит, арсенопирит. Руды преимущественно тонкозернистые со взаимным проращением минералов; текстура их брекчиевая, сланцеватая, полосчатая, сетчатая с реликтами колломорфной, конкреционной, миароловой. Средние содержания цинка – 2,73%, свинца – 1,1%, меди – 0,665%, серы – 12,59%, золота – 0,8 г/т, серебра – 31,2 г/т. **Были подсчитаны авторские запасы категории C₂** (цинка – 204 тыс. т, свинца – 83 тыс. т, меди – 49 тыс. т, серы – 945 тыс. т, золота – 6 т, серебра – 234,19 т), не получившие утверждения. В настоящее время они рассматриваются как ресурсы категории P₁.

Медь, кобальт. Медно-серноколчеданная кобальтоносная формация (ивановский тип) представлена одним проявлением и двумя пунктами минерализации. Проявление *Ишкининское* (I-5-31) локализовано в вулканитах баймак-бурибайской свиты (D₁) и характеризуется развитием сульфидного оруденения в тальк-карбонатных породах. Всего на проявлении выделяются три минерализованные зоны. Подсчет запасов (авторских) выполнен по «Восточной зоне». Мощность крутопадающих рудных тел достигает там 38 м по простиранию, тела располагаются кулисообразно. Рудные минералы: кобальтин, халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, арсенопирит. «Запасы» полезных компонентов (кобальт – 20 т, медь – 0,6 тыс.т, сера – 7,4 тыс.т) не учитывались Госбалансом и должны рассматриваться в статусе ресурсов категории P₁.

Медь, молибден. В районе выявлено одно малое месторождение и восемь проявлений молибден-медно-порфировой рудной формации. Большая

часть этих объектов находится в пределах Сосьвинско-Суундукской минералогической зоны.

Месторождение *Еленовское* (II-6-72) разведано в 1948–1951 гг. [82], хотя известно с давних времен, на что указывает древний карьер (андроновская культура). Локализовано в экзоконтакте одноименной интрузии гранодиоритов урусиксенского комплекса среди ниже-среднедевонских вулканогенных образований. Месторождение состоит из пяти небольших рудных тел; форма их линзообразная, падение юго-восточное крутое, размер по простиранию до 140 м, по падению 15–105 м. Руды представлены вкрапленностью сульфидов в кварц-турмалиновых (или турмалинизованных) породах. Околорудные изменения: турмалинизация, хлоритизация, окварцевание. Главные рудные минералы – халькопирит, пирит, молибденит; второстепенные – галенит, сфалерит, магнетит, самородное серебро и золото. Средние содержания меди – 2,88%, молибдена – 0,024%, золота – 3,4 г/т, серебра – 5,5 г/т, бора – 1%, свинца – до 0,08%, цинка – до 0,03%. Месторождение фиксируется слабой аномалией ВП, комплексной первичной литохимической аномалией меди, молибдена, цинка, свинца, мышьяка, а также аномалиями меди и молибдена в почвенном слое. Запасы категорий А + В + С₁ меди – 18,7 тыс. т, молибдена – 0,15 тыс. т; категории С₂: меди – 0,3 тыс. т, золота – 2,176 т, серебра – 3,52 т. Перспективы объекта пока ограничиваются приведенными цифрами. В настоящее время начата отработка месторождения.

Проявления *Восточная зона* (II-6-63), *Участок № 3* (II-6-73), *Тритикольское* (II-6-84), *Ушкотинское* (II-6-99), как и вышеописанное месторождение, генетически связаны с Еленовским массивом гранитоидов и его апофизами. На проявлениях проведены детальные поиски с применением бурения и скважинных геофизических исследований [87]. Низкие содержания меди и молибдена и небольшие объемы оруденения не позволяют отнести эти объекты в разряд потенциально промышленных, однако они входят в состав Еленовского медно-молибденовородного поля, на котором рекомендуется проведение поисково-оценочных работ.

Проявление *Джаилган* (II-6-66) локализуется в центральной одноименной части мелкой интрузии кварцевых диоритов и тоналитов куйбасовского комплекса. Проявление *Домбаровское (Малдыгулсайское) III* (II-6-106) приурочено к восточной эндоконтактной части Кошенсайской интрузии краснинского комплекса. Эти два объекта практического интереса не представляют ввиду незначительного масштаба оруденения.

Проявление *Ансукнай* (I-6-43) расположено в экзоконтакте Новоорского массива, выявлено бурением. Рудная минерализация представлена пиритом, магнетитом, халькопиритом, молибденитом. Проявление *Кусемское* (I-6-130) было обнаружено в западной контактовой зоне Кусемского габбро-диоритового массива. Оруденение представлено вкрапленностью, мелкими гнездами и прожилками пирита, реже халькопирита и молибденита мощностью не более 1 мм, в редких случаях до 5 мм. Практическое значение данных объектов окончательно не установлено.

Цинк, свинец и цинк. Значимых проявлений полиметаллов в пределах листа М-40 (с клапаном 41) нет, но пункт минерализации (П-7-61) в породах еткульской толщи нижнего карбона обнаруживает признаки стратиформного полиметаллического оруденения. В сходных по составу и возрасту породах Брединской полиметаллически-золоторудной зоны (к северу от листа) выявлено перспективное *Южноборовое* проявление полиметаллических руд стратиформного типа. Проявление цинка *Шалкарское* (П-7-121) приурочено к измененным песчаникам нижекаменноугольной аккаргинской толщи, в которых отмечены аномальные содержания этого металла (0,2–0,3%, редко до 1%). В березитизированных порфирах среди сланцев кундыбаевской толщи нижнего девона (*Буруктаьское* проявление П-7-117) среднее содержание Zn 0,15%. Эти проявления незначительны по размерам и не представляют практического интереса. Проявление *Речное II* (I-6-61) представлено вкрапленностью пирита, галенита и сфалерита в кварц-карбонатных прожилках в небольшом массиве гранитоидов позднедевонского среднеушкатинского комплекса. Практического интереса не представляет ввиду незначительного масштаба оруденения.

Никель. Объекты никеля (с сопутствующим кобальтом) в пределах листа представлены месторождениями и проявлениями кобальт-никелевой силикатной и медно-никелевой сульфидной рудных формаций. К первой относится одно из самых крупных в России месторождение Буруктаьское, а также Аккаргинское, Аккермановское, Киембаевское, Коскольское, Кайрактинское месторождения и 13 проявлений.

Наиболее крупным на территории (и одним из крупнейших в России) объектом кобальт-никелевой силикатной формации является уникальное *Буруктаьское* месторождение, состоящее из сближенных «участков» (с раздельно подсчитанными запасами), каждый из которых может рассматриваться как самостоятельное крупное, среднее или малое месторождение (П-7-89, 96, 98, 99, 103, 104; П-8-46). Выявлено оно в 1947 г., а уже в 1949 г. было установлено его высокое промышленное значение. В процессе разведки (1950–1958 гг.) выделено семь упомянутых выше промышленных участков кобальт-никелевых руд. Общие запасы никеля Буруктаьского месторождения по категориям А+В+С₁ составляют 1519,2 тыс. т (Протокол ГКЗ № 5476 от 30.08.1968 г.). По запасам металла участки I и III представляют собой крупные месторождения, участки II, V, VI, VII – средние, участок VIII – малое. Первые два месторождения обрабатываются, остальные законсервированы.

Буруктаьский массив ультрамафитов, в корях выветривания которого находятся залежи кобальт-никелевых руд, приурочен к юго-западному ответвлению Джетыгаринской шовной зоны. Его северо-восточное окончание через полосу мелких линз ультрамафитов соединяется с Аккаргинским массивом. В плане Буруктаьский массив представляет собой сложное подковообразное тело (аллохтон) шириной в юго-западной части до 10 км. Субмеридиональная и северо-восточная ветви массива протягиваются на 12 и 30 км, «расщепляясь» на более мелкие тела в полосе общей шириной не более 2–3 км. Площадь массива 340 км². Сложен он аподунитовыми и

апоперидотитовыми серпентинитами. На контакте с подстилающим автохтонном – сланцами палеозоя (в основном это жетыкольская толща нижнего? девона) развиты тальк-карбонатные породы мощностью 60–200 м и более. Отмечается падение лежачего бока протрузии под углом 30–45° на расстоянии не менее 1,5 км от контакта. В срединной части юго-западного замыкания массива прослежена мощная зона разлома, подчеркиваемая катаклазитами, кварцевыми жилами, тальк-карбонатными породами, а также цепочкой рудопроявлений меди. В пределах массива кроме мощного тела габбро-диоритов «уникальной дайки», отмечены дайки пироксенитов, спессартитов, диоритов, гранитов. Простираение даек северо-восточное, субмеридиональное и северо-западное. На глубине 100–180 м среди серпентинитов массива отмечены реликтовые тела дунитов, состоящих на 80–90% из оливина. В современном рельефе юго-западная (фронтальная) часть Буруктальского массива хорошо выражена расчлененным поднятием (горы Тас-Мергенъ) с относительным превышением над озерной равниной для нижней ступени – 30 м (I и III участки) и до 60 м для верхней ступени (V–VI участки). Ширина ступеней 1–3 км. Ограничивающие их прямолинейные эрозионно-тектонические уступы северо-восточного простирания осложнены серией поперечных дугообразных разломов общей северо-западной ориентировки с устойчивым «шагом» между ними в 2 км. Эти разломы хорошо выражены в рельефе асимметричными долинами балок и уступами на водоразделах. Широкое развитие молодых мезозойско-кайнозойских разломов отмечено при ГДП-200, проведенном в 2006–2008 гг. [101].

Залежи кобальт-никелевых руд представляют собой сложные в плане пластообразные тела с изменяющейся мощностью от 1 м (минимально промышленной) до 70 и даже 100 м (небольшие по площади карманы линейной коры выветривания). По размеру залежи достигают 1×1,5 км (I и III участки), чаще 0,1–0,3×0,4–0,7 км. В разрезе многих залежей отчетливо выделяются три горизонта, различные по минеральному составу и содержанию металлов. В верхнем, охристо-кремнистом горизонте мощностью 0,3–30 м содержание (%) Ni ~ 1; Co – 0,1; Fe – 30–35; Mg – 4–65; железистые руды этого горизонта составляют до 60–80% от общего их объема. В среднем горизонте охристо-нонтронитовых руд мощностью 0,2–9 м содержание (%) Ni – 1,2; Co – 0,08; Fe – 20–30; Mg – 15–20. Руды этого горизонта отвечают 8–10% всех руд месторождения. В нижнем горизонте выщелоченных серпентинитов и нонтронитовых глин мощностью 0–26 м содержание (%) Ni – до 1,8; Co – 0,07; Fe ~ 20. Никеленосными в верхнем (охристом) горизонте являются в основном гидрогетит, хлорит и нонтронит, в двух нижних горизонтах – хлорит и нонтронит. Кобальт во всех зонах концентрируется в асболонах. На участках коры выветривания по тальк-хлоритовым сланцам содержание никеля в охристом горизонте возрастает до 5–6%. Неизменные ультрамафиты Буруктальского массива отличаются по содержанию никеля и кобальта. В северо-западной части массива, сложенной перидотитами и пироксенитами, среднее содержание никеля 0,14%, в восточной (дунит-гарцбургитовой) никеля в среднем 0,22% [101]. В пределах каждого из «участков» также наблюдаются вариации в составе и сочетании типов коры выветривания, размерах залежей, концентрациях

металла в руде и подсчитанных общих запасах. Запасы никеля по отдельным участкам утверждены протоколом ГКЗ № 5476 в 1968 г.; остаточные категорий А + В + С₁ (по состоянию на 1.01.2009 г.) составляют (тыс. т): для участка I – 318,3; участка II – 103,1; участка III – 898,2.

Дальнейшие перспективы связаны с освоением более мелких по запасам участков и поисками в зонах «обеленных серпентинитов» жил и штокообразных тел, сложенных серпентинит-талк-хлоритовым агрегатом (с примесью окислов марганца, прожилками опала и халцедона), в которых содержание никеля может достигать 3–5%.

Помимо Буруктальского месторождения, Госбалансом в пределах листа М-40 (с клапаном М-41) учитываются сходные по строению месторождения *Кайрактинское* (II-7-2) и *Аккаргинское* (II-8-3). По первому забалансовые запасы составляют 33,2 тыс. т никеля, по второму запасы этого металла категории С₂ – 133 тыс. т.

Сульфидные медно-(кобальт)-никелевые руды (магматический тип) генетически и пространственно связаны с породами Хабаровинского гипербазитового массива. В его пределах сульфидные рудные объекты (проявления) приурочены к выходам пород восточнохаваринского дунит-верлит-клинопироксенового (платиноносного) комплекса.

Рудопроявление *Горюньское* (II-5-29) представлено полосой сульфидоносных дунитов северо-восточного простирания; длина ее около 2 км при ширине до 1 км. Ориентировка этой полосы совпадает с положением контакта дунитов и гарцбургитов. В её пределах выделяется несколько минерализованных зон общей мощностью от 40 до 100 м, падающих согласно с телами дунитов на северо-запад под углами 40–50°. Наиболее выдержанная по мощности и простиранию зона приурочена к центральной части рудопроявления. На юго-западном и северо-восточном его флангах она резко уменьшается в размерах. В юго-восточной части проявления встречаются отдельные мелкие жилы массивных медистых магнетитов и бурых железняков с повышенными содержаниями (%) никеля (0,6–0,88), меди (0,54–0,74), кобальта (0,05–0,94). На глубине (по скважинам) им соответствуют густовкрапленные сульфидные брекчированные руды со сходными содержаниями полезных компонентов. Рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, валериит, бравоит, пирит, магнетит, гематит. Вторичные минералы – ковеллин, лимонит малахит, гидроокислы никеля. Кроме того, по данным анализов валовых проб в дунитах содержания платины составляют в среднем 0,031 г/т; отмечается палладий, осмий, иридий, рений, а также золото в десятых долях грамма на тонну. Установлено, что бедновкрапленные руды содержат больше пентландита, а средне- и густовкрапленные – пирротина. Халькопирит, золото, платиноиды распространены во всех рудах более или менее равномерно.

Близкими по строению и составу руд являются проявления *Карьер 5/II* (II-5-20), *Южное* (II-5-34), *Новоплакунское* (II-5-22), «*18-я казарма*» (I-5-32).

Никель, железо. Комплексные месторождения никеля и железа в пределах листа М-40 (М-41) относятся только к кобальт-никелевой силикатной (кор выветривания) формации.

Месторождение *Западно-Подольское* (I-7-15) представлено несколькими залежами пластового типа мощностью от 1 до 25 м. Содержание Fe_2O_3 в охрах колеблется от 50,36 до 78,11%, в среднем составляя 64,03%; несколько меньшее содержание окиси железа отмечается в сильно обохренных серпентинитах – от 34,53 до 55,10% (в среднем 39,78%). Закисное железо (FeO) присутствует в рудах в небольших количествах – от 0,2 до 1,9%. В обохренных серпентинитах и нонтронитах обычны довольно значительные концентрации никеля (в среднем 0,4–0,5%) и кобальта (в среднем 0,08–0,12%).

Существенно не отличаются по геологическому строению и рудоносности расположенные вблизи данного объекта *Северо-восточное Подольское* и *Южно-Тасыбаевское* месторождения (I-7-13, 11).

Запасы (категории C_2) никеля и кобальта Госбалансом не учитываются, по результатам разведки они составляли (тыс. т): Западно-Подольское месторождение – 16,2 и 4,0; Южно-Тасыбаевское – 48,3 и 7,4; Северо-восточное Подольское – 60 и 12,3. Запасы железа категории C_2 (млн т): Западно-Подольское – 2; Южно-Тасыбаевское – 4,7; Северо-восточное Подольское – 5,9, Аниховское (I-7-15) .

Молибден. На изученной площади расположены одно среднее месторождение и пять проявлений гидротермального плутоногенного типа; одно проявление относится к контактово-метасоматическому типу.

Месторождение *Восток* (III-6-9) принадлежит к молибденовой грейзеновой формации и приурочено к экзоконтакту Шотинской интрузии порфиридных биотитовых гранитов раннепермского джабыкско-санарского комплекса. В его пределах выявлено три участка минерализации: Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный. Наиболее изучен Центральный участок, по нему подсчитаны запасы молибдена. Минерализованная зона этого участка прослежена в субмеридиональном направлении на 1700 м, по падению на 350–400 м (падение западное под углом 50–60°). Здесь вскрыто одно рудное тело штокообразной формы; оруденение вкрапленного и прожилкового типа. Вкрапленная минерализация связана с грейзенизированными и мусковитизированными гранитами, прожилковая – с кварц-полевошпатовыми, кварц-мусковитовыми и кварцевыми жилами с грейзеновой серицитизированной оторочкой. Прожилковые руды окаймляют столбообразное тело вкрапленных руд. Размер этого тела по простиранию 50 м, по падению 100–400 м, мощность 49,5–166 м. Главные рудные минералы – молибденит, пирит, халькопирит; второстепенные – магнетит, галенит, сфалерит, ильменит, лимонит; редкие – повеллит, берилл, касситерит, вольфрамит. Среднее содержание молибдена – 0,101%. Запасы молибдена категории C_2 – 27,3 тыс. т. Прогнозные ресурсы категории P_1 – 9 тыс. т. Запасы приняты НТС Оренбургского ТГУ в 1971 г. (протокол № 28).

К этой же формации относится проявление *Славенское* (II-6-42), приуроченное к западному экзоконтакту одноименного массива биотитовых лейкократовых гранитов джабыкско-санарского комплекса, проявление *Нижнеушкотинское* (II-6-94), приуроченное к апикальной части

одноименного массива того же комплекса, проявление *Нововинницкое* (I-7-33) среди одноименного тела лейкогранитов.

Молибденовая кварцевая рудная формация представлена тремя малыми объектами. Проявление *Балка Соленая* (II-6-23) размещается в двух небольших апофизах гранитов Славенского массива и в контактирующих с ними гнейсах и сланцах бескряковской толщи (западные экзоконтакты). Молибденит концентрируется в кварцевых жилах в виде чешуек размером $0,5 \times 1$ см и в тонкодисперсном состоянии. Простираение жил субмеридиональное, падение восточное крутое, средняя мощность жил 0,8–1 м. Содержание молибдена от 0,002 до 0,075%. Молибденоносные кварцевожильные гидротермалиты проявления *Маячное* (I-6-10) локализованы в гранитоидах. Оба объекта промышленного значения не имеют.

Проявление *Алтуйское* (I-7-4) представляет собой новый для района формационный тип – молибденитоносных скарнов. Скарны развиты на контакте Каиндинского гранитного массива и вмещающих эффузивов айдырлинской толщи девона. Гранат- и эпидот-кварцевые жилки в гранат-эпидотовых скарнах кроме молибденита несут вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и содержат Pb – до 0,5%, Cu – до 0,1%. Молибденит отмечается в виде тонких прожилков; содержание Mo до 0,03% [56]. Перспективы проявления этого нетрадиционного типа молибденового оруденения не ясны. Не исключено, что вместе с известным Берсуатским месторождением вольфрамит-кварцевых жил (расположенным в 7 км к северо-востоку, уже на территории Республики Казахстан) и рядом смежных с ним проявлений оно может составить единый минерогенический таксон (рудный узел).

Молибден, вольфрам. В пределах территории отмечается четыре проявления вольфрам-молибденовой грейзеновой рудной формации, связанной с пермскими гранитоидами. Одно проявление локализуется в гипербазитах, рудноформационная его принадлежность не ясна.

Проявление *Боетское* (I-7-38) располагается среди гранодиоритов Джарбутак-Боетского массива, в поле (3×4 км) гранитных даек шалкарского комплекса ранней перми, в 4 км на северо-восток от пос. Заполье. Проявление изучено 31 скважиной (глубиной до 260 м), канавами (9000 м^3) и другими горными выработками [101]. Среди грейзенов в полосе размером $0,4 \times 3$ км выявлены жилы и зоны прожилкового (штокверкового) окварцевания. Мощность жил 0,4–2 м, обычно до 1 м, длина их до 400 м, (в среднем 30 м). В штокверковых зонах насыщенность прожилков от 1 до 8 на 1 п. м. В жилах и прожилках мусковит-кварцевого состава отмечены молибденит, вольфрамит, шеелит, пирит, берилл, турмалин. Содержание (%): Mo – до 0,4 (среднее 0,015), WO_3 – до 0,2; Be, Sn – до 0,03–0,05; Cu, Zn, Pb, Bi, Li – **0,1–0,3; Nb – до 0,01.** Первоначально подсчитанные ресурсы (категории P_2) молибдена – 112 тыс. т, триоксида вольфрама – 30 тыс. т [20]. В 1999 г. материалы специализированных поисковых работ были пересмотрены и для проявления выполнена новая оценка прогнозных ресурсов категории P_2 , которые составили: молибден – 80,6 тыс. т, бериллий – 26,8 тыс. т (Протокол НТС КПП Оренбургской области от 20.08.1999 г.

№ 99); прогнозные ресурсы вольфрама не пересматривались и приняты в количестве 30 тыс. т. Комплексный ореол **Ag, Bi, Pb (III-2-9) вокруг проявления** (площадью 3×5 км) указывает на возможность расширения его перспектив, а тщательная ревизия выявленных минерализованных зон, возможно, позволит перевести объект в разряд промышленно значимых.

Проявления *Джаныбайское (I-7-41)*, **приуроченное к северному экзоконтакту** небольшой интрузии гранитов шалкарского комплекса, *Карагачинское (I-7-62)*, расположенное среди сланцев энбекшинской толщи, *Поток (II-6-101)*, **локализованное в пределах Верхнеушкотинского массива биотитовых гранитов** джабыкско-санарского комплекса, характеризуются сходной геологической ситуацией, но меньшими масштабами оруденения.

Проявление *Аниховское (I-7-51)*, **напротив, очень своеобразное по составу** вмещающих пород. Вкрапленность молибденита и других сульфидов установлена в измененных гипербазах (лиственитах?) по результатам бурения. Содержание Mo в интервале 125,7–158,2 м – до 0,32%, WO_3 – до 0,23%. Геохимический ореол молибдена (с содержанием до 0,5%) и вольфрама (до 0,2%) протягивается от проявления на юг на 3,6 км вдоль тела гипербазитов шириной не более 0,2–0,5 км. Концентрация Mo и W и размеры проявления (с учетом площади ореола) представляют определенный интерес.

Вольфрам. Рудные объекты, в которых вольфрам является основным полезным компонентом, представлены только проявлениями, которые относятся к двум формациям: молибден-вольфрамовой грейзеновой и редкоземельно-редкометалльной кор выветривания.

Проявление *Айкенское (II-8-21)* находится в 2,5 км к северо-востоку от пос. Светлинский. В западном эндоконтакте Айкенского массива среди грейзенизированных гранитов и локально развитых турмалин-мусковит-кварцевых грейзенов выявлено до 35 субширотных кварцевых, кварц-турмалиновых жил длиной до 500 м и мощностью до 1 м. Мощность околосильных грейзенов до 4–5 м; отмечаются штокверковые участки. Минерализованная зона шириной до 0,4 км протягивается на 2,5 км согласно контакту гранитов на расстоянии 0,4–1,0 км от него. Рудная минерализация представлена шеелитом и молибденитом. Содержания вольфрама достигают 0,15% в коренных породах и 0,19% в коре выветривания при её мощности до 26 м.

Проявление *Октябрьское (I-6-9)* приурочено к западному экзоконтакту Каиндинского массива. Вмещающие породы представлены нижнекаменноугольными известняками, доломитами, мраморами, песчаниками, алевролитами, базальтами, риолитами. Восточная и юго-восточная части проявления сложены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами позднедевонского джабыгасайского комплекса. Стратифицируемые породы деформированы в сложную синклиналиную складку, раздробленную «сеткой» субмеридиональных, субширотных, реже северо-восточных разрывов. Содержания вольфрама в грейзенизированных породах и кварцевожилых гидротермалитах колеблются от 0,04 до 0,55%; здесь же отмечаются промышленные содержания золота в коре выветривания, а также серебра,

связанного с сульфидным оруденением, часто ассоциирующим с кварцево-шеелитовой минерализацией.

Безымянное проявление (II-8-30) характеризуется повышенными содержаниями вольфрама в коре выветривания метасланцев варненской толщи нижнего силура (под кайнозойскими отложениями). В скважине (инт. 16–20 м) концентрация вольфрама достигает 0,17%.

Алюминий. Крупных объектов алюминия в пределах площади не отмечается. Проявление *Карагандысайское* (I-6-137) представляет собой мелкие скопления каменистых и глинистых бокситов, которыми сложены бугры высотой 2–3 м на коре выветривания нижнекаменноугольных отложений. Химический анализ каменистых бокситов показал следующие результаты: Al_2O_3 – 35–45%, SiO_2 – 1,6–3,06%. Глинистые бокситы содержат Al_2O_3 – 24–39%, SiO_2 – 13–42%. Из-за небольших размеров залежей проявления промышленного интереса не представляет.

Висмут, бериллий, молибден. Висмут в промышленных содержаниях находится в рудах колчеданных месторождений (Гайское, Блявинское, Весеннее-Аралчинское и др.; описаны в соответствующих разделах) и добывается попутно. Собственных объектов висмута на площади листа нет. В пределах описываемого района известно два рудопроявления, где этот металл находится в комплексе с бериллием и молибденом – *Каменнологское* (I-6-85) и *Елизаветинское* (I-6-86). Кварцевые жилы залегают здесь среди эпигенетически измененных мусковитовых гранитов джабыкско-санарского комплекса. Всего на каждом из проявлений насчитывается до нескольких десятков кварцевых жил; мощность их колеблется от 0,1 до 1,2 м, а длина – от 10 до 250 м. В некоторых из этих жил были обнаружены кристаллы висмутита и самородков висмута. Содержание металла в таких жилах доходит до 0,09%. Ввиду низких концентраций висмута и сопутствующих элементов, малых размеров рудных тел эти объекты промышленного значения не имеют.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Индий, галлий, германий, селен, теллур, таллий, кадмий в промышленных содержаниях концентрируются в рудах колчеданных месторождений, описанных выше (Блявинском, Весеннее-Аралчинском, Гайском, Джусинском, Барсучий Лог и др.), где извлекаются попутно. Собственных объектов указанных металлов в пределах листа нет.

Стронций. Стронциевая минерализация приурочена к известнякам самых верхов кунгурского яруса (сульфатно-терригенная толща); выявлена при геологосъемочных работах масштаба 1:50 000 – проявления *Надеждинское* (II-3-8), *Куруаушинское* (II-4-32), *Кызыл-Адырское* (II-3-20) и *Безымянное* (II-3-21). Все проявления однотипны и относятся к целестиновой сульфатно-карбонатной формации. Минерализация приурочена к двум горизонтам карбонатных пород (преимущественно оолитовых

известняков) мощностью 10 м со средним содержанием SrO 7,2% и 10,8% соответственно. Выявлено широкое развитие карбоната стронция (SrCO_3); кроме того, по данным спектрального анализа содержание бария достигает 0,6–0,8%. Выходы рудовмещающих пород на поверхность приурочены к осевой части Караадырского хребта и его западному склону, не занятым сельскохозяйственными угодьями. При возможной отработке объекта это позволит вести добычу минерализованных карбонатных пород открытым способом.

Бериллий. В изученном районе установлено три рудоформационных типа бериллиевой минерализации: грейзеновый, пегматитовый и бериллиеносных флюорит-слюдистых метасоматитов.

Бериллиевая грейзеновая формация представлена двумя проявлениями. Проявление *Котансинское* (II-7-81) приурочено к зоне грейзенизированных мигматитов шириной 1 км и протяженностью до 7 км в северо-западном экзоконтакте одноименного массива гранитов раннепермского джабыкско-санарского комплекса. В кварцевых жилах и грейзенах берилл отмечается в виде кристаллов и друз. В флюорит-полевошпатовых оторочках кварцевых прожилков наблюдается мелкая вкрапленность берилла. Всего зафиксировано около 100 жил мощностью до 1 м и длиной до 430 м. Содержание BeO в жилах до 1,8%. В составе кварц-полевошпатовых жил отмечены мусковит, флюорит, пирит, арсенопирит, апатит, эпидот. Кристаллы берилла достигают 1–2 см в длину и 1–1,5 см в поперечнике. Цвет кристаллов, обычно прозрачных, белый, зеленоватый, редко изумрудно-зеленый.

Проявление *Котансинское II* (II-7-82) находится в 2 км к юго-востоку от упомянутого выше объекта. Здесь в грейзенах со штокверковым окварцеванием на площади $0,5 \times 0,5$ км встречены бериллиеносные жилы мощностью до 6 м и длиной до 120 м. Кроме берилла, в них отмечена вкрапленность молибденита, висмутитина и других сульфидов, а также флюорита.

Формация бериллиеносных пегматитов представлена *Баймуратским* (I-6-112) и *Мечетинским* (I-6-158) проявлениями. Первое образовано серией пегматитовых, кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, прорывающих толщу гнейсов в экзоконтакте Баймуратского гранитного массива джабыкско-санарского комплекса. Жилы имеют небольшие размеры; мощность их колеблется от 10 см до 1 м, редко достигая 2 м, протяженность – от 10–15 до 50–100 м. Содержание бериллия в отдельных жилах доходит до 0,04%. Видимые кристаллы берилла встречаются сравнительно редко; размер их не превышает 1–1,5 см. На Мечетинском рудопроявлении содержание бериллия в пегматитовых жилах значительно ниже, чем на Баймуратском участке, а видимых кристаллов берилла вообще не обнаружено. Жилы зональных пегматитов мощностью до 1 м с кристаллами берилла в их ядерной части отмечены также в центре Котансинского массива гранитов, в пункте минерализации *Нижнеушкотинский* (II-6-91).

Проявление *Карасу* (II-7-60), относящееся к формации бериллиеносных флюорит-слюдистых метасоматитов, расположено в зоне Западно-Сарыобинского разлома; описано в разделе «Изумруд».

Тантал, бериллий, ниобий. Объекты этой группы видов полезных ископаемых относятся к редкоземельно-редкометалльной апогранитовой формации (пегматитовый тип) и представлены одним проявлением – *Кумакское* (II-6-16). Оно приурочено к сводовой части Славенской горст-антиклинали, сложенной метаморфическими породами бескряжковской толщи. Рудным телом является пегматитовая жила, залегающая среди гнейсов и амфиболитов. Общая протяженность жилы 300 м, мощность 25–30 м, простирание меридиональное, падение западное крутое. Минералы представлены средними членами ряда танталит–колумбит с соотношением тантала к ниобию 7:10. Минералом бериллия является «рудоразборный» берилл. Средние содержания по телу (%): пятиокиси тантала – 0,004, пятиокиси ниобия – 0,006, бериллия – 0,025.

Ниобий. Единственное проявление ниобия *Жетыколь* (II-7-72) относится к редкоземельно-редкометалльной апогранитовой рудной формации, представлено жилой пегматоидов с убогой вкрапленностью тантало-ниобатов. Максимальное содержание Nb (до 0,01%) отмечено в глинистых образованиях коры выветривания.

Цирконий. Единственный объект (осадочно-механического генезиса) – *Коскольская россыпь* (II-8-29). В песках чаграйской свиты мощностью 1–4 м на площади 0,5 км² содержание циркона до 5,4 кг/м³, присутствует ильменит (до 9,5 кг/т), лейкоксен (до 2,9 кг/м³), рутил (до 1,2 кг/м³), а также монацит (до 3,5 кг/м³). Учитывая широкое развитие чаграйских песков (в том числе под позднекайнозойскими осадками), ресурсы циркония могут быть существенно увеличены. Обычно циркон встречается совместно с монацитом, поэтому повышение радиоактивности песчано-гравийных отложений до 100 мкР/ч и более можно считать поисковым признаком (прямым) для циркон-монацитовых песков.

Редкие земли. Объекты редких земель (без разделения) представлены четырьмя проявлениями. Наиболее изученным и значимым является проявление *Мироновское* (I-6-27), расположенное в пределах Сосьвинско-Суундукской МЗ. Минерализованная зона располагается в коре выветривания по вулканогенно-осадочным и карбонатным породам; она довольно отчетливо контролируется положением их границы в зоне выветривания. Общая протяженность зоны составляет 12–13 км. В пределах проявления она состоит из системы параллельных сближенных пластообразных, реже линзообразных залежей, выделяющихся исключительно по данным опробования. Контуры залежей проведены условно по содержанию суммы редкоземельных элементов 0,03% и выше. Высококонтрастные ореолы РЗЭ приурочены к наиболее анизотропным по составу разрезам коры выветривания, характеризующимся чередованием горизонтов осветленных (светло-серых до белых, светло-голубовато-зеленых) каолининовых и гидрослюдисто-каолининовых глин (часто насыщенных тонкокристаллическим пиритом) с горизонтами охристых и сажистых каолининовых глин с примесью гидрослюды, реже пылевидного кварца. Наиболее высокие

концентрации РЗЭ наблюдаются преимущественно в охристо-глинистых горизонтах коры выветривания. Залегание рудных тел в основном наклонное пологое (до горизонтального), реже крутое. Иногда встречаются резкие изгибы по падению и простиранию, приуроченные к зонам карстообразования или реликтам складчатости. По простиранию рудные залежи с суммарными содержаниями РЗЭ $\geq 0,03\%$ прослежены до 1200 м, с содержанием $\geq 0,1\%$ до 700 м; по падению соответственно до 500 и 300 м. Средние содержания (%) отдельных редкоземельных элементов в рудных залежах (в контурах $> 0,03\%$) следующие: иттрий – 0,12, иттербий – 0,01, лантан – 0,14, церий – 0,22, неодим – 0,07. Источником редкоземельных элементов Мироновского проявления могли служить нижнекаменноугольные лавы и туфы дацитов, трахидацитов, а также конгломераты и песчаники с обломками этих пород, в которых часто отмечается аномальное содержание РЗЭ. Минералами-носителями этих элементов в субстрате являются монацит и ортит. Прогнозные ресурсы категории P_2 участка Мироновского проявления составляют (тыс. т): иттрия – 16,8, иттербия – 1,3, лантана – 16,6, церия – 23,5 (Протокол НТС КПП по Оренбургской области № 99 от 28.08.1999).

Проявление *Кугутыкское* (III-6-4) близко в геологическом отношении к Мироновскому и приурочено к глинистой коре выветривания (мощностью 20 м) по полевошпат-слюдистым сланцам кугутыкской свиты. Здесь скважиной в интервале 6,0–10,0 м определены промышленные содержания иттрия (0,2%) и иттербия (0,015%); содержание церия – 0,01%, лантана – 0,006%. Проявления *Аномальное* (I-6-104) и *Скважина 247* (II-7-118) сходны по строению с вышеописанными.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На территории работ добывается с начала прошлого века. Интенсивная эксплуатация наиболее крупного в пределах листа Кумакского месторождения продолжалась до 1964 г. Старательская добыча золота осуществлялась даже в наиболее мелких объектах. В настоящее время разведано и готовится к эксплуатации среднее по запасам месторождение Васин, ведутся поиски коренного золота в северной части Кумакского рудного узла. Всего же на площади отмечено более 50 месторождений и около 100 проявлений золота. За исключением месторождений Васин, Кумак (с участками Центральный и Коммерческий), все остальные месторождения относятся к рангу малых и в большинстве своем отработаны до уровня грунтовых вод. Наиболее распространены рудные объекты золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Отмечены также проявления золото-сульфидной, золото-порфировой формаций, золоторудные листовениты. Широко проявлены золотоносные коры выветривания, а также россыпи – как четвертичные, так и погребенные.

Золото-кварцевая формация представлена практически во всех золоторудных узлах и насчитывает несколько десятков объектов. Ниже приводится описание наиболее типичных месторождений.

Месторождение *Котлован* (I-7-10) расположено на северо-востоке территории, у границы с Казахстаном; приурочено оно к меридиональному разлому. В пределах участка было выявлено около 30 золотоносных жил мощностью до 1 м. По восьми жилам отработка велась с поверхности, одна отрабатывалась шахтой. Морфология жил невыдержанная, рудные тела сложной формы, с раздувами и пережимами. При ревизионных работах [61] на площади 3,5 × 5 км установлено семь жил кварца с содержанием 4,0–81,6 г/т, в шести жилах – до 0,2 г/т и в 12 пунктах (в коре выветривания жил и вмещающих пород) – в среднем от 0,1 до 0,2 г/т (в одной 18,4 г/т). Содержания 1–10 г/т отмечались в 39% проб. Пробность металла 958–966 (до 1000 в «кружевном» золоте). Из сопутствующих элементов редко отмечаются цинк и медь (до 0,15%), вольфрам (до 0,04%). По неполным сведениям, на месторождении Котлован добыто 1,1 т золота.

Месторождение *Биктас* (II-7-67) открыто в 1951 г. и отрабатывалось в 1950-х годах. Расположено в узле сочленения Восточно-Сарыобинского и Жетыкольского разломов. Здесь среди серицит-кварцевых сланцев (метасоматитов) по вулканитам жетыкольской толщи на 2 км при ширине 250 м прослежена зона окварцевания (мелкопрожилкового) и кварцевых жил. Мощность зоны до 30 м (кварцевых жил – до 1,0 м), длина её до 400 м. Содержание золота в жилах до 20 г/т, меди – до 1%, мышьяка – до 0,05%. Кроме самородного золота в жилах и прожилках отмечается пирит, халькопирит, арсенопирит. В коре выветривания вмещающих сланцев золото (до 0,08 г/т) отмечалось до глубины 78 м. В одной из скважин (интервал 15–39 м) в сульфидоносных сланцах зафиксировано содержание Cu, Zn, Co до 0,15–0,2% [47], а в 0,5 км на юг от минерализованной зоны месторождения в кварцевой жиле содержание золота – до 10 г/т, меди – до 0,1% [23].

В гранитоидах позднедевонского джабыгасайского комплекса отрабатывались жилы месторождений *Смоленское* (II-7-49), *Талицкое* (II-7-51), *Ольгинское* (II-7-50), *Сабержан* (II-7-52) и *Трио* (II-7-53); в раннепалеозойских гнейсодiorитах, мигматитах и гнейсогранитах – месторождений *Сибирь* (II-7-56), *Новое* (II-7-57), *Петроградское* (II-7-58). Сведения об этих объектах крайне скудные. Только для двух из них известны данные о добыче (Сабержан – 75 кг, Трио – 38,7 кг).

На месторождении *Блак* небольшие кварцевые жилы (II-8-12, 13, 14) мощностью около 1 м и протяженностью до 150 м залегают среди безрезитов по гранитоидам коскольского комплекса и вулканитам жетыкольской толщи. Золотоносными являются жилы серо-розового кварца, в которых металл локализуется близ зальбандов. Западнее, в пределах Сосьвинско-Суундукской МЗ, известно 10 малых месторождений золото-кварцевой формации: *Каиндинское* (I-6-6), *Мироновское* (I-6-42), *Северо-Мещеряковское* (I-6-72), *Мещеряковское* (I-6-87), *Опушка* (I-6-20), *Чертыковское* (I-6-38), *Ненастное* (I-6-15), *Урус-Кискен* (I-6-34), *Кусемское* (I-6-66) и *Шиликтинское* (I-6-82). Отработка их велась частным образом, сведений о добыче и строении месторождений нет. На других месторождениях золото-кварцевой формации – *Джанаспай* (I-7-8), *Жила Вронского* (I-7-7), *Тамара* (II-7-16), *Зачиликсайское* (II-7-22), *Ефим* (II-7-27), *Босфор-Галич* (II-7-40), *Октябрь* (II-7-42), *Закия* (II-7-45), отрабатывалось от трех

до 10 продуктивных кварцевых жил (иногда с шеелитом и турмалином) разной протяженности (до 100 м) и мощности (до 2 м) с содержанием металла от 0,2 до 50 г/т.

Золото-сульфидно-кварцевая рудная формация является основной для большинства золоторудных объектов, включая наиболее изученную Кумакскую группу месторождений. Ниже дается краткая характеристика наиболее типичных из них.

Месторождение *Кумак* (П-7-37) эксплуатировалось в 1914–1916 и в 1924–1964 гг. В его состав в разное время и по различным причинам включались отводы Итальянский, Японский, Французский, Сербский, Эркимбай. Согласно современному Госбалансу в состав месторождения включены участки Центральный и Коммерческий, а также отвод Байкал. За время эксплуатации месторождения добыто 8279,1 кг золота. С 1965 г. объект в консервации. В литературе он часто фигурирует и как месторождение «Сланцевая полоса». Метасоматиты здесь развиваются по сложно-дислоцированным и милонитизированным (в зоне субмеридионального разлома) углисто-песчано-сланцевым породам брединской свиты нижнего карбона (мощность её в районе месторождения 80 м). На глубине 295–320 м вскрыто слепое тело сильно измененных диоритов. Сланцеватые турмалин-серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с тонкой вкрапленностью пирита, карбонатов («рудные сланцы») слагают главное рудное тело протяженностью 500 м при мощности 14–17 м. Содержание золота в «рудных сланцах» сравнительно низкое (6–7 г/т) и равномерное. На участках интенсивного прожилкового окварцевания площадью до 8×50 м отмечаются бананцы до 1 м^3 . В турмалин-кварцевых жилах, согласных с общим субмеридиональным простираем, самородное золото наблюдается в сростках с пиритом и тетрадимитом (самородки до 72 г); оно обычно приурочено к зальбандам лежачего бока жил. Мощность жил 0,1–1 м, длина 10–100 м. Кроме дорудных субмеридиональных крутопадающих зон милонитов на месторождении хорошо развита система пологих ($10\text{--}20^\circ$) трещин того же направления с восточным падением, а также субширотная система сбросо-сдвигов амплитудой 0,5–1,5 м, которые значительно усложнили строение рудных тел. Среднее содержание золота (5,6–14,9 г/т) до глубины отработки 320 м не изменяется, а по единичным более глубоким скважинам (до 455 м) отмечались блоки мощностью 2 – 11 м с содержанием 16,1 г/т и даже (по единичным пробам) до 269 г/т. По мнению М. А. Альбова [1], в слепом теле диоритов до глубины 1000 м должны быть выдержанные золото-сульфидно-кварцевые жилы. Из попутных компонентов в рудах месторождения наблюдались висмут (тетрадимит, висмутин), медь (халькопирит), вольфрам (шеелит). Последний в «гнездах» кварца 1×4 м составлял до 30% (шахта «Новокапитальная»), концентрация золота в гнезде – до 350 г/т. Отмечались участки с повышенной радиоактивностью (общая радиоактивность отвалов шахты – до 35 мкР/ч). Зона окисления достигает глубины 10–20 м (уровень грунтовых вод) и для неё характерны содержания золота до 10 г/т. Из руд месторождения извлечение золота не превышало 60–70%, т. е. в отвалах обогатительной фабрики осталось не менее 2,5–3 т золота.

Месторождение *Васин* (II-7-13) известно с 1928 г., когда в нем было добыто 0,105 кг золота. Опоисковано в 1965 г. и разведывается с 2003 г. В состав объекта иногда включались отводы («месторождения») Танин, Цезарь и др. В настоящее время это месторождение самое крупное в Кумакском рудном узле. Располагается оно в центральной части Аниховского грабена в зоне разлома, контролирующего рудоносные метасоматиты отводов Цезарь, Васин, Проливное и возможно Кумак-Южное, где этот дизъюнктив сочленяется с Восточно-Аниховской зоной разломов. Метасоматиты в виде субмеридиональных лентовидных зон развиваются по рассланцованным вулканитам березняковской толщи. Угол падения сланцеватости меняется от 0 до 60°. В составе метасоматитов преобладают кварц, серицит, хлорит и фельдшпатоиды, а также вкрапленный анкерит. Из рудных минералов, кроме тонковкрапленного пирита, отмечается халькопирит. В турмалин-кварцевых жилах и прожилках вместе с сульфидами наблюдается самородное золото. Мелкие жилы и прожилки кварца образуют в диоритоподобных метасоматитах «зоны лестничных жил» мощностью 3–7 м, где количество жилочек мощностью 1–10 см достигает 5 на 1 пог. м, а содержание золота 21 г/т. В «крапчатых» сланцах содержание металла 2,6–9,4 г/т. Мощность зон рудоносных метасоматитов с поясами кварцевых жил достигает 14 м, протяженность их до 600 м. Заметная вкрапленность пирита и халькопирита обуславливает концентрации меди до 0,5%. В зонах с преобладанием мелких крутопадающих жил золото отмечается в виде пленок толщиной 0,5 мм на участках до 1×1 см. Здесь его содержание достигает 98,8 и даже 114 г/т [83]. Разведанные до глубины 650 м (в основном по категории С₂) запасы золота месторождения составляют 44,3 т. Запасы до горизонта 250 м (70 м от поверхности) – 2,5 т (золотоносная кора выветривания) (протокол ГКЗ № 1552 от 28.12.2007). На других (большей частью отработанных с поверхности) месторождениях этой формации минерализованные зоны (сульфидоносные метасоматиты и кварцевые жилы) имеют протяженность до 2 км и мощность (в раздувах) до 15 м, а средние содержания золота составляют 4–20 г/т (максимальное – до 700 г/т). Сведения о добыче имеются лишь для некоторых объектов: *Миля* (II-7-17) – 1,4 т; *Амур* (II-7-21) – 12,6 т; *Байкал* (II-7-23) – 23,7 т; *Хищник* (II-7-24) – 0,68 т; *Проливное* (II-7-25) – 27,4 т; *Старый Блак* (II-8-10) – 27,5 т.

Объекты золото-сульфидной рудной формации представлены только проявлениями. Наиболее перспективными из них являются *Коскульское* (I-6-11) и *Восточно-Коскульское* (I-6-13), которые приурочены к зонам интенсивной метасоматической проработки черносланцевых пород нижнего карбона южнее известной Кировско-Крыклинской золоторудной зоны (за пределами площади). Содержания золота здесь составляют 1–1,5 г/т, достигая в отдельных случаях 15 г/т. Сопутствующие элементы: мышьяк, молибден, медь, цинк.

Проявление *Ковыльное I* (I-8-16) локализовано в зоне диагонального северо-восточного разлома среди метасоматически измененных вулканитов аккаргинской толщи с прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением (Zn до 1%, Cu и Pb до 0,2%), образующим зоны мощностью 1,5–4 м, в которых содержание золота 0,2–0,8 г/т (17 скважин). Ширина оруденелых

пород 250 м, протяженность 2,5 км. К этой же формации относится проявление П-7-32.

Золоторудная лиственитовая формация также представлена только проявлениями в восточной части листа, в пределах Ащысуйско-Полевского рудного района. К таковым относятся проявления *Ковыльное 2* (II-8-15) и безымянное проявление П-8-23. Оба они приурочены к потенциально золотоносной фронтальной части Джетыгаринского надвига. Содержания золота от 3 до 5 г/т выявлены в оталькованных, лиственитизированных серпентинитах. В серпентинитах, подсеченных одной из скважин, концентрация металла достигает 5 г/т, выше – в коре выветривания – 0,003–0,3 г/т. Здесь же в другой скважине глубиной 92 м (*Ковыльное 2*) в интервале 52–56 м содержание золота 3 г/т, в остальных интервалах – 0,003–0,15 г/т. Протяженность золотоносного фрагмента зоны надвига около 10 км. Мощность метасоматитов и вмещающих их минерализованных сланцев составляет примерно 100 м. Средняя мощность образований коры выветривания в пределах зоны 60 м.

Золото-порфировая формация представлена двумя рудопоявлениями, которые локализуются в Котансу-Жабыгском узле. Проявление *Верблюжья гора* (II-7-36) открыто в 1928 г. В штокообразном теле гранит-порфиров (80 × 500 м) кроме трех жил (0,3–1,8 м) длиной 200–500 м, сложенных розовым кварцем с пиритом, халькопиритом, реже галенитом, сфалеритом, ковеллином и содержащих золото в количестве от 2 до 13,3 г/т, отмечаются призальбандовые березиты с прожилками кварца, где содержание металла до 1,6 г/т. Концентрация попутных компонентов: до 1% цинка, до 0,5% свинца, до 0,1% меди, до 70 г/т серебра. Прогнозные ресурсы объекта (категории P₁) оцениваются в 2,2 т [55, 52].

Проявление *Березитовый увал* (II-7-54) приурочено к дайке березитизированных гранит-порфиров, залегающих среди вулканитов кокпектинской толщи нижнего девона. Дайка имеет северо-восточное простирание, мощность 50 м и прослежена на 600 м. Среди березитов отмечается серия мелких (0,1–1 м) жил турмалин-кварцевого состава, расположенных через 1–2 м (реже через 6 м) друг от друга; длина жилок до 30 м, содержание золота в них 7–130 г/т, наблюдались старательские ямы. В березитах концентрации золота 0,1–7 г/т до глубины 117 м; мощность минерализованной зоны 1–5,8 м, редко – до 72,2 м. Содержание золота в густовкрапленном пирите достигает 35–45 г/т, в бедновкрапленном – 1–6 г/т. Отмечается примесь меди (до 0,1%), серебра (до 8 г/т), кобальта (до 0,015%). По березитам развита кора выветривания мощностью до 30 м (редко – до 90 м), в которой золота 0,1–0,4 г/т [38].

Рудная формация золотоносных кор выветривания в той или иной степени присутствует практически во всех проявлениях и месторождениях этого металла. Отнесены же к этой формации те объекты, в которых «промышленные» содержания золота отмечаются только в корях. К ним принадлежат проявления *Октябрьское* (I-6-8), *Бостыбай 1* (I-7-50), *Бостыбай 2* (I-7-52), *Бостыбай 3* (I-7-63), *Аккаргинское* (I-8-14), *Верхнетюлькубайское* (II-6-38), *Восточно-Кенгуссайское* (II-8-8) и др. (II-7-1, 7, 76, 77, 78; II-8-5, 2, 7, 16, 19, 42).

Золотоносные россыпи на описываемой территории преимущественно сосредоточены в двух золотороссыпных узлах – Соколовском и Саринском, а также в Кумакском золоторудном узле и делятся на погребенные и современные. Первый из узлов включает в себя 13 мелких россыпей золота (преимущественно россыпепроявлений) – Орловскую, Карагаштинскую, Муелдинскую, Буртинскую, а также один шлиховой поток в верхнем и среднем течении руч. Джамылчай. Для них характерно мелкое тонкое золото, приуроченное к аллювиальным отложениям четвертичного возраста, в меньшей мере – к осадкам раннетриасового (погребенные россыпи) и миоценового времени. Все наиболее изученные объекты отнесены к первому типу. Содержание золота в песках колеблется в значительных пределах. При этом иногда встречаются довольно высокие для россыпей концентрации металла в породах: от 115 до 690 мг/м³, а иногда и более 1 г/м³. Наиболее изученные россыпи характеризуются следующими параметрами: *Орловская* (П-3-27) – среднее содержание 20 мг/м³, мощность торфов 6 м, мощность песков 5 м; *Карагаштинская* (П-3-3) – 20 мг/м³, мощность торфов 15 м, мощность песков 5 м; *Муелдинская* (П-3-16) – 30 мг/м³, мощность торфов 15 м, мощность песков 6 м; *Тузлук-Кульская* (П-3-5) – 20 мг/м³, мощность торфов 15 м, мощность песков 5 м. Размеры указанных объектов не установлены. Проведенные в рамках текущего ГДП-200 (листа М-40-IX) поисковые работы не дали однозначных оценок перспектив данных объектов.

В *Саринском* золотороссыпном узле также сосредоточены россыпи как четвертичного возраста (террасовые), так и древние (погребенные) меловые. К первой группе относятся *Чебакла* (П-4-21) и *Ижбулган* (П-4-3). Промышленные концентрации золота подтверждены только в последней. Россыпь *Ижбулган* характеризуется следующими параметрами: средняя мощность торфов 1,9 м, песков – 1,25 м; среднее содержание металла на пласт 0,22 г/м³. Протяженность ее 13,3 км, ширина 0,5 км. Прогнозные ресурсы золота по категории Р₂ составляют 114 кг (Протокол НТС КПП по Оренбургской области № 99 от 20.08.1999 г.). Россыпь *Ижбулган* включена в перечень объектов для распределения через аукцион на 2011 г. Протяженность *Чебаклинской* россыпи 3,5 км, ширина 0,5 км. В отличие от аллювиальных россыпей четвертичного возраста, альбские золотоносные пески района образуют не узкие линейные залежи, а субизометричной формы поля (останцы широких речных долин мезозоя) и представляют собой древние погребенные мелкозалегающие аллювиальные россыпи долинного типа. Размеры отдельных останцов – 5–6 × 7–8 км. Поисковыми работами, проведенными на участках *Крым* (П-4-11) и *Красный Труд* (П-4-8), установлены содержания металла 0,1–0,2 г/м³ при средней мощности пластов 1,2 и 2,7 м. Среднее содержание золота на первой россыпи – 0,105 г/м³, на второй – 0,161 г/м³. Ресурсы россыпного золота категории Р₂, оцененные прямым расчетом (исходя из площади золотоносных пород), составили: на участке *Крым* – 24 кг, а на участке *Красный Труд* – 377 кг (Протокол НТС КПП по Оренбургской области № 99 от 20.08.1999 г.). Характерной особенностью альбских россыпей является то, что они содержат в основном мелкое и тонкое золото (фракция мельче 0,25 мм составляет более 50%), которое обычными промприборами не извлекается. Поэтому даже те россыпи,

среднее содержание золота в которых превышает минимально промышленное (более 140 мг/м³), не представляют практического интереса. Они могут обрабатываться в недалеком будущем при улучшении технических характеристик промприборов. В пробе, отобранной на участке Крым, был обнаружен также мелкий алмаз.

В *Кумакском* узле золотоносные россыпные объекты, находящиеся среди современных элювиально-делювиальных и пролювиальных образований, имеют незначительное распространение и сравнительно небольшие размеры. Ложковые россыпи локализуются непосредственно вблизи выведенных на эрозионный уровень коренных золотопроявлений. В золотодобыче данный тип оруденения играл сугубо подчиненную роль.

Итальянская россыпь (II-7-38) имеет площадь 100×300 м, мощность золотоносного пласта от первых см до 1 м (средняя 0,5 м); ширина по ложкам от 2 до 5 м. Величина вскрыши от 0,2 до 1 м, длина обогащенных участков – до нескольких десятков метров; содержание золота до 4 г/м³.

Россыпь *Проливной-Байкал* (II-7-19) представляет собой сеть сухих «саев» на площади 1,5–2 км². Ширина старательских отработок по склонам и ложкам колеблется от 5 до 50 м, глубина залегания продуктивного пласта от 0,2 до 1,8 м. По данным отработки россыпи за 1925 г., содержание золота на 100 пудов песка колебалось от 0,5–3 до 40–80 долей (в среднем 28,5 долей, или 1,25 г/м³). 10 шлиховых проб, отобранных в канавах на склонах логов, показали от 3–9 до 56–205 знаков золота в каждом шлихе. Максимальные размеры золотин достигали 1,5 мм. Пробирный анализ делювиального материала в пробах показал содержание золота 2 г/т (или 3 г/м³). Взвешивание золотин одной из шлиховых проб в пересчете дало 0,45 г/м³. При общей протяженности ложковой сети порядка 3–4 км, средней мощности продуктивного пласта 0,5 м и ширине 10 м при вышеуказанных содержаниях общие ресурсы золота в россыпи оцениваются в пределах от 6,9 до 20–25 кг.

На россыпи *Поселковая* (II-7-48) площадь старательской отработки 100×50 м, глубина до 1 м; данных о добыче и содержаниях нет. Россыпь *Босфор* (II-7-43) занимает площадь 50×100 м; характер ее «самородковый», видимо, за счет размыва кустового золота. В 1926 г. здесь (со слов старателей-ветеранов) отмывали самородки весом до 200 г. Всего из россыпи добыто более 2 кг золота. В 500 м к востоку и югу от нее наблюдается ряд подобных же ложковых (верховых) россыпей: отводы Дарданеллы и Галлиполи; элювиально-делювиальные отложения последнего на 100 пудов породы давали до 1 золотника (или 4,26 г/т золота). На россыпи *Сальниковская балка* (II-7-39) при ширине её от 5 до 50 м продуктивный пласт по мощности не выдержан (0,5–2 м); глубина его залегания 0,2–0,5 м. В период добычных работ здесь встречались самородки весом до 200–300 г. Из 1157 т песков, отработанных в 1961 г., было получено 1,633 кг шлихового золота, 1,255 кг ушло в хвосты; среднее содержание по россыпи ~ 4 г/м³. Пройденными канавами [227] частично вскрыты две новые субпараллельные ложковые россыпи, из которых с плотика отобрано 10 шлиховых проб весом по 20 кг каждая, показавшие от 1–3 до 20–52 знаков золота. Кроме того, в 15 пробах, отобранных из старательских

выработок и их отвалов, зафиксировано от 1 до 14 знаков с максимальным размером золотин 2 мм.

Серебро. Пункты минерализации серебра П-4-14, П-4-22 в Западном Предуралье выделены в результате поисковых работ. Канавами вскрыты маломощные линзы песчаников с высоким (более 50 г/т) содержанием этого металла. Ниже глубин 20–30 м повышенные концентрации серебра и кадмия исчезают. До настоящего времени перспективы данных объектов остаются невыясненными.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Объекты урана в пределах площади представлены только проявлениями и относятся к гидротермальному, магматическому, гидрогенно-инфильтрационному и (предположительно) осадочному типам.

К первому типу принадлежат два объекта. Проявление *Домбаровское* (П-6-2) относится к урановой березитовой формации и приурочено к северной части рудного поля медно-цинкового колчеданного месторождения Весеннее, к зоне экзоконтакта Кошенсайского массива гранитоидов. Оруденение локализуется в ураноносных минерализованных зонах, представляющих собой участки интенсивной трещиноватости, расщепления, смятия и дробления в базальтах киембаевской свиты. Тектонические трещинки, зонки дробления образуют сложную систему их переплетения по типу штокверка. Всего насчитывается до пяти ураноносных зон мощностью от 0,05 до 2,7 м. Площадь участка с промышленным оруденением – 0,03 км². Наиболее богатые ураноносные зоны подсечены скважинами на глубинах 143,5–148 м и 222,8–224,2 м. Базальты там метасоматически изменены и превращены в кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-хлоритовые породы. Урановые минералы представлены коффеинитом и настураном; минералы-спутники – герсдорфит, сфалерит, галенит, халькопирит, молибденит. Содержание урана невыдержанное, от сотых долей % до 10–15% (среднее 0,5%). Сопутствующие элементы – свинец, иттрий, никель, мышьяк, сурьма, медь, кобальт, кадмий, селен.

Проявление *Джаилганское* (П-6-67) гидротермального типа представляет другую формацию – урановую в щелочных метасоматитах. Расположено в экзоконтакте Северо-Джаилганского массива кварцевых диоритов, локализовано в серицитизированных и окварцованных риолитах шумилинской свиты. Содержание урана 0,003–0,04%.

Второй тип характеризуется проявлением *Уикотинское* (П-6-100), локализованным в обохренных кварцевых и пегматитовых жилах в пределах Верхнеушкотинского массива гранитоидов. Содержание урана – 0,016–0,07%, тория – 0,08–0,01%. Кроме того, в коре выветривания по гранитам оконтурено пять участков размером 50×200–200×500 м с содержанием урана 0,005%. Оруденение отнесено к ураноносной формации в гранитах и пегматитах.

Третья группа объединяет пять объектов гидрогенно-инфильтрационного типа.

Проявление *Акжарское* (II-6-47) несет урановую минерализацию в инфильтратах среди отложений брединской свиты (черни и настуран); максимальное содержание урана – 0,07%.

Проявление *Малдыгулсайское* (III-6-1) приурочено к глинисто-щербнистой зоне выветривания гранитов Кошенсайского массива; содержание урана на глубине 32–38 м до 0,015%, тория – до 0,02%.

Проявление *Слюдковское* (II-6-24) расположено в восточном эндоконтакте Славенского массива биотитовых лейкократовых гранитов, где по трещинам в гранитоидах, (а также в дайке пегматитов и кварцевой жиле) выявлена вторичная минерализация урана, представленная шрекенгеритом и метаторбернитом в виде корочек и чешуек. Содержания урана до 0,0047%, молибдена и бериллия – до 0,01%. В коре выветривания гранитов содержание урана 0,001–0,0019%, тория – до 0,0038%; в интенсивно лимонитизированных разностях кор концентрация урана до 0,0038%.

Проявление *Желтинское* (II-7-107) приурочено к одноименной зоне разломов, пересекающей юго-восточный экзоконтакт Котансинского массива. Здесь отмечаются линзы скарнов и пегматоидных гранитов с вкрапленностью уранинита, реже молибденита и халькопирита. На глубине 100–200 м в коре выветривания скарнов и гранитов оконтурена залежь размером 80 × 900 м, мощностью около 5 м с содержанием урана 0,01–0,1%.

Проявление *Аккудукское* (II-7-87) расположено в зоне влияния Западно-Сарыобинского разлома, где в коре выветривания нижнекаменноугольных сланцев и мраморов (мощностью до 30 м) с линзами бурых железняков при радиоактивности до 395 мкР/ч содержание урана достигает 0,05%, Ni, Co, Zn – до 0,1%, W – до 0,01; Se – до 0,4%.

Четвертый (осадочный) генетический тип представлен проявлением *Аралтюбинское* (II-6-88), которое находится в восточной части Орской депрессии; локализовано в угленосных глинистых отложениях среднеюрского возраста, вскрытых горными выработками. Содержания урана до 0,1%, тория – до 0,058%. Оценочные работы на проявлении не проводились.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический. В пределах листа отмечаются пять месторождений и девять проявлений кварца оптического, который может быть использован и как пьезоэлектрическое сырье. Месторождение Теренсайское расположено в окрестностях пос. Речной и состоит из двух разобщенных участков. Впервые кристаллосырье в пределах участка *Речной* (I-6-64) было добыто в 1954 г., в количестве около 1000 кг. Объект приурочен к западному экзоконтакту одноименного массива гранитоидов. Восточная часть участка сложена вулканогенными и осадочными образованиями ранне-среднедевонского возраста. На участке встречаются дайки габбродолеритов северо-западного простирания с пологим юго-западным падением. В пределах этой площади установлено более 500 кварцевых жил, которые, как

правило, мономинеральные и однополостные; приурочены они к трещинам скола и отрыва. Преобладающее количество жил имеет северо-западное простирание с крутым северо-восточным падением и секущее положение по отношению к вмещающим породам. По форме жилы линзовидные, плитообразные, вытянутые клиновидные или «неправильные». Длина их по простиранию – 2–90 м (чаще 20–30 м), по падению от 2 до 10 м; мощность 0,1–2 м (чаще 0,3–1 м). Околожилные изменения проявляются в эпидотизации, хлоритизации, мусковитизации и окварцевании вмещающих пород. Хрустальные гнезда приурочены к выклинивающимся по падению частям жил, имеют обычно клиновидную форму. Размер их от 0,2×0,3 до 2–3 м. Кристаллы горного хрусталя бесцветные и дымчатые, вес отдельных кристаллов достигает 60–70 кг. Качество полученного пьезокварца хорошее, высшие сорта составляют 65–67%. Основные дефекты кристаллов – свилеватость, двойники и трещины. Балансовые запасы кристаллосырья по Речному жильному полю утверждены в 1968 г. (протокол ГКЗ № 7265) в количестве 0,9 т по категориям А+В+С₁.

Участок *Джаман-Акжар* (I-6-60) расположен в 2 км северо-западнее вышеописанного объекта и погребен под рыхлыми отложениями террасы одноименной реки. В геологическом его строении принимают участие метаморфизированные и рассланцованные вулканогенно-осадочные породы нижнего девона. Жильное поле приурочено к пересечению разломов преимущественно северо-восточного простирания с системой нечетко выраженных субширотных нарушений. Дизъюнктивы сопровождаются более мелкими трещинами оперения, которые служили камерами для образования кварцевых жил. На участке вскрыто 494 жилы (иногда многополостные) и 63 минерализованные полости. Кроме горного хрусталя, в полостях содержатся обломки жильного кварца, измененных вмещающих пород, а также сопутствующие минералы: флогопит, хлорит, адуляр, кальцит, сфен, апатит, тремолит, нонтронит. Размер кристаллов горного хрусталя колеблется от 5–10 до 135 см по длинной оси, вес от нескольких граммов до 800–1300 кг. Балансовые запасы кристаллосырья категорий А+В+С₁ утверждены в 1968 г. протоколом ГКЗ № 7265 в количестве 11,5 т.

Месторождение *Мироновское* (I-6-78) расположено юго-восточнее Теренсайского месторождения и также сложено метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями нижнего девона. Интрузии представлены телами плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. Формирование системы меридиональных и диагональных разломов сопровождалось образованием трещин скалывания и отрыва, которые впоследствии были выполнены кварцевыми жилами. Основные запасы горного хрусталя этого месторождения сосредоточены в россыпях. Существовавшая в палеогене древняя гидросеть способствовала формированию аллювиально-делювиальных (ложковых) россыпей. Наличие в районе легко разрушаемой глинистой коры выветривания (охватывающей в том числе и хрусталеносные кварцевые жилы) обусловило при эрозионных денудационно-аккумулятивных процессах накопление в ложках кристаллов горного хрусталя и их обломков.

В районе месторождения известно восемь логов, имеющих многочисленные притоки; часть из них вмещает россыпи горного хрусталя.

Морфологически лого представляют собой вытянутые линейные понижения с довольно крутым наклоном поверхности оттока в сторону приемного бассейна. Длина их 0,8–1,5 км (реже до 3 км), ширина от нескольких десятков до сотен метров; глубина вреза логов от 2 до 30 м. Кварцевые жилы (хрусталеносные из них составляют 10%) по простиранию имеют длину 3–6,1 м, по падению – 1,5–2 м; мощность 0,3–0,5 м. Форма линзовидная, пластообразная, трубообразная, изометричная и сложная. Хрусталеносные полости приурочены к выклинивающимся частям жил или к лежащему их боку; иногда они оторваны от кварцевых жил. Преобладают мелкие полости (1–2 м³), содержащие до 50 кг кристаллосырья; единичные гнезда вмещают 500–1000 кг. Габитус кристаллов среднестолбчатый; области, содержащие прозрачные моноблоки, приурочены в основном к головкам кристаллов. В полостях отмечаются также глинистые минералы, хлорит, мусковит, рутил.

Балансовые запасы кристаллосырья по категориям А + В + С₁ для этого месторождения утверждены в 1968 г. (протокол ГКЗ № 7265) в количестве 1,2 т. В пределы Теренсайского жильного поля входят также месторождения *Кумус-Тюбинское* (I-6-96) и 11 проявлений хрусталеносных кварцевых жил (I-6-3, 7, 41, 102 и др.).

Кварц для плавки. На площади разведано месторождение *Брацлавское* (*Белый Камень*) (I-7-26). В семи зонах оценено 169 выходов и развалов жильного кварца, обычно гранулированного и пригодного для многокомпонентного кварцевого стекла. Запасы кварца, учитываемые Госбалансом, составляют 178 тыс. т по категории С₁ и 13 тыс. т по категории С₂; месторождение законсервировано. К этому же виду сырья относится малое месторождение *Северо-Мироновское* (I-6-103), балансовые запасы молочно-белого жильного кварца по которому составляют 73,3 тыс. т, а также проявления *Жандыкольское* (II-7-85) и безымянное II-6-12.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Значимых объектов флюорита в пределах площади нет. Два проявления – *Мещеряковское* (I-6-71) и *Маячное* (I-6-4) образованы серией кварцевых жил с кристаллами и агрегатами флюорита (до 1–5%), достигающими (редко) 1 см в поперечнике. В случае расширения перспектив территории на этот вид сырья объекты могут быть разведаны и оценены на флюосовый материал.

Барит. В описываемом районе имеется одно малое месторождение барита. Госбалансом учитывались также запасы этого сырья по Джусинскому колчеданному месторождению, которое описано в разделе «Медь, цинк, свинец».

Месторождение *Баритовая жила* (I-6-75) расположено в 6 км северо-восточнее пос. Шиликта; разведывалось в 1929–1930 гг. Башгорконторой и Уральским отделением Института прикладной минералогии. Представлено серией баритовых жил, залегающих среди измененных позднедевонских

вулканитов умереннокислого состава. Простираение жил субмеридиональное, падение крутое (до 80°) западное. Размер весьма сложного жильного поля: в длину 170 м, в ширину – от 6 до 50 м. Баритовые тела представляют собой серию тонких прожилков, группирующихся в маломощные (до 0,3–1 м) зоны или отдельные «жилы», наиболее крупные из которых не превышают 0,4 м по ширине и также неоднородны, с тонкими прослойками боковых пород. Продуктивные тела представлены белым, светло-серым или желтоватым баритом с тонкими включениями кварц-серицитовых сланцев. Главной примесью в барите является кварц, количество которого с глубиной возрастает. Содержание $BaSO_4$ в руде колеблется от 68,7 до 93,9%. Запасы барита по результатам разведки 1929–1930 гг. подсчитаны до глубины 30 м – по категориям А+В (9400 т), а по категории C_1 – для глубин 30–50 м (4000 т). Месторождение эксплуатировалось (до глубины 30 м) заводом «Северохим». Данных о количестве добытой руды нет. В настоящее время разработка его признана нецелесообразной в связи со сложной морфологией жил, незначительными запасами и невысоким качеством барита. Месторождение относится к гидротермальному типу, рудная формация баритовая жильная.

Известняк флюсовый. Крупное месторождение *Аккермановское* (П-5-14) расположено в Гайском районе, в 1,5–2 км к западу от г. Новотроицк, в 6 км к северо-западу от ж.д. станции Новотроицк. Приурочено к площади развития пород одноименной толщи среднего карбона, которая слагает здесь довольно крупный известняковый массив; преобладают чистые разности, хотя отмечаются и прослой кремней, мергелей, глинистых сланцев. Балансовые запасы известняка по категориям А+В+ C_1 утверждены в 1959 г. (протокол ГКЗ №2863) в количестве 473 156 тыс. т, остаточные запасы составляют 368 615 тыс. т.

Месторождение *Акжарское* (П-6-17) локализовано в отложениях кизильской свиты. Пласт известняков залегает здесь горизонтально, протяженность выходов в субмеридиональном направлении 1600 м, ширина 600–800 м, средняя мощность 55,9 м, глубина залегания кровли от 6 до 20 м. Продуктивная толща состоит на 98,3% из карбонатов (кальцит, редко доломит, магнезит), в качестве примесей – глинистые минералы (1,7%). Известняки месторождения отвечают требованиям ОСТ 4МТУ-1-989-70 на «Известняк аккермановский, применяемый для производства чугуна, стали, ферросплавов, цемента, извести, строительных материалов», а также могут быть использованы в качестве флюсов на предприятиях цветной металлургии и для производства извести классов А, Б, В, Г. Запасы категории C_1 составляют 163 551 тыс. т, категории C_2 – 38 095 тыс. т; в настоящее время они балансом не учитываются.

Месторождение *Уикотинское* (П-6-97) сложено верхнебиргильдинской подтолщей. Известняки состоят из кальцита (95%), доломита (3%) и примеси глинистых минералов (2%). Могут быть использованы в качестве флюсов при переработке никель-кобальтовых руд Буруктальского месторождения. Они пригодны также для производства воздушно-сухой извести класса Б. Запасы категории C_1 составляют 35 479 тыс. т, категории C_2 – 22 768 тыс. т; Госбалансом не учитываются.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. На западе описываемой территории (в пределах юго-восточной части минерагенической провинции Русской плиты) известны два месторождения и восемь проявлений фосфоритов (елвакового и песчаниково-гравийно-зернистого геолого-промышленных типов), приуроченных к верхнемеловым и верхнеюрским отложениям.

Месторождение, относящееся к первому типу – *Хутор Нагорный* (II-1-9), было выявлено в 1931 г. Полезным ископаемым здесь являются пески и конгломераты с желваковыми фосфоритами позднемелового (сеноманского) возраста. Продуктивность руды по выработкам составляет 656–727 кг с 1 м², а концентрата (размерность +4 мм) – 397–820 кг/м²; исход руды – 1270 кг/м². Авторские запасы указанного концентрата для площади 60 км² составляют 40,8 млн т, из них при открытой разработке может быть извлечено 4 млн т.

Месторождение *Блявинское* (I-4-41) открыто в 1932 г.; первооткрыватель – А. Л. Яншин (Научно-исследовательский институт по удобрениям). Разведка проведена в 1933–1934 гг., доразведка – в 1963–1964 гг. Локализовано месторождение в терригенных образованиях маастрихтского возраста. Продуктивный слой представлен кварц-глауконитовыми песками, в которых наблюдается скопление фосфоритовых желваков размером до 13 см (средний 5–7 см). В верхней части слоя на контакте с мергелями руда слабо сцементирована в «плиту» мощностью 3–10 см (цемент фосфористо-железистый). Мощность вскрыши продуктивного пласта не превышает 10 м. Руда содержит 8–14% оксида фосфора; ее минеральный состав (%): фосфорит – 35–40, кварц – 20–25, глауконит – 30–35. Запасы категорий А+В составляют 3136 тыс. т, С₁ – 2938 тыс. т. В 1971 г. они сняты с балансового учета.

Проявление *Мечетка* (II-1-31) выявлено в 1931 г.; возраст фосфоритов определялся как кимериджский. На месторождении пройдено несколько шурфов; в одном из них взята проба на рассев. Выход руды составил 706 кг/м, концентрата +10 мм – 434 кг/м; содержание Р₂О₅ не определялось. В результате поисковых работ 2003–2005 гг. установлено, что при средней мощности рудных тел (2,1 м) и среднем содержании Р₂О₅ (4,4%) ресурсы фосфоритов категории Р₁ до глубины 20 м от поверхности составят 623,7 тыс. т; апробацию они не проходили.

Аналогичными по строению являются проявления *Канисайское* (II-1-23) и *Карабутакское* (II-2-12).

Проявление *Ветлянское* (II-1-10) относится ко второму типу; выявлено в 1931 г. при геологическом картировании фосфоритоносных отложений в масштабе 1 : 84 000. В 2003–2005 гг. на площади, включающей этот объект, проводились работы уже на новый тип фосфоритового оруденения – песчаниково-гравийно-зернистый. Пробурены 33 колонковые скважины общим объемом 2431 пог. м, пройдены две разведочные канавы (661 м³), проведены расчистка и опробование фосфоритовых горизонтов в долине р. Купай и в карьере на правом берегу р. Ветлянка. Выделены два фосфоритоносных горизонта. Нижний включает в себя фосфоритовый слой («фосфоритовую плиту») основания нижневолжских отложений и залега-

ющие на нем кварц-глауконитовые пески; верхний – рыхлые, насыщенные фауной песчаники и глауконит-кварцевые пески с гравийно-желваковым фосфоритовым слоем в их кровле. С ними в единый горизонт («фосфоритовую серию») объединяется «фосфоритовая плита пандериевой зоны» из основания средневожских отложений.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Кварцевые пески. Наиболее значимыми объектами этого сырья являются одно месторождение и одно проявление. Они представляют собой прибрежно-морские («пляжные») отложения среднеэоценового возраста (казацкая свита), развитые локально в ядрах двух структур оседания – Карагачинской и Зыковской. Проявление *Гирьяльское* (I-3-36) приурочено к одноименной мульде. В месторождении *Кужанберлинское* (II-6-76) эоценовые пески залегают на коре выветривания и перекрываются эоловыми отложениями. Содержание SiO_2 в обогащенном концентрате составляет 99%.

Каолин. В пределах Оренбургской области выявлено и разведано пять месторождений и 26 проявлений элювиальных (первичных) каолинов. К настоящему времени Государственным балансом учтены только запасы Южно-Ушкотинского месторождения. Запасы еще трех ранее разведанных месторождений (Архангельского, Домбаровского, Теренсайского) сняты с учета. Запасы каолинов Ковыльского месторождения утверждены ГКЗ в 2010 г. На территории известно также 26 проявлений. Все объекты этого сырья по условиям залегания являются автохтонными (остаточными), приуроченными к корам выветривания площадного или линейного морфоструктурных типов.

Месторождение *Южно-Ушкотинское* (III-6-5) локализовано в коре выветривания порфириовидных гранитов, плагиогранитов и тоналитов Верхнеушкотинского массива джабыкско-санарского комплекса. Представлено пятью разобщенными залежами линзо- и пластообразной формы с «карманами» в подошве и более выдержанной волнистой кровлей. Основные запасы каолина сосредоточены в залежи № 1 протяженностью до 3 км при ширине от первых десятков метров до 1,8 км; площадь ее 2,7 млн м^2 . Мощность залежи непостоянная – от первых метров до 20–30 м (редко – 50 м), в среднем 12,7 м. Средняя мощность вскрыши 2,1 м. Цвет каолина-сырца белый, светло-серый с желтоватым оттенком, желтовато-кремовый и желтовато-бурый; минеральный состав – каолинит и кварц с примесью полевых шпатов и слюды. Выделяются каолины нормальные и щелочные. Средние содержания K_2O в первых 0,82%, во вторых – 3,68%; Al_2O_3 соответственно 20,96 и 19,39%, TiO_2 – 0,19 и 0,12%. Fe_2O_3 – 0,51 и 0,60%. При обогащении нормальные каолины по сравнению со щелочными имеют повышенные содержания Al_2O_3 (соответственно 35,43 и 31,77%), TiO_2 (0,26 и 0,17%) и более низкие концентрации K_2O (0,85 и 3,32%), Fe_2O_3 (0,8 и 1%). По минеральному составу нормальные каолины отличаются от щелочных более высоким содержанием каолинита (соответственно 86 и 70,6%) и более низким – полевых шпатов (0,8 и 12,2%).

Лабораторными испытаниями установлено, что обогащенные каолины по своим качественным показателям пригодны для производства керамических изделий (ГОСТ 21286-82), бумаги и картона (ГОСТ 19286-73 с изменениями), парфюмерных изделий (ГОСТ 21285-75), резино-технических изделий (ГОСТ 19608-74), шамота (ГОСТ 21287-75) и в других отраслях промышленности. Песчаная часть нормальных каолинов может использоваться в стекольном производстве (ГОСТ 22551-77), в производстве изделий тонкой керамики (ГОСТ 7031-75) и сварочных материалов (ГОСТ 4417-75), в строительных работах (ГОСТ 8786-93). Та же составляющая щелочных каолинов пригодна для производства электротехнического фарфора (ГОСТ 70-30-75), в стекольном производстве (ГОСТ 13451-77 и ГОСТ 22551-77), в производстве изделий тонкой керамики (ГОСТ 7031-75), в строительных работах (ГОСТ 8786-93) и для получения высококалиевого полевошпатового концентрата. Мусковитовые концентраты могут применяться для изготовления рубероида, в резиновой промышленности и бумажном производстве (при изготовлении обоев). Запасы каолина-сырца утверждены (Протокол ГКЗ № 693 от 16.10.2001 г.) в следующем количестве: категория C_1 – 2336,4 тыс. т, в т. ч. нормального каолина – 1195,4 тыс. т, щелочного – 1141 тыс. т; категория C_2 – 36 158 тыс. т, в т. ч. нормального каолина – 14 805 тыс. т, щелочного – 2135 тыс. т; итого категории $C_1 + C_2$ – 38 494,4 тыс. т. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 21 737 тыс. т. Объект подготавливается к отработке.

Месторождение *Ковыльное* (II-7-94) приурочено к коре выветривания по интрузивным и метаморфическим породам. По геологическому строению и минеральному составу полезного компонента оно близко к Глуховецкому месторождению, расположенному на Украине. Описываемый объект представлен тремя залежами различных размеров и довольно сложной формы. Мощность каолинов нормального типа непостоянная – от первых метров до 50 м. Средневзвешенные содержания окислов в обогащенных каолинах (%): Al_2O_3 – 35,44; TiO_2 – 0,70; Fe_2O_3 – 0,87; выход каолина – 45,9; белизна – 75,9. Лабораторными испытаниями установлено, что обогащенные каолины по своим качественным показателям пригодны для производства керамических изделий (ГОСТ 21286-82), бумаги и картона (ГОСТ 19286-73), резино-технических изделий (ГОСТ 19608-74), шамота (ГОСТ 21287-75). Запасы каолина-сырца Ковыльного месторождения составляют (млн т): по категории C_1 – 3,1, C_2 – 33,5, всего $C_1 + C_2 = 36,6$. Ковыльное месторождение может явиться одной из основных баз производства этого сырья в Оренбургской области.

Глины огнеупорные и керамические. В пределах листов выявлено и изучено четыре месторождения и семь проявлений этого вида полезных ископаемых. Среди них наиболее значимым является *Кумакское* месторождение (II-5-6) огнеупорных глин, приуроченное к северной части Орской депрессии. Полезной толщей являются серые пластичные глины позднеплейстоценового возраста мощностью от 9,6 до 35,3 м. Мощность вскрыши в среднем 4,7 м. По вещественному составу глины каолиновые с примесью монтмориллонита, кварца и гидроокислов железа. Химический

состав глин на прокаленную массу (%): SiO_2 – 57,1–60,77; TiO_2 – 1,3–2,19; Al_2O_3 – 26,64–32,22; Fe_2O_3 – 3,68–6,86. Средние значения огнеупорности – 1660 °С объемная масса – 1,94 т/м³, влажность – 16,9%. Балансовые запасы глин по категориям А+В+С₁ утверждены в 1963 г. (протокол ВКЗ №8455) в количестве 20 592 тыс. т; остаточные запасы составляют 46 384 тыс. т. Остальные объекты практического значения не имеют.

Кианит. Проявление *Кумус-Тюбе* (I-6-95) представляет собой линзу кианит-кварц-серицитовых, серицит-кианит-кварцевых, кварц-серицит-кианитовых пород в районе вершины с отметкой 336,6 (гора Змеиная). Протяженность линзы в меридиональном направлении 300 м, на юге она ограничивается руслом р. Кумус-Тюбе; мощность линзы около 100 м, протяженность по падению 200 м. Содержание кианита в пробах от 0,7 до 7,2%, среднее содержание 4,1%. Размер кристаллов достигает 5 см в длину. В незначительном количестве отмечаются рутил, корунд, амфибол, хлорит, хромит, гидрокислы железа.

Волластонит. Проявление *Белополье* (I-6-123) приурочено к северному экзоконтакту Карабутацкого массива раннепермских гранитоидов с известняками нижнего карбона, прослеженному в широтном направлении на 5 км. Вдоль контакта в известняках выявлены скарны (гранат-пироксеновые и волластонитовые). Вся эта зона перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями (Шильников, 2002). В скважине (№31 на ГК) вскрыты белые мраморы, содержащие прожилки волластонита; в интервале 10,6–53,5 м содержание его составляет 15–20%. Ниже (инт. 53,5–60,7 м) отмечается зона волластонитовых скарнов, где содержание полезного компонента составляет 20–50% (в среднем 35%). Кроме того, волластонит в виде скоплений и отдельных кристаллов (неравномерно распределенных) отмечается и в коре выветривания. Ниже 60,7 м этот минерал фиксируется в редких прожилках и единичных скоплениях; содержание его не превышает 1–2%.

Доломит огнеупорный. В пределах листа установлено два малых месторождения – *Крыклинское* (I-6-2) и *Мечетинское* (II-6-5). Последнее разведано в 1942 г., расположено в восточной части Джарлинской грабен-синклинали, приурочено к полосе карбонатных пород кизильской свиты. Доломиты слагают пластообразную залежь протяженностью до 500 м при ширине до 220 м, мощность ее до 50 м, падение на юго-восток под углом 40–70°, залегание кровли – 10 м от поверхности. Доломиты характеризуются большой чистотой и постоянством химического состава, соответствуют требованиям ОСТ-10173-39 на доломит I класса. Они могут использоваться также как сырье для получения обожженного металлургического доломита, для производства облицовочных плит и щебня марки «400» и выше. Запасы категорий А+В+С₁ составляют 8976 тыс. т. Прирост их возможен за счет доразведки более глубоких горизонтов, а также за счет разведки недостаточно изученных выходов доломитов в полосе карбонатных пород, прослеженных по простиранию на 23 км.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Месторождения и проявления хризотил-асбеста в Оренбургской области пространственно связаны с ультрамафитами дунит-гарцбургитовой ассоциации. Хризотил-асбестовая минерализация (одноименной апогипербазитовой формации) гидротермального генезиса относится к двум геолого-промышленным типам: баженовскому и лабинскому. Объекты лабинского типа выявлены в ультраосновных массивах Медногорского макроблока: Халиловском, Хабарнинском, Ишкининском и др. Здесь же обнаружено Катралинское проявление хризотил-асбеста баженовского типа. С ультраосновными массивами восточной части Оренбургской области (Киембаевским, Аккаргинским и др.) связаны промышленная асбестизация того же типа [211]. Всего в пределах площади выявлено одно месторождение и 19 проявлений асбеста.

Месторождение *Киембаевское* (П-6-58) открыто в 1952 г., разведка закончена в 1972 г., разработка началась в 1979 г. Приурочено к северо-западной части одноименного массива, который имеет кольцеобразную форму, сложен серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, а также «полнопроявленными» серпентинитами. Ультраосновные породы прорываются многочисленными дайками более поздних диоритов, микродиоритов и диорит-порфиритов. На месторождении разведано 14 асбестовых залежей линзовидной формы, пространственно объединенных в три участка: Главный (5 залежей), Северный (7 залежей) и Третий (2 залежи). Наиболее крупная «Основная залежь Главного участка» (72% запасов категории $B+C_1+C_2$) вытянута в субмеридиональном направлении на 1800 м при средней мощности северной оконечности 100–120 м, южной – 500–550 м. На глубину при вертикальном падении прослежена на 850 м. Остальные тела характеризуются значительно меньшими размерами. Морфология и залегание отдельных залежей контролируются разломами. Зоны нарушений сопровождаются рассланцованными, перемятыми, иногда оталькованными серпентинитами, к ним часто приурочены дайки диоритов. На описываемом объекте развит только сетчатый тип асбестизации (крупная и мелкая сетка) с содержанием волокна по залежам от 1,61 до 4,74% (при среднем 4,11%). Основная часть руд (92%) представлена волоконным асбестом 5-го и 6-го сортов. Разведанные запасы составляют по категории $B+C_1$ – 20 981 тыс. т, по категории C_2 – 9153 тыс. т асбеста (протокол ГКЗ №10719). Остаточные запасы: по категории $B+C_1$ – 15 389 тыс. т, по категории C_2 – 9153 тыс. т. С 1980 г. на месторождении работает Киембаевский асбестовый горнообогатительный комбинат (ныне ОАО «Оренбургские минералы»).

Проявление *Катралинское* (I-4-10) находится в юго-западной части одноименного гипербазитового массива. Асбестоносный участок сложен апогарцбургитовыми серпентинитами. Здесь выделяются три зоны с мощностью прожилков асбеста от 1–3 до 12 мм в пределах «сложных отороченных жил». Прогнозные ресурсы категории P_2 [211]: руды – 108 млн т, волокна асбеста – 2,16 млн т.

Мусковит. В пределах территории отмечается девять проявлений мусковита, связанных с пегматитовыми жилами в лейкократовых гранитах. На одном из них, кроме того, отмечается природное обогащение первичных мусковитов в коре выветривания.

Проявление *Ушкотинское* (II-6-102) локализуется в пегматитах, которые генетически и пространственно связаны с Верхнеушкотинским гранитным массивом. Пегматитовые жилы имеют субширотное простирание, крутое северное падение, длину от 45 до 125 м, мощность от 0,5 до 6 м. Для них характерны частые раздувы, пережимы, ответвления. Минерализация неравномерная, гнездовая, приурочена к зональным участкам плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового состава, которые локализуются в залыбандах пегматитовых тел; пластины слюды размером от 20 до 200 см². Мусковит розовато-фиолетовый, в тонких пластинах прозрачный; поверхность волнистая, резе ребристая. Выход колотой слюды от промсырца – 17,2%, а промсырца от забойной породы – 3,5%. Большая часть добываемого мусковита (87,1%) принадлежит к III сорту, остальная – к IV сорту. По диэлектрическим свойствам он относится к маркам СФ, СО, СНЧ, СВЧ. В пегматитах отмечаются участки с аномальным содержанием ниобия (до 0,2%), тантала (до 0,3%), церия (до 0,1%), бериллия (до 0,1%), лантана (до 0,06%) и повышенной радиоактивностью (до 280 мкР/ч). Аномальные значения активности связаны с наличием торийсодержащих и редкоземельных минералов. На флангах месторождения (проявлениях-спутниках) в 1961–1963 гг. проведены поисково-оценочные работы. Пегматитовые жилы изучались в основном в зоне коры выветривания, мощность которой на участках в среднем 20 м. Было рекомендовано изучение пегматитовых тел на глубину ниже зоны выветривания, где качество мусковита может быть выше.

Проявление *Саздинское* (III-6-8) выявлено в 1999 г. при ГДП-200 (Лисов, 2002). На участке пройдены буровой профиль (КГК) и ряд шурфов. В 2001 г. начались поисковые работы с проходкой канав и бурением колонковых скважин. Приурочено проявление к коре выветривания зоны мусковитизированных гнейсоплагиогранитов крыклинского комплекса в западном экзоконтакте Среднеушкотинского массива гранитоидов. В северной его части из коры выветривания отобрана проба пород мусковит-кварц-каолининового состава для лабораторно-технологических испытаний, проведенных в «ЦНИИГеолнеруд». Выход мономинерального мусковитового концентрата составляет 15%, мусковит-каолининового концентрата – 25%, кварцевого концентрата – 35%. В соответствии с ГОСТ 10698-80 слюда может быть применена в производстве лакокрасок, кабелей, рубероида, обоев, различного рода покрытий, цемента, пластмасс, штукатурок, противопожарных покрытий древесины, для изоляции магистральных трубопроводов, при буровых работах, в резино-технических изделиях, в покрытиях электропроводов, для дуговой сварки и т. д. По заключению указанного выше НИИ проведенные исследования позволяют сделать вывод, что нормально обогащенное природное сырье с содержанием мелкоразмерной светлой слюды около 20–25% (иногда более) представляет промышленный интерес, а возможность комплексного его использования значительно

повышает значимость этого полезного ископаемого. Следует также отметить, что данный тип слюдосодержащего сырья является нетрадиционным для России. Генетический тип проявления – выветривания (остаточный), рудная формация – мусковитоносных кор выветривания. Протяженность слюдоносной зоны здесь 8 км, ширина 1–2 км, средняя мощность коры выветривания с мусковитом – 35 м. Мощность вскрыши 6–10 м в центральной части зоны и 0,2–1 м в северной и южной ее частях. Прогнозные ресурсы мусковита категории P_2 составляют 52,5 млн т [99].

Тальк. Все месторождения и проявления талька в пределах Оренбургского Урала связаны с ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации; всего выявлено одно месторождение и 11 проявлений.

Месторождение *Ишановское* (I-4-18) объединяет около 30 разрозненных тальконосных площадей, различных по размерам, но однотипных по строению, минеральному составу и генезису. Залежи тальцитов связаны с мелкими телами (тектоническими линзами) антигоритовых серпентинитов, залегающими субсогласно среди графит-кварцевых сланцев, метапесчаников, кварцитов и филлитов. Рудные тела фиксируются как непосредственно в серпентинитах, так и на контактах последних со сланцами, реже среди самих сланцев. Размеры тел по простиранию 40–250 м, мощность их 1–5 м. На глубину оруденение прослежено до 20 м. Талькиты представлены стеатитом и мелкочешуйчатым тальковым сланцем. Запасы талька, подсчитанные по 28 разрозненным линзам до глубины 20 м, составляют 249 млн т по категории C_1 . Месторождение в 1963 г. снято с балансового учета в связи с небольшими размерами рудных тел и малым количеством сырья [211].

Наиболее типичное среди малых объектов проявление *Киембаевское* (II-6-56) располагается в серпентинитах одноименного массива, прорванного гранитоидами и контактирующего с вулканогенно-осадочными отложениями девона и карбона. Зона продуктивных пород, представленных оталькованными серпентинитами, тальк-карбонатными, тальк-хлоритовыми породами и чистыми талькитами практически непрерывной каймой опоясывают почти весь массив. Мономинеральные талькиты встречаются в виде небольших линз, залегающих на контакте с кислыми вулканитами и углисто-кремнистыми сланцами, что может указывать на образование их контактово-реакционным путем. Мощность линз не превышает 2–3 м, залегают они чаще всего вертикально. Талькиты характеризуются высоким содержанием железа и пригодны только в качестве наполнителей при производстве ядохимикатов и цветных сортов бумаги.

Графит. В пределах листа М-40 известно четыре проявления метаморфического типа. Наиболее значимое из них – *Энбекшинское* (I-6-37). Пласты графитоидов залегают в терригенной угленосной толще раннего карбона, сложенной конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами. Собственно графитовые залежи выявлены в южной, западной и северной частях проявления (обособленных

участках). На юге вскрыто шесть пластов графитистых пород мощностью от 0,2 до 2,4 м; на севере – четыре пласта, их мощность от 0,3 до 8,3 м. Они относятся к аморфным графитовым рудам, состоящим из пунгита, графитоидов и собственно графита с содержанием углеродистого вещества до 30% (в среднем 20% – пунгит и 10% – графит). Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 82,9 млн т. По данным дифференциально-термического анализа графитовые руды Энбекшинского проявления близки к рудам боевского типа [211].

Магнезит. На территории известно Халиловское месторождение и три проявления этого вида сырья.

Месторождение *Халиловское* (I-5-47) расположено в Гайском районе и приурочено к Халиловскому ультраосновному массиву; открыто в 1857 г. Общая площадь семи залежей около 5 км². Форма плащеобразная, продуктивной является верхняя часть массива (до глубины 7–15 м), где трещины и пустоты выполнены магнезитом. Магнезит аморфный, средний выход руды от 3,15 до 8,56%. По химическому составу сырьё характеризуется высоким содержанием кремнезёма и без обогащения не удовлетворяет современным требованиям к магнезитовой продукции. Месторождение обрабатывалось кустарным способом, мелкими карьерами и закопушками. Запасы магнезитов, учитываемые Госбалансом, составляют по категории C_1 – 52 тыс. т, по категории C_2 – 12 тыс. т. В настоящее время обработка месторождения возобновилась.

Проявление талько-магнезита *Киембаевское* (II-6-57) локализовано в северной части одноименного ультрамафитового массива, в зоне контакта его с Акжарским массивом гранитоидов. Выявлено в 1960 г., в последующие годы дана предварительная промышленная его оценка до глубины 300 м. На участке выделяется одна залежь, в плане имеющая «крючкообразные» очертания; длина ее около 550 м, ширина от 20 до 80 м. В вертикальном разрезе она имеет столбообразную или чашеобразную форму и крутые контакты. На глубине 200–250 м мощность ее возрастает до 250 м, признаков выклинивания не обнаружено. Залежь талько-магнезитов прорывается многочисленными дайками диоритов и диорит-порфиритов, на контактах с которыми развивается чистый тальк в виде оторочек мощностью до 1–2 м. В составе руд примерно равное количество талька и магнезита с незначительной примесью серпентина и хлорита. Талько-магнезиты Киембаевского проявления удовлетворяют требованиям ГОСТ 21235-75 и пригодны для производства пестицидных препаратов в химической индустрии и в качестве наполнителя в кровельной и гидроизоляционной промышленности. С точки зрения применения их в огнеупорной промышленности, а также в качестве сырья для получения флотированного талька и магнезита проявление не оценивалось. Авторские запасы талько-магнезитов категории C_2 до глубины 330 м выражались цифрой 73,9 млн т. По современным представлениям, они соответствуют ресурсам категории P_1 .

Проявление *Катралинское* (I-4-4) приурочено к ультрамафитам одноименного массива. Генезис магнезитов метасоматический. Залежи их

обычно приурочены к зонам тектонических трещин в ультраосновных породах. Проявление представляет лишь минералогический интерес.

Цеолиты. Проявление *Скважина 304 (I-6-90)* было выявлено при проведении ГС-50 [222]. В коре выветривания вулканитов позднедевонского возраста на глубине 27 м обнаружено высокое содержание леонгардита. В невыветрелых породах этот минерал выполняет миндалины и образует прожилковые скопления.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На территории (в ее восточной части) широко представлены магматические, метаморфические и метасоматические породы, нередко сами обладающие высокими декоративными качествами (граниты, граносиениты, габбро, базальты, ультраосновные породы, мраморы, гнейсы различного состава, кварциты, яшмы). В этих же комплексах пород встречаются объекты (в основном проявления) различных драгоценных и поделочных минералов (алмаз, нефрит, хризопраз, опал, горный хрусталь, кахолонг, малахит, азурит, изумруд). Наиболее значимые виды и объекты данной подгруппы полезных ископаемых показаны на КПИ и охарактеризованы ниже.

Алмазы. Наряду с исследованием россыпного золота на участке *Крым (II-4-12)* были проведены и работы по поискам мелких алмазов. Из альбских отложений отобраны три пробы по 1 м³ каждая; при лабораторном анализе, проведенном в ЛОПИ, положительный результат дала только одна проба: в ней обнаружен один алмаз среди желтовато-коричневых разнозернистых полимиктовых песков с редкой галькой и гравием кварца. Размеры кристалла (мм): 0,25 × 0,25 × 0,15, *дср.*–0,21. Алмаз ромбододекаэдрического облика с хорошо сохранившимися ровными, гладкими или слегка шероховатыми гранями. Цвет зеленовато-коричневый, включений нет. Блеск сильный алмазный. Кристалл прозрачный, в скрещенных николях анизотропный; показатель преломления более 1,990. В ультрафиолетовых лучах не светится. Твердость 10 (царапает корундовую пластинку). Рентгеноструктурный анализ подтвердил правильность оптических определений.

Изумруды. Проявления *Котансинское II (II-7-82)* и *Карасу (II-7-60)* генетически связаны с пермскими гранитовыми комплексами. Прозрачные зеленые кристаллы берилла отмечались среди десицированных раннепермских пегматитов вблизи Западно-Сарыобинского разлома, а также среди зональных эпигенетически измененных пегматитов Котансинского массива гранитов ранней перми (джабыкско-санарский комплекс). Первое из них охарактеризовано в разделе «Бериллий». В пределах участка Карасу на протяжении более 1 км прослежены метасоматиты по ультрамафитам (ширина их до 20 м) и коры выветривания по ним мощностью до 51 м. В метасоматитах (оторочки упомянутых выше десицированных пегматитов) тальк-хлорит-актинолитового состава и талькитах отмечена

вкрапленность берилла, сульфидов, хромита, граната, а также жилки кварца (или ядра пегматитов) с турмалином, бериллом, шеелитом, сульфидами. Содержание Be до 0,2%. В метасоматитах призмы этого минерала доходят до 5–10 мм в поперечнике (обычно 2–5 мм), имеют светло-зеленую до густо-зеленой окраску. В кварце гнезда с бесцветным бериллом достигают размера 10×30 см; отдельные кристаллы – до 1×4 мм. В метасоматитах флогопит-талк-хлоритового состава (слюдитах), вскрытых под глинисто-охристой корой выветривания одной из скважин, на глубине более 50 м отмечается вкрапленность октаэдрического магнетита (до 1%), лимонита (по пириту), граната, топаза. В шлихе из коры выветривания (вес шлиха 23,3 г, вес пробы 10 кг) выделена монофракция берилла весом 7,23 г. Берилл в виде тонких призм размером 0,1–0,2 мм (редко до 1–2 мм), прозрачных, бледно-зеленых. Содержание берилла в пробе 723 г/т.

Халцедоны. Единственное проявление *Восточно-Мироновское* (I-6-26) расположено на юге площади (северо-восточный угол листа М-40-ХП), в пределах Мироновского участка редкоземельной минерализации. При производстве картировочных маршрутов [113] на поверхности был встречен мелкий элювиальный щебень халцедона. Здесь же шурфами вскрыта глинистая кора выветривания по дацитам раннекаменноугольного возраста и неогеновые красноцветные глины. Желваки халцедона наблюдались на глубине 3,5–7 м в белых глинах коры; форма желваков близка к изометричной. В одном из шурфов отмечено 126 желваков диаметром 3 см, 46 – диаметром 4 см, 28 – диаметром 5 см, 13 – диаметром 7 см, четыре – диаметром 10 см, три – диаметром 15 см; общий их вес 40,5 кг. Желваки в глине распределены неравномерно, к забою их содержание увеличивается. В другом шурфе встречено пять желваков диаметром 4 см, четыре – 6 см, два – 5 см, еще два – диаметром 8 см; общий вес 3,3 кг. Окраска их концентрическая: наружный слой (мощностью 0,5–0,8 см) светло-серый до белого, внутренняя (основная) часть имеет «теплую» коричневую окраску. Неглубокое залегание выделений халцедона, хорошие декоративные свойства и полируемость позволяют рекомендовать это проявление для дальнейшего изучения поисково-оценочными работами.

Проявление кахолонгов *Мироновское* (I-6-19) расположено в 5 км к северу от пос. Мироновка в междуречье Суундука и Урус-Кискена, вблизи одноименного месторождения мраморов. Приурочен объект к углисто-карбонатно-глинистым сланцам, подстилающим карбонатные породы; сланцы образуют ядро антиклинали. На поверхности фиксируются элювиальные высыпки конкреций кахолонга и полупрозрачного опала. Форма конкреций шаровидная или эллипсоидальная. По результатам опробования выделены четыре разновидности опалов, отличающихся по декоративным качествам: прозрачные (стекловидные опалы однотонные или с неясным концентрическим рисунком) – 41,8%, полупрозрачные (однотонные фарфоровидные опалы (кахолонги) – 10,3%, синевато-серые опалы с неясным концентрическим рисунком) – 4,4%. Прозрачные и полупрозрачные опалы с четким концентрическим рисунком составляют 0,9%. Согласно техническим требованиям ОСТ 41-117-76 минимальный размер сортового камня должен

быть не менее $50 \times 50 \times 50$ мм. По данным валового опробования среднее содержание опала-сырца составляет $3,03 \text{ кг/м}^3$; кондиционного сырья, пригодного в качестве поделочного камня, в нем 57,4%. В связи с отсутствием в Уральском регионе месторождения-аналога геолого-экономическая оценка Мироновского проявления кахолонгов не проводилась. Объект может представлять интерес при обеспечении небольшого художественно-прикладного предприятия местным сырьем для производства различных поделок наряду с другими декоративными камнями.

Агаты. Проявление *Красивое* (I-5-26) расположено в 1,2 км восточнее д. Мазово и приурочено к эндоконтакту субвулканического тела риолитов. Агаты встречаются в виде гнезд размером от 1–2 до 8–10 см; они концентрически-зональные, цвет от белого до черного, но обычно голубовато-серый. Агаты наблюдались и в коренных выходах дацитов, где для них характерна сильная трещиноватость, а также в корях выветривания пород палеозойского субстрата. Все они характеризуются хорошей полируемостью и красивым рисунком, но интенсивная трещиноватость снижает качество сырья.

Яшмы. На территории листа М-40 отмечается пять объектов декоративной яшмы, четыре месторождения учитываются Государственным балансом: *Гора Полковник* (II-5-24), *Северо-Калиновское* (I-5-24), *Калиновское* (I-5-38), *Казах-Чиккан* (I-5-54). Из указанных объектов три первых представляют собой месторождения пестроцветных высокодекоративных яшм, последнее – технических яшм. Еще одно – Северо-Гришкинское месторождение декоративной яшмы балансом не учитывается и на КПИ не вынесено. Все известные месторождения и проявления этого вида сырья расположены в меридиональной «полосе», протягивающейся от г. Орск к северу, и представляют собой своеобразную, не повторяющуюся в других формационных зонах структуру.

Месторождение *Гора Полковник* (Орское) находится в 8–10 км на юго-восток от г. Старый Орск, на левом берегу р. Орь. Объект приурочен к небольшой возвышенности (одноименная «гора»), сложенной среднедевонскими базальтами (афировыми и порфиоровыми), яшмами и кремнистыми сланцами, а также «меловыми» или «железистыми» палеогеновыми конгломератами, четвертичными глинами и суглинками. Эффузивы образуют мощную толщу в нижней части разреза месторождения. Непосредственно на них в виде невыдержанной по мощности и строению пластообразной залежи находятся ленточные и сургучные яшмы. На поверхности они выступают как останцы и приурочены к водоразделу. Последовательность залегания отдельных их разновидностей следующая (снизу вверх): а) ленточные тонкополосчатые зеленовато-серые яшмы; б) сургучные яшмы; в) ленточные широкополосчатые яшмы; г) темно-кофейно-сургучные яшмы. Выше залегают кремнистые сланцы, тяготеющие в основном к северо-восточному склону горы.

Поделочными яшмами обычно являются пестроцветные разновидности. В отличие от ленточных и сургучных яшм они не образуют самостоятельного

стратиграфического горизонта, а слагают линзы среди долеритов (длиной до 40 м) вытянутые в северо-западном направлении согласно общему простиранию пород. При этом различаются продуктивные тела, залегающие в плотных (не выветрелых) базальтах («коренные яшмы») и среди продуктов их выветривания («верховые яшмы»). Последние являются более ценными, так как в меньшей степени разбиты трещинами и более удобны для разработки. Заводскими испытаниями установлена пригодность яшм для получения каменной фанеры высокои марок: «отборная» и «нормальная». Они используются для вставок к ювелирным изделиям и как основной материал мозаичных коробок, шкатулок, сувениров и т. д. По запасам (на 1.01.2009 г.) месторождение остается крупным (категория $A+B+C_1 - 2441,2$ тыс. m^3 , $C_2 - 2243,6$ тыс. m^3 ; выход сортовых блоков – 20,89; прогнозные ресурсы категории $P_1 - 1,3$ млн m^3 ; в настоящее время объект не эксплуатируется. Параметры других месторождений следующие: *Казах-Чиккан* имеет запасы (тыс. m^3) категории $A+B+C_1 - 4394,5$, $C_2 - 2343,2$, выход сортовых блоков – 24,9; *Калиновское*: $A+B+C_1 - 4958,5$; $C_2 - 960,8$; выход сортовых блоков – 54,3; прогнозные ресурсы категории $P_1 - 9,475$ млн m^3 ; *Северо-Калиновское* (соответственно) – 590,7; 3205,8; 16; 2,114.

Листвениты. Единственное проявление лиственитов (П-6-15) известно на востоке Оренбургской области и приурочено к метасоматически преобразованным (лиственитизированным) серпентинитам, тектонически внедренным в габбродиориты позднедевонского джабыгасайского комплекса. Тела измененных серпентинитов имеют линзовидную форму, мощность до 50 м при длине 100–150 м. Всего выделено три тела. Пробные шлифовки на заводе «Русские самоцветы» в г. Екатеринбург получили положительную оценку.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рассматриваемая территория обладает значительным потенциалом в отношении строительных материалов. Здесь известно более 300 промышленных объектов этой подгруппы. На западе это преимущественно месторождения глин и песков. Восточная часть площади характеризуется большим количеством и разнообразием строительных камней (магматических и осадочных). Ниже приводится описание в основном тех месторождений, которые учитываются Государственным балансом.

Магматические породы

Граниты. В восточной части листа М-40 (с клапаном М-41) широко развиты продукты кислого интрузивного магматизма разного возраста. Значительное количество гранитоидных массивов вскрыто эрозией и выходит на дневную поверхность. Это позволяет обрабатывать их открытым способом и делает инвестиционно привлекательными. На карту полезных ископаемых вынесено три крупных (Новоурское, Буруктальское и

Ульяновское), два средних (Яршаллинское и Озерное) и 19 малых месторождений.

Месторождение *Новоорское* (I-6-141) находится в 7 км к северо-востоку от ж. д. станции Новоорск. Приурочено к одноименному гранитному массиву позднедевонского возраста, сложено мелко-среднезернистыми, крупнозернистыми и порфировидными гранитами со шширами, ксенолитами, жилами и дайками кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, аплитов (протяженностью до 800 м и мощностью до 20–30 м). Породы месторождения сильно трещиноватые, особенно в верхней части массива. Мощность продуктивного уровня в зависимости от рельефа колеблется (в контуре промышленных запасов) от 76,4 до 114,7 м, в среднем 94,6 м. Вскрышные породы (средней мощностью 3,42 м) представлены почвенно-растительным слоем и четвертичными суглинками с большим количеством дресвы гранитов. Запасы месторождения по категориям А+В+С₁ приняты в количестве 68 930 тыс. м³ (в том числе по кат. А+В – 27 468 тыс. м³), по категории С₂ – 71 308 тыс. м³; они утверждены ГКЗ СССР (Протокол № 9011, 1982 г.). Остаточные запасы категорий А+В+С₁ на 1.01.2009 г. составляют 54 537 тыс. м³, С₂ – 71 308 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется.

Месторождение *Ульяновское* (I-6-144) находится в Новоорском районе, поблизости от описанного выше объекта, и располагается в пределах того же гранитного массива. Мощность «полезной толщи» в контуре промышленных запасов от 55 до 85 м (в среднем 68,56 м). Вскрышные породы те же, что и для Новоорского месторождения, их средняя мощность 6,6 м.

Запасы категорий А+В+С₁ утверждены ГКЗ в 1981 г. (Протокол № 8912) в количестве 124 905 тыс. м³, в том числе по категории А+В – 60 536 тыс. м³. Объект законсервирован.

Месторождение *Буруктальское* (II-7-106) приурочено к краевой юго-восточной части Котансинской интрузии. Граниты светло-серые и серые массивные с толстоплитчатой отдельностью. Средняя разведанная мощность продуктивных пород 32,5 м. Вскрыша практически отсутствует. Физико-механические свойства гранитов: временное сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии 601–1556 кг/см² (обычно 1000–1100 гк/см²); в насыщенном водой состоянии – 452–1437 кг/см² (среднее 700–800 кг/см²); потерь в весе после 25-кратного замораживания нет; потери прочности составляют 0–17%; удельный вес 2,61–2,65 г/см³; объемная масса 2,57–2,60 г/см³; пористость 1,15–2,3%; водопоглощение 0,28–0,77%; износ в барабане Деваля 2,15–4,8%; содержание SO₃ – 0,07–0,3%. Граниты пригодны для производства тяжелого бута, в основном марки «1000» со степенью морозостойкости «25». Они отвечают также требованиям ГОСТ 2780-50 на щебень для бетона и для дорожных покрытий. Балансовые запасы категорий А+В+С₁ составляют 12 990 тыс. м³, в т. ч. по категории А+В – 4817 тыс. м³ (Протокол ТКЗ № 6/590, 1960 г.). Месторождение не отрабатывается.

Месторождение *Яршаллинское* (I-6-127) локализовано в небольшом массиве гранитов среди пород яршаллинской толщи. Вскрыша практически отсутствует. Балансовые запасы категорий А+В+С₁ составляют

12 990 тыс. м³, в т. ч. категории А + В – 3747 тыс. м³ (Протокол ТКЗ №237, 1977 г.). Месторождение не обрабатывается.

Диорит. Единственное разведанное месторождение *Комсомольское (I-7-42)* располагается в 50 км к востоку от пос. Адамовка, на южной оконечности удлиненного диорит-гранитного массива. Образовано сравнительно небольшим выходом прочных серых массивных диоритов и кварцевых диоритов (вторая фаза раннекаменноугольного катенинского комплекса) среди преобладающих гранодиоритов и плагиогранитов третьей фазы того же подразделения. Месторождение малое по запасам, не эксплуатируется.

Габбро, серпентинит. Собственно габбро представлено двумя объектами, которые не учитываются Госбалансом и обрабатываются для местных нужд. Месторождение *Безымянное 1 (II-7-4)* сложено серыми среднезернистыми до крупнозернистыми лейкократовыми габбро со шширами и жилами пегматитов, вскрытыми карьером (3 × 70 × 150 м). Малое месторождение *Безымянное 2 (II-7-29)* представлено мелкозернистыми габбродолеритами, которые использовались в виде щебня для дорожного строительства.

Кроме того, в пределах листа изучено одно крупное и четыре малых месторождения ассоциирующих серпентинитов и апогаббровых амфиболитов; среди последних одно также обрабатывается.

Месторождение *Новокиевское (I-5-19)* находится в Гайском районе, в 5 км к юго-западу от пос. Новорудный и представляет собой блок метаморфизованных габброидов среди серпентинитов. Амфиболиты зеленовато-серые (до черных) мелкозернистые массивные, иногда слабо рассланцованные. Месторождение разрабатывается для производства щебня, используемого в дорожном строительстве. Запасы категорий А+В+С₁, утвержденные в 1993 г. – 32 894 тыс. м³ Остаточные запасы тех же категорий на 1.01.2009 г. составляют 26 094 тыс. м³.

Месторождение *Западно-Аниховское (I-7-44)* расположено в правом борту долины р. Жангызгащ, в 3 км западнее пос. Аниховка. В карьере размером 300 × 500 × 8 м вскрыты серпентиниты, развальцованные по пересекающимся зонам, рассеченные жилками габбропегматитов мощностью до 0,5 м. Для серпентинитов подсчитаны запасы, которые (сумма категорий А+В+С₁) составляют 1308 тыс. м³, категории С₂ – 464 тыс. м³; они утверждены ТКЗ (Протокол №226, 1996 г.). Остаточные запасы на 1.01.2009 г. составляют: по категориям А+В+С₁ – 1261 тыс. м³, С₂ – 462 тыс. м³. Объект не разрабатывался.

На месторождении *Спутник-2 (II-8-48)*, расположенном севернее пос. Первомайский, карьером 100 × 400 м вскрыты преобладающие здесь зеленовато-серые мелкозернистые слабо рассланцованные апогабброидные амфиболиты. Месторождение разрабатывается для производства щебня, используемого в дорожном строительстве. Запасы категорий А+В+С₁ составляют 1402 тыс. м³ (Протокол ТКЗ №238, 1997 г.).

Кислые эффузивные породы. Месторождение *Медногорское (I-4-36)* расположено в Кувандыкском районе, в 2,5 км к юго-западу от г. Медно-

горск, Этот вид сырья Госбалансом учитывается под названием «кератофиры». Объект приурочен к вулканитам среднего девона, образующим здесь ядро небольшой антиклинали. Плагиориолиты и дациты серого цвета, афанитового сложения; встречаются пористые разности. Месторождение разведано на глубину 35 м. Вскрыша представлена элювием названных пород, а также четвертичными суглинками и глинами. Первоначальные запасы месторождения (эксплуатирующегося до сих пор) утверждены ТКЗ в 1986 г. (Протокол №137) и по категориям А+В+С₁ составляли 3203 тыс. м³.

Основные эффузивные породы. В пределах площади отмечается три месторождения подобных пород, которые учитываются Госбалансом под торговым названием «диабазы».

Месторождение *Круторожинское* (II-5-7) является наиболее значимым среди них; оно расположено в Гайском районе, в 12 км к северо-западу от г. Орск (в 1,5 км северо-восточнее ж. д. станции Круторожино ЮУЖД); эксплуатируется с 1960 г. Приурочено к южной части сравнительно крупной субвулканической интрузии, сложенной порфировыми базальтами и габбродолеритами. Разведано на глубину 30–40 м. Вскрыша представлены сильно выветрелыми основными магматитами и четвертичными суглинками со щебнем; мощность ее составляет в среднем 1,6–3,8 м (в отдельных местах – до 8–10 м). Запасы месторождения по сумме категорий А+В+С₁ составляют 109 629 тыс. м³, в том числе по категории А+В – 22 743 тыс. м³. Запасы утверждены ТКЗ в 1956 г. (Протокол №30/542), ЭКЗ – в 2009 г. (Протокол №11). Объект продолжает эксплуатироваться. Остаточные запасы на 1.01.2009 г. составляют (категории А+В+С₁) 86 386 тыс. м³. Другие месторождения – *Кувацкое* (1-5-21) и *Курмансайское* (II-6-81) слагаются габбродолеритами (первое) и лавами базальтов с многочисленными телами габбродолеритов и долеритов (второе). Утвержденные и (в скобках) остаточные их запасы категорий А+В+С₁ соответственно (тыс. м³): 17 961 (17 561) и 264 (157).

Туфы. На рассматриваемой территории известно четыре месторождения.

Крупное месторождение *Гудроновское* (II-5-11) относится к самым значимым объектам этого вида сырья; расположено на юго-восточной окраине г. Орск, на правом берегу р. Орь. Приурочено к северо-восточному крылу брахиантиклинали. Полезным ископаемым являются вулканокластические образования и туффиты улутауской свиты среднего–верхнего девона. Мощность полезной толщи изменяется от 25,6 до 56,7 м. Вскрышные породы представлены делювиальными супесями, суглинками и глинами средне-позднеплейстоценового возраста. Физико-механические свойства туфов: удельный вес 2,68–2,90 г/см³, объемная масса 2,65–2,84 г/см³, водопоглощение 0,04–0,89%, износ в барабане Деваля 1,2–7%. Туфы используются при производстве щебня для балластного слоя железнодорожных путей. Балансовые запасы категорий А+В+С₁ составляют 49 569 тыс. м³, в том числе категорий А+В – 4817 тыс. м³ (Протокол ЭКЗ №2 от 10.08.2006 г.).

Остаточные запасы тех же категорий (на 1.01.2009 г.) – 47330 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется.

Малое месторождение *Мусогагское* (I-6-135) находится в Новоорском районе Оренбургской области, в 15 км на северо-восток от одноименного районного центра. Приурочено к северо-восточному крылу Ащебутакской антиклинали. Полезная толща сложена преимущественно туфами андезит-базальтового состава с прослоями лав андезитов и дацитов, а также суб-вулканическими дайками порфирировых разновидей этих же пород. Туфы агломератовые литокластические и кристаллокластические. Месторождение разведано на глубину до 60 м. Вскрышные породы представлены глинистой корой выветривания и современными рыхлыми образованиями; мощность их в среднем 1,8 м. Запасы (сумма категорий А+В+С₁) составляют 8039 тыс. м³ (ТКЗ, Протокол №6/590, 1966 г.). Объект не эксплуатируется.

Малые месторождения *Еленовское* (II-6-71) и *Сарыобинское* (I-7-39) Госбалансом не учитываются.

Осадочные карбонатные породы

Мраморы. В северо-восточной части листа М-40 выявлено семь малых месторождений мраморов. Ниже описываются наиболее типичные из них.

Месторождение цветных мраморов *Мироновское* (*Энбекшинское*) (I-6-18) расположено в междуречье р. Суундук и ее левого притока р. Урус-Кискен, в 5 км к северу от пос. Мироновка. Приурочено к терригенно-карбонатным отложениям биргильдинской толщи раннего карбона (при этом карбонатные породы в ее составе образуют непрерывные разрезы мощностью до 500 м). На месторождении мраморизованные известняки и мраморы слагают ядерную часть субширотной синклинальной складки, опрокинутой на юг. Пачка мраморов разнородна по цвету и представляет собой переслаивание черных (преобладают), а также темно-серых до серых разновидей; переходы между разноокрашенными породами постепенные. Декоративные качества сырья высокие. Были подсчитаны запасы цветных мраморов категории С₂ в количестве 575,6 тыс. м³ (1542,6 тыс. т), в том числе облицовочных и подолочных – 107,1 тыс. м³ (187 тыс. т), на декоративный и строительный щебень – 345,3 тыс. м³ (925 тыс. т). Месторождение Госбалансом не учитывается. По данным валового опробования на площади, примыкающей к контуру запасов, определен выход торгового камня в 19,5%, в том числе с повышенной блочностью (более 0,4 м³/м³) – 15,5%.

Месторождение *Кызылкольское* (I-6-100) находится на правом берегу р. Кумус-Тюбе, в 2,5 км от ее устья. Приурочено к нижнекаменноугольным терригенно-карбонатным осадкам Уйско-Домбаровской подзоны. Известняковая пачка слагает ядра меридиональных кулисообразных синклинальных складок; прослеживается на 10 км при максимальной ширине 500–1000 м. Мраморизованные известняки серого и темно-серого цвета, иногда окремненные, с остатками криноидей, кораллов и брахиопод. Западное крыло линейной синклинали сложено пачкой более темных (темно-серых до черных) мраморов и мраморизованных известняков; ширина их выходов 100–120 м, по простиранию они прослеживаются на

1000 м. Как и на Мироновском месторождении, здесь преобладают черные разности, а переходы между разноокрашенными породами постепенные. Запасы мраморов категории С₂ составляют 591,9 тыс. т, в том числе крупноблочных (более 0,25 м³/м³) – 92,8 тыс. т; они пригодны в качестве поделочного и декоративно-облицовочного сырья. Госбалансом этот объект не учитывается.

Известняк. На площади известно 22 месторождения известняка, из которых два средних, остальные – малые; среди последних большинство находятся в резерве либо не учитываются Госбалансом.

Наиболее крупное из разрабатываемых месторождение *Ириклинское* (I-5-12) расположено в Новоорском районе, в 6–7 км юго-западнее пос. Энергетик. Приурочено к кизильской свите нижнего–среднего карбона; представлено пластообразной залежью известняков субмеридионального простиранья с падением на восток. Разведанная ее мощность 55 м, закарстованность 3,3%. Известняки перекрываются рыхлыми неогеновыми отложениями мощностью до 7,7 м, а в самой западной части месторождения – юрскими алевролитами, песчаниками и четвертичными образованиями, общая мощность которых здесь достигает 42 м. Объемная масса известняков 2,64 г/см³, временное сопротивление сжатию в воздушно-сухом состоянии 1256 кг/см², водопоглощение 0,56%. Запасы месторождения утверждены ТКЗ (Протокол № 184, 1990 г.) и составляют (сумма категорий А+В+С₁) 48 161 тыс. т, остаточные запасы – 44 335 тыс. т.

Среди находящихся в резерве выделяются месторождения *Хусаинова Гора* (I-2-8) и *Нежинское* (I-2-23), располагающиеся в западной части территории; для первого утвержденные ТКЗ запасы категорий А+В+С₁ – 2065 тыс. т (1970 г., Протокол № 55); для второго (разрабатывавшегося) первоначальные запасы тех же категорий составляли 2677 тыс. т (1974 г., Протокол № 87), остаточные – 554 тыс. т.

На востоке площади наиболее значимым представляется *Джурунтальское* месторождение (I-7-43) с утвержденными запасами (сумма категорий А+В+С₁) 8286 тыс. т (1958 г., Протокол № 4/569).

Доломит. Единственное малое месторождение (I-6-2) находится у северной рамки листа М-40, поблизости от описанного выше Мироновского месторождения цветных мраморов. Представляет собой обнаженную на поверхности линзу доломитов среди терригенно-известняковых отложений биргильдинской толщи раннего карбона (последние большей частью находятся под мощным четвертичным покровом). Разрабатывалось для нужд местного строительства. Госбалансом не учитывается.

Мел. В западной части листа М-40 находятся инвестиционно привлекательные месторождения – крупное Акбулакское и малое Покровское. Восточнее, кроме того, известны Бурлашанское (II-3-26) и Куртасское (Дивнопольское) (II-3-34) малые месторождения.

Месторождение *Акбулакское* (II -2-5) находится на правом берегу р. Илек, в 11 км к северо-востоку от ж. д. станции Акбулак, с которой

связано асфальтированной дорогой; с 1962 г. там действует карьер. Толща мела (маастрихтского возраста) мощностью от 0,5 до 50 м наклонена (от 4 до 12°) на северо-восток. Мел плотный белый, состоит в основном из тонкодисперсного кальцита с примесью глинистого материала (2–3%). Изредка встречаются трещины, выполненные дробленным мелом с тонкозернистым глауконит-кварцевым песком (0,01% от общего объема продуктивных пород), требующие предварительного удаления в отвалы. В северо-восточной части меловой горизонт перекрыт толщей трепеловидных пород и опок палеогена, на остальной части – неогеновыми суглинками с включениями обломков опок, мела, трепелов. Общая мощность вскрыши от 0 до 7 м, средняя 1 м. Подстилающими являются алевролитистые опоквидные глины кампанского яруса. Вблизи верхнего и нижнего контактов полезной толщи обособляется глинистый мел (мощность пластов от 0,8 до 7,7 м), состоящий из тонкодисперсного кальцита, смешанного с глинистым веществом (менее 5%) и включающий обломки фораминифер и радиолярий. В последнем содержание CaCO_3 от 70,72 до 93,66%; нерастворимый в HCl остаток составляет от 5 до 25,64%; сырье отвечает требованиям ГОСТ 5331–63 для изготовления строительной извести. Чистый мел основного пласта имеет выдержанный (по площади и мощности) химический состав (%): CaCO_3 – 87,46–96,04; $\text{MgCO}_3 + \text{K}_2\text{O}_3$ – 0,35–3,04, нерастворимый в HCl остаток – 1,79–7,26, мышьяк – 0,001–0,001, фтор – 0–0,09, $\text{Pb} + \text{Zn} + \text{Cu}$ – 0,008. Пригоден для производства портландцемента, а также для минеральной подкормки сельскохозяйственных животных и птиц.

Месторождение является комплексным. Южнее действующего карьера отмечаются аптские зеленовато-серые глины и темно-серые, почти черные глины неокома, разделенные прослоем песков и мергелистых песчаников мощностью 2–2,5 м. Мощность неокомских глин до 20 м (средняя 6,4 м), средняя мощность глин апта 6,7 м. По химическому и гранулометрическому составу глины пригодны для изготовления портландцемента. В восточной части описываемого объекта в отложениях палеогена фиксируются промышленные скопления трепелов и опок. В составе продуктивной толщи выделяются три горизонта. Нижний (10 м) представлен однородными трепеловидными породами, средний (20 м) – чередованием трепелов и опок, верхний – глинистыми грубопористыми трепелами. Породы нижнего и среднего горизонтов могут быть использованы в качестве добавок при производстве цемента. Запасы мела категорий $A+B+C_1$ составляют 56 277 тыс. т, категории C_2 – 26 901 тыс. т; утверждены ГКЗ в 1968 г. (Протокол № 1861), остаточные запасы тех же категорий – 54 709 тыс. т. Запасы цементных глин (кат. $A+B+C_1$) составляют 10 708 тыс. т, трепела – 11 205 тыс. т (ГКЗ, Протокол № 1107, 1970 г.); глины и трепел не обрабатывались.

Месторождение *Покровское (II-2-6)* расположено в 10 км к северо-востоку от райцентра Акбулак. Продуктивная толща представлена позднемеловыми (маастрихт) породами, выполняющими Покровскую мульду. Кровля (вскрыша) – почвенные образования со щебнем мела. Мел продуктивной толщи пригоден для минеральной подкормки сельскохозяйственных животных и птиц. Запасы его (категории $A+B+C_1$), утвержденные ТКЗ (Протокол № 244, 1999 г.), составляют 161 тыс. т.

Осадочные глинистые породы

Всего на карту полезных ископаемых листа М-40 с клапаном М-41 вынесено 43 месторождения гончарных, кирпичных, черепичных, цементных и керамзитовых глин. Некоторые из них являются комплексными.

Глины кирпичные, черепичные и гончарные. Месторождение *Букобайское (I-2-70)* приурочено к миоценовым отложениям, слагающим ядро Букобайской структуры оседания. На месторождении разведано два участка, разделенных глубоким, но узким (шириной до 200 м) «молодым оврагом». Полезная толща сложена светло-серыми, белыми и пестроцветными глинами мощностью 2,8–7,4 м. Сырье пригодно для производства гончарных изделий. Запасы утверждены в 1975 г. по категориям В+С₁ в количестве 12 тыс. м³. Месторождение законсервировано. Балансовые запасы составляют 8 тыс. м³.

Месторождение *Подгородне-Покровское (I-1-11)* сходно по геологическому строению с вышеописанным. Глины пригодны для производства кирпича, черепичных и гончарных изделий. Запасы глин, используемых для производства гончарных изделий, утверждены в 1975 г. по категориям В+С₁ в количестве 8 тыс. м³. Месторождение законсервировано. Балансовые запасы составляют 7 тыс. м³.

Месторождение кирпичных и черепичных глин *Краснохолмское (I-1-16)* расположено на первой надпойменной террасе р. Урал; разрабатывается с 1965 г. Глинами сложено пластообразное тело средней мощностью 4,7 м. Вскрыша состоит лишь из почвенного слоя мощностью 0,2–0,4 м. Качество сырья позволяет получать из глин кирпич марки «75–100». Запасы утверждены в 1965 г. по категориям А+В в количестве 363 тыс. м³, к настоящему времени отработаны. В 1995 г. по результатам доразведки были утверждены запасы участка Восточный-2 (тех же категорий) в количестве 54 тыс. м³. Балансовые запасы составляют 12 тыс. м³.

Месторождение *Алимсайское (I-2-48)*, аналогичное по назначению, тяготеет к области развития покровных лессовидных суглинков четвертичного возраста и представлено пластообразной залежью площадью 0,38 км². Мощность глин 2,4–13,1 м, вскрышных пород – от 0,2 до 0,7 м. Запасы утверждены в 1987 г.; по категориям А+В+С₁ они составляют 3613 тыс. м³. Месторождение разрабатывается с 1996 г.; балансовые запасы – 3478 тыс. м³.

Месторождение кирпичных глин *Кушкульское (I-2-7)* приурочено к аллювиальным отложениям первой надпойменной террасы р. Сакмара, образовано пластообразной залежью песчанистых глин. Разведанная часть залежи имеет размеры 1,5 × 1 км и мощность 2–7,6 м; вскрыша от 0,4 до 1 м. Запасы утверждены в 1985 г. по категориям А+В+С₁ в количестве 3765 тыс. м³. Месторождение законсервировано, балансовые запасы составляют 2925 тыс. м³.

Названия и местоположение остальных объектов этого вида сырья приведены в прил. 1 к записке. Они представлены преимущественно аллювиальными, реже делювиально-аллювиальными глинами и суглинками

квартира, иногда – плиоцена. В одном случае (месторождение Илецкое) продуктивными являются «коренные» верхнепермские глины. Полезная толща на разных объектах имеет мощность от 0,5 м до 31,2 м (Илецкое месторождение). Начальные запасы суммы категорий А+В+С₁ составляли от 118 до 11791 тыс. м³ (Новоорское месторождение), остаточные – от 118 до 11 462 тыс. м³ (тот же объект). Часть месторождений обрабатываются, большинство других находятся в резерве.

Глины цементные. Оба объекта этого вида сырья представлены крупными разрабатываемыми месторождениями – *Акбулакским* (II-2-5) и *Новотроицким* (II-5-10). Первое является комплексным и описано в разделе «Мел», на базе второго работает Новотроицкий цементный завод. Оно расположено в 2 км западнее одноименного крупного промышленного центра. Представлено пластообразной залежью среднеплейстоценовых глин в III надпойменной террасе р. Урал. Глины бурые и желтовато-бурые слабопластичные (аргиллитоподобные); мощность залежи от 5,6 до 26,6 м, строение полезной толщи неоднородное. Подстилающие породы представлены конгломератами неокома, вскрыша – четвертичными суглинками и почвенно-растительным слоем общей мощностью не более 1 м. Тонкодисперсный материал глин (составляющий 95–97%) образован минералами бейделлит-монтмориллонитового ряда. Глины не содержат гравия, количество частиц размером 0,5–1 мм на превышают 1%. Запасы месторождения (сумма категорий А+В+С₁) утверждены ГКЗ (Протокол №357, 1966 г.) и составляют 15 634 тыс. т; остаточные запасы – 12 136 тыс. т.

Глины керамзитовые. В западной части территории выявлено четыре месторождения: крупное, два средних и малое. Важнейшее из них – *Южно-Оренбургское* (I-2-52) находится в 12 км к юго-востоку от г. Оренбург, эксплуатируется с 1971 г. Месторождение приурочено к Паникской мульде; полезная толща представлена аптскими глинами, прослеживающимися на поверхности в виде широкой субширотной полосы размером 1,2×0,4 – 0,7 км, мощность глин 50–70 м. Отложения апта согласно залегают на породах неокома и имеют пологое (6–7°) падение на север. Вскрыша представлена четвертичными суглинками, мощность которых колеблется от 0,1 до 3,1 м. Глины серые (до черных) тонкодисперсные с пластичностью 20–30 ед. Они обладают высокой связующей способностью и удовлетворительными адсорбционными свойствами, состоят из монтмориллонита с примесью (до 10%) гидрослюды, реже каолинита. Запасы месторождения утверждены ТКЗ (Протокол №46, 1946 г.) в количестве 10 306 тыс. т (сумма категорий А+В+С₁); остаточные запасы – 7185 тыс. т.

Объекты среднего ранга характеризуются следующими параметрами. На *Акбулакском* месторождении (II-2-8) мощность полезной толщи (те же аптские глины) составляет 2,3–24 м (в среднем 8,5 м). Запасы его (категории А+В+С₁) – 6800 тыс. м³ (1971 г., Протокол ТКЗ №57), объект находится в резерве. *Воскресенское* месторождение (II-5-19) приурочено к южной оконечности Орско-Таналыкской депрессии; продуктивной толщей там являются морские глины позднего мела мощностью 2,5–8,2 м (средняя

5,1 м). Запасы (кат. А+В+С₁) утверждены ТКЗ, последний раз – в 1988 г. (Протокол №169) в количестве 2611 тыс. м³. Месторождение обрабатывается.

Осадочные обломочные породы

Песчано-гравийный материал. На территории учитываются Госбалансом четыре месторождения, локализованные в Предуралье. Крупное месторождение *Дворики* (I-2-6) приурочено к высокой и низкой поймам р. Сакмара. Полезная толща представлена аллювиальными галечно-гравийно-песчаными отложениями, которые с размывом залегают на пермских песчаниках и глинах. Мощность залежи в пределах высокой поймы изменяется от 0,1 до 10,8 м (средняя 5,7 м), в пределах низкой поймы – от 1,4 до 8 м. Гравий на 95% состоит из кремнистых пород и кварца. Запасы утверждены ТКЗ (Протокол №4940, 1970 г.) в количестве 10 306 тыс. т (сумма категорий А+В+С₁). Месторождение обрабатывается, остаточные запасы – 5110 тыс. т.

Среди других объектов выделяются малые месторождения *Григорьевское* (II-2-4) и *Дубиновское* (I-3-34). В первом из них обрабатывается восточная залежь – выдержанный по простиранию ПГМ юрского (байосского) возраста; начальные запасы месторождения категорий А+В+С₁ – 347 тыс. м³ (утверждены ГКЗ в 1985 г., Протокол №150), остаточные – 150 тыс. м³. Продуктивная толща Дубиновского месторождения выполнена аллювием низкой поймы р. Сакмара; мощность ее 5,8–10,0 м. Запасы (тех же категорий) утверждены ТКЗ в 1973 г. (Протокол №4056) в количестве 2522 тыс. м³. Месторождение практически не эксплуатировалось (остаточные запасы – 2014 тыс. м³); сейчас находится в резерве.

Песок строительный. Из 22 (преимущественно малых) месторождений, известных на территории, обрабатываются только три, остальные находятся в резерве. Среди действующих наиболее значимым является месторождение *Губерлинское* (II-5-2), расположенное в Гайском районе, в 2,5 км к юго-востоку от ж. д. станции Губерля. Сложено оно юрскими косослоистыми песками с прослоями гравелитистых песков и песчаных галечников. Вскрышные породы – суглинки мощностью от 0,2 до 6,9 м. Продуктивные пески мономинеральные кварцевые разнозернистые, содержание глинистой фракции от 5,9 до 12%. Запасы месторождения утверждены ГКЗ (Протокол №297, 1955 г.) в количестве 12 496 тыс. т (сумма категорий А+В+С₁), остаточные запасы – 7921 тыс. т.

На большинстве других объектов полезная толща образована кайнозойскими песками – палеогеновыми или четвертичными. Среднее месторождение *Карагачинское* (I-2-81) находится на западном крыле одноименной структуры оседания. Залежь среднеэоценовых песков имеет линзообразную форму, размеры 1200×700 м; она не выдержана по мощности и неоднородна по качеству полезного ископаемого. Мощность песков 2–13,9 м (в среднем 7 м), вскрышных пород – до 4,2 м. Песок пригоден для приготовления штукатурных и кладочных растворов после предварительного

обогащения – отделения промывкой глинистых частиц. Запасы по категориям В+С₁ утверждены в 1975 г. в количестве 5004 тыс. м³; месторождение законсервировано. На остальных объектах средняя мощность продуктивных пластов от 4 до 37 м, а начальные запасы (тех же категорий) – от 205 до 32 895 тыс. м³.

Песчаник. Этот вид сырья представлен двумя малыми месторождениями на востоке площади. Месторождение *Обильненское* (I-7-68) находится в правом борту долины р. Кайракты, в 8 км на юго-запад от заброшенного одноименного поселка. Карьер размером 200×100×4 м вскрывает белые (с прослоями буроватых) метапесчаники мощностью 10–15 см, располагающиеся через 0,5–1 м по разрезу. Месторождение *Кайрактинское* (I-7-61) находится поблизости и по своим характеристикам сходно с вышеописанным. Метапесчаники в виде щебня использовались для отсыпки грейдерных дорог.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. Объекты гипса (четыре месторождения разного ранга и 15 проявлений) локализируются на крайнем западе и крайнем востоке площади. В настоящее время Госбалансом учитываются два из них.

Крупное месторождение *Слудная Гора* (I-3-40) расположено в Сараташском районе, в 10 км к юго-западу от ж. д. станции Кондуровка. Представлено отложениями сульфатно-терригенной толщи кунгура, слагающими крупную линзообразную залежь (протяженностью 1,5 км), а также вторую, более мелкую линзу, расположенную стратиграфически выше. Обе залежи круто падают в юго-восточном направлении. Полезная толща образована гипсами с маломощными линзами ангидритов и ангидрито-гипсов. Гипс характеризуется высоким качеством. По падению основная залежь прослежена на 400 м, на глубину – от 75 до 145 м. Карстовые явления характерны только для верхней части месторождения; общая степень закарстованности – 0,2%. Запасы месторождения утверждены ГКЗ (Протокол №3437) в 1961 г. и скорректированы (Протокол ТКЗ №8568) в 1980 г. до 28 391 тыс. т (сумма категорий А+В+С₁), в том числе кат. А+В – 10 409 тыс. т. Объект обрабатывается, остаточные запасы – 24 285,1 тыс. т.

Среднее месторождение *Три Карста* (I-3-42) находится поблизости (в 10 км) от предыдущего, в 9 км к юго-западу от ж. д. станции Дубиновка. Полезная толща здесь сложена крупнокристаллическими белыми и серыми гипсами, местами с тонкими слоями глинистого вещества. Запасы утверждены ВКЗ (Протокол № 1353) в 1939 г. в количестве 18 221 тыс. т (категорий А+В+С₁), в том числе категории А+В – 12 494 тыс. т. Месторождение законсервировано.

Кварцит. На территории известно 13 малых месторождений, сырье которых используется как флюсы при плавке медных руд, а также в качестве щебня и бута; наиболее значимыми являются три из них. Кроме того, на КПИ показано девять проявлений кварцита.

Месторождение *Игизское* (II-7-120) расположено на крайнем юго-востоке российской части листа М-41. Представлено пятнисто-полосчатыми светло-серыми мелкозернистыми кварцитами, которые в виде гряд высотой до 10 м протягиваются на 1–2 км. Залежи площадью 350 × 1000 м разведаны до глубин 40–67 м, хотя вскрываются и на глубине до 130 м. Отмечаются смещения (сдвиги) пластов амплитудой до 35 м. Мощность вскрыши 0–12 м, в среднем 1–2 м. Кварциты входят в состав терригенной кундыбаевской толщи нижнего девона. Запасы месторождения утверждены ГКЗ в 1962 г. (Протокол № 5830) в количестве 58 101 тыс. т (категории А+В+С₁), в том числе по категории А+В – 18101 тыс. т; запасы категории С₂ составляют 29 913 тыс. т. Месторождение обрабатывается, остаточные запасы категории А+В+С₁ – 58 095 тыс. т.

Месторождение *Поимское* (I-4-12) находится в центре площади и представляет собой полосу (пласт) кварцитов в отложениях среднего девона; средняя продуктивная мощность 100 м. Кварциты разведаны по простиранию на 1,5 км, прослежены на 5 км. Средний химический состав сырья (%): SiO₂ – 96,6; TiO₂ – 0,07; Al₂O₃ – 0,81; Fe₂O₃ – 1,04; CaO – 1,10; MgO – 0,6. Запасы месторождения по сумме категорий А+В+С₁ утверждены ГКЗ в количестве 35 332 тыс. т (в том числе по категории А+В – 7992 тыс. т), категории С₂ – 35 332 тыс. т. (Протокол № 5830, 1962 г.). Месторождение обрабатывается, остаточные запасы категорий А+В+С₁ – 5809 тыс. т.

Запасы *Имелля-Покровского* месторождения (I-4-22) утверждены в количестве 5513 тыс. т (сумма категорий А+В+С₁), в том числе категории А+В – 544 тыс. т; запасы категории С₂ – 1819 тыс. т. Месторождение обрабатывается, остаточные запасы категорий А+В+С₁ составляют 5139 тыс. т.

Трепел, опока. Наиболее значимыми объектами абразивных материалов являются Мантулинское и Саринское месторождения; первое эксплуатируется. Акбулакское месторождение является комплексным, его описание приведено в разделе «Мел».

Продуктивные толщи месторождения *Мантулинское* (I-4-23) локализируются в палеогеновых отложениях, представлены трепелами и мергелями мощностью от 4–5 до 12–13 м. Перекрывающие осадки позднеэоценового и плиоценового возраста. Месторождение детально разведано, пройдено 35 шурфов, отобрано 145 бороздовых проб. Полезное ископаемое использовалось в качестве вяжущего материала для брикетирования руд на медно-серном комбинате. Содержание оксида кремния в породе не менее 72%. Утвержденные запасы кремнистого сырья (трепел) по месторождению – 885 тыс. т. (Протокол № 1 6/475, 1953 г.), остаточные – 527 тыс. т; объект эксплуатируется.

Месторождение *Саринское* (I-4-24) представляет собой залежь поздне-меловых опок, перекрытых глинами палеогенового и неогенового возраста. Мощность залежи от 1,4 до 7,1 м. Состав опок (%): опал – 81, кварц – 11, полевой шпат – 1,8, глинистые минералы – 4,5. Запасы месторождения составляют 23 880 тыс. т, объект законсервирован.

Маршаллит. На северо-востоке листа М-40 выявлено два малых месторождения маршаллита (I-6-21, 24) – своеобразного продукта коры выветривания по метасилицитам, кварцитам и окремненным известнякам. Перспективы их к настоящему времени окончательно не установлены. Могут использоваться в качестве формовочных песков в литейном деле и при производстве керамики.

Глины буровые. В разных частях рассматриваемой территории выявлено и изучено 15 месторождений (за исключением двух, все относятся к малым); описание наиболее значимых объектов приведено ниже. В настоящее время разрабатываются два из них; остальные месторождения либо находятся в резерве, либо отработаны.

Среднее месторождение *Саринское* (I-4-29) расположено северо-восточнее ж. д. станции Сара и связано с глинистыми образованиями кампанского и маастрихтского возраста, которые залегают на размывтой поверхности альбских отложений, а перекрываются палеоценовыми, плиоцен-четвертичными и современными осадками. Средняя мощность продуктивных пород кампана 4,4 м, маастрихта – 1,4 м. Запасы утверждены ТКЗ в 1995 г., по сумме категорий А+В+С₁ они составляют 12 389 тыс. м³; объект законсервирован.

Месторождение *Ижбердинское* (II-5-4) расположено у пос. Ижберда, связано с отложениями плиоцена. Запасы его утверждены ТКЗ в 1999 г. (категории те же) в количестве 1372 тыс. м³. Объект отрабатывается, остаточные запасы – 1334 тыс. т.

Месторождение *Никольское* (I-1-17) приурочено к Чесноковскому грабену; глины верхнемеловой вербовской свиты образуют пластообразное тело, которое разрабатывалось в 1967–1978 гг. Залежь имеет северо-западное простирание, размер 720×50×150 м, среднюю продуктивную мощность 7,7 м; мощность вскрышных пород 0,2–4 м. Запасы утверждены в 1968 г. и по категории А+В+С₁ составляли 540,3 тыс. м³; сейчас они погашены.

Месторождение *Зыковское* (I-2-26) приурочено к казацкой свите эоцена, слагающей структуру оседания. Разведанная часть залежи размером 110×25 м и мощностью 5 м сложена серыми и темно-серыми глинами с содержанием песчаной фракции до 1,8 %; мощность вскрыши до 0,8 м. Качество глин невысокое. Запасы утверждены в 1997 г. (Протокол №235). Месторождение разрабатывалось с того же года, к настоящему времени отработано.

Группа месторождений, находящихся в резерве, складывается в основном озерными, реже речными глинами кайнозоя. Средняя мощность полезной толщи на разных объектах варьирует от 4,3 до 12,1 м; утвержденные начальные запасы – от 141 до (месторождение *Желтое*) 12 777 тыс. м³.

Глины красочные. На западе листа М-40 известно два малых месторождения, в центральной его части – два проявления этого вида сырья. Наиболее значимое (и типичное) месторождение охр *Михайловское* (I-2-65) расположено в Соль-Илецком районе, в 9 км северо-восточнее с. Михайловка. Представлено линзовидной залежью красных охристых глин,

залегает с пологим (3–4°) падением на запад. Залежь локализована в терригенных (по генезису, вероятно, озерно-алювиальных) отложениях среднего–верхнего триаса. Максимальная мощность охр достигает 12 м, средняя 4,5 м. Продуктивная толща прослежена по простиранию на 530 м, по падению на 150 м. Мощность вскрышных пород от 0 до 9,5 м (средняя 1,3 м). Запасы утверждены в 1961 г. и по сумме категорий А+В+С₁ составляют 566,7 тыс. т. Месторождение законсервировано.

Асфальтит. Единственное малое месторождение *Кауровское* (I-3-9) расположено на юго-западном крыле одноименной отлогой брахиантиклинали, осложненной ядром протыкания кунгурских солей. В нерасчлененных красноцветных отложениях вязовской и кульчумовской свит выявлены три жилы асфальтита, связанные с системами радиальных разломов. Протяженность жил по простиранию 200–300 м, мощность их на поверхности 1–1,2 м, на глубине 0,2–7 м; мощность вскрыши 0,5 м. Месторождение разведано в 1924–1931 гг. Запасы подсчитаны по категории С₁ в количестве 5,2 тыс. т, но не утверждались; к 1936 г. они были погашены (месторождение обработано).

СОЛИ

На западе листа М-40 находятся месторождения (в том числе крупные) и проявления натриевых солей (галитов), хлоридных калийных солей (сильвинитов) и сульфатных калийных солей (полигалитов). Все они располагаются в предуральской части Русской плиты.

Соли натриевые. Месторождение *Илецкое* (II-2-2) приурочено к зоне сочленения Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской синеклизы. Известно с глубокой древности, а официальные сведения о его эксплуатации относятся к XVII в. **Соляная залежь локализована в сульфатно-галогенной толще кунгурского яруса**, которая слагает центральную часть соляного штока, имеющего цилиндрическую форму до глубин 800–900 м, а в плане – эллипсовидные очертания с размером по длинной и короткой осям 1340 и 830 м. Углы падения контактов штока – 75–90° (в разные стороны на различных глубинах). Вмещающие соляную залежь песчано-глинистые породы средней перми и упомянутая нижнепермская толща прорваны соляным диапиром.

Соли Илецкого месторождения почти полностью представлены галитом. Примеси (в незначительных количествах) приурочены главным образом к прослоям, имеющим темный цвет. Обычно в примесях отмечается ангидрит, количество его не превышает 1% от общей массы полезного ископаемого. Кроме того, иногда присутствуют гипс, доломит, глинистое вещество, в ничтожных количествах полигалит, сильвин и бораты. Каменная соль обладает довольно постоянным химическим составом, не меняющимся как по площади, так и с глубиной.

Илецкие соли представляют собой уникальное явление природы, являясь лучшими в мире по чистоте, а высокое качество сырья неоднократно

отмечалось медалями на промышленных выставках в конце XIX в. (золото – на Парижской выставке 1890 г.). Месторождение дает 24% всей потребляемой в стране пищевой соли. Она используется для консервации продуктов, в пищевой и химической промышленности. Здесь имеются и другие попутные полезные компоненты, генетически связанные с галогенными отложениями: бор, литий, рубидий, цезий, бром, йод, калийные соли (сильвин, карналлит, полигалиты); последние наблюдаются в виде тонких крутопадающих прослоев в приконтактовой части галитовой залежи. Запасы месторождения утверждены ГКЗ в 1963 г. (Протокол №4191) в количестве 844 580 тыс. т (сумма категорий А+В+С₁), в том числе категории А+В – 570 829 тыс. т; по категории С₂ они составляют 35 332 тыс. т. Впоследствии запасы неоднократно переутверждались. Сейчас объект продолжает обрабатываться, остаточные запасы категорий А+В+С₁ – 796 993 тыс. т.

Месторождение *Струковское (I-1-4)* также является крупным, оно приурочено к иренскому горизонту и находится на юго-восточном крыле одноименного локального поднятия; в настоящее время подготавливается к освоению методом подземного выщелачивания. Залежь размером 2,2×0,95 км вытянута в северо-северо-западном направлении. Промышленный пласт каменной соли мощностью 409–449 м вскрывается на глубине 1148–1205 м. Полезная толща перекрыта пачкой сульфатно-галогенных пород мощностью 452–470 м. Выше залегают осадки ранне-среднепермского возраста мощностью 613–660 м. От подошвы сульфатно-галогенной пачки промышленный пласт (полого погружающийся на юго-восток) отделяется солями некондиционного качества (мощность их 68–107 м). Продуктивная толща выдержана по качеству соли и мощности, среднее содержание галита 96,78%. В разрезе сульфатно-галогенной пачки, кроме того, выделено шесть пластов каменной соли, не имеющих промышленного значения. Запасы категории С₁ утверждены в 1995 г. в количестве 1 464 346 тыс. т (Протокол №333).

Соли калиевые. Единственное проявление сильвинитов (с сопутствующими полигалитами) *Струковское (I-1-6)* приурочено к сульфатно-галогенной пачке иренского горизонта, перекрывающей каменные соли одноименного месторождения. В разрезе пачки выявлено пять калиеносных пластов. Первый снизу пласт мощностью 47–64 м сложен полигалит-ангидритом и залегает на глубинах 1002–1055 м; максимальные содержания К₂О (в нижней его части) достигают 9,1–11,3% при мощности 7,9 м, радиоактивность этого интервала 15–23 мкР/ч. Второй пласт (мощностью 10–33 м) находится на глубинах 901–954 м, содержание К₂О колеблется от 0,1 до 5,6%; калиевая соль обволакивает крупные кристаллы галита или выполняет многочисленные трещины. Третий пласт мощностью 3–8 м вскрывается на глубинах 851–906 м; по единичным анализам содержание К₂О здесь не превышает 0,34%. Четвёртый пласт (мощностью 27 м) имеет линзовидную форму и залегает на глубине 795 м; содержание К₂О не превышает 2,8% при радиоактивности солей 2–7 мкР/ч. В пятом пласте (мощностью

1,5–36 м на глубинах 735–788 м) полезный компонент представлен вкрапленниками сильвина, радиоактивность до 16 мкР/ч. Максимальные содержания K_2O приурочены к нижней части этого пласта, где достигают 14,4% при мощности 1,4 м. Этот уровень представляет наибольший интерес для обнаружения богатой сильвинитовой минерализации.

Соли смешанного состава (полигалиты). Малое месторождение *Красноярское* (I-2-62) приурочено к нижнепермской сульфатно-галогенной толще, слагающей ядро отлогой положительной формы. Продуктивный пласт мощностью 245–400 м состоит из переслаивающихся слоев галита и ангидрита, среди которых имеются три горизонта, обогащенных полигалитом. Верхний горизонт мощностью 3,5–6 м со средним содержанием K_2O в солях 8,2% залегает на глубинах 160–600 м. Средний (мощность 3,7–47 м, содержание K_2O 4–6%) фиксируется на глубинах 250–700 м. Нижний горизонт имеет мощность от 8,9 до 135 м, содержания K_2O до 6% и залегает на глубинах 370–750 м. В 1951 г. здесь проведена разведка и подсчитаны запасы калийных солей верхнего горизонта в количестве (тыс. т): по категории C_1 руды – 10681, K_2O – 1602; по категории C_2 руды – 17 597, K_2O – 2640; запасы балансом не учитываются в связи с их небольшим количеством и содержанием K_2O менее 10%.

Проявление *Нежинское (Гребенское)* (I-2-24) приурочено к еще одному соляному диапировому поднятию. На своде его пробурена разведочная скважина на нефть. Она вскрыла каменную соль иренского горизонта в интервале глубин 865–1600 м. Качество соли не изучено. Однако данные о химическом составе галита, полученные на соседних площадях в сходной геологической обстановке, позволяют предположить, что каменная соль этого объекта может быть пригодна в пищевой и химической промышленности. На проявлении вполне возможно открытие крупного месторождения с запасами каменной соли не менее 1 млрд. т. В разрезах поисковых скважин на осадочную медь, пройденных здесь же выше сульфатно-галогенной толщи, среди переслаивающихся ангидритов и каменной соли установлены четыре зоны с повышенной гамма-активностью. Все они сложены полигалит-ангидритами (с содержанием K_2O до 4,9%), а также сильвинит-галитами.

Сходные геологические характеристики и минерагенические особенности имеет и еще одно проявление полигалитов – *Джуан-Тюбинское* (I-2-42).

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

На описываемой территории выявлено значительное количество месторождений питьевых пресных вод. Известны проявления минерально-лечебных (без разделения по составу), а также специальных (бромных и йодобромных) вод. Лечебные грязи отмечаются на курортах бальнеологического профиля «Гай» и «Соль-Илецк»; масштабы их выходов незначительные.

Воды питьевые пресные

На площади листа М-40 с (клапаном М-41) учтено более 100 объектов питьевой и технической воды; в большинстве своем они локализованы в четвертичных отложениях. По девяти месторождениям запасы утверждены ГКЗ (именно они вынесены на карту полезных ископаемых), по остальным – ТКЗ или НТС предприятий.

Месторождение *Оренбургское* является наиболее крупным, приурочено к отложениям низкой и высокой пойм р. Урал. Водоносный горизонт вскрыт на глубинах 2,2–6,4 м, мощность его 4,7–10,1 м, минерализация 0,4–0,8 г/дм³, воды безнапорные. Месторождение состоит из двух участков – Уральского (правобережная часть) и Ивановского (левобережная часть). Эксплуатационные запасы первого из них утверждены в 1969 г. в объеме 288,6 тыс. м³/сут, он эксплуатируется *Южно-Уральским водозабором* (I-2-39) инфильтрационного типа. Запасы второго участка приняты 28.08.2009 г. в объеме 26,4 тыс. м³/сут, они реализуются *Ивановским водозабором* (I-2-40).

Месторождение *Сакмарское* (I-2-10) локализовано в аллювии низкой и высокой пойм р. Сакмара. Водоносный горизонт вскрывается на глубинах 3,6–5,7 м. Воды слабонапорные, с минерализацией 0,3–0,6 г/дм³. Месторождение включает в себя два участка – Сакмарский и Ново-Сакмарский. Эксплуатационные запасы первого утверждены в 1969 г. в объеме 75,4 тыс. м³/сут (в том числе по правому берегу – 38, по левому – 37,4). Правобережная часть участка эксплуатировалась водозабором *Сакмарский-1*, который в настоящее время находится в консервации, левобережная (с 1972 г.) – водозабором *Сакмарский-2*.

Среди остальных эксплуатируемых месторождений с утвержденными ГКЗ запасами (сумма категорий А+В+С₁) выделяются крупное *Орское* (II-5-8; 280 тыс. м³/сут), среднее *Гайское* (I-5-25; 67,1 тыс. м³/сут), малые *Кушкульское* (I-2-9; 18,6 тыс. м³/сут) и *Кумакское* (II-7-18; 17 тыс. м³/сут). Все они также приурочены к четвертичным аллювиальным отложениям.

Минеральные промышленные воды

В западной части листа М-40 выявлено восемь проявлений промышленных вод. В двух из них (Восточно-Оренбургском и Оренбургском) воды бромные, в остальных шести – йодо-бромные.

Проявление *Бердянское* (I-2-78) приурочено к двум водоносным подкомплексам. Минеральные воды московско-филипповского подкомплекса залегают на глубине 35 м и содержат (мг/дм³): брома – 537 и йода – 10. Воды визейско-башкирского подкомплекса находятся на глубине 3205 м; концентрация брома там 758 мг/дм³, йода – 22 мг/дм³.

Проявление *Черниговское* (I-2-68) связано с тем же водоносным комплексом. Минеральные воды московско-филипповского подкомплекса залегают на глубине 250 м и содержат (мг/дм³): брома – 463, йода – 12; визейско-башкирский подкомплекс (глубина 2600 м) содержит (мг/дм³): брома – 404, йода – 10.

В этом же подкомплексе выявлено проявление *Комаровское* (I-2-54). Здесь на глубине 2740 м в водах содержится (мг/дм³): брома – 415, йода – 11.

Проявление *Шуваловское* (I-1-7) приурочено к двум водоносным таксонам. Минеральные воды визейско-башкирского подкомплекса вскрываются на глубине 2550 м и содержат 322 мг/дм³ брома; в водах верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса, залегающего на глубине 3040 м, содержится (мг/дм³): брома – 1066, йода – 13.

Проявление *Борисовское* (I-1-2) также связано с вышеупомянутым комплексом, на глубине 3100 м содержит в водах (мг/дм³): брома – 910, йода – 11.

Проявление *Филипповское* (I-1-19) приурочено к визейско-башкирскому подкомплексу, минеральные воды которого залегают на глубине 2870 м и содержат (мг/дм³): брома – 520, йода – 10.

Проявление *Восточно-Оренбургское* (I-2-32) приурочено только к последнему подкомплексу, залегающему на глубине 2385 м; воды содержат 300 мг/дм³ брома.

Проявление бромных вод *Оренбургское* (I-1-14) установлено в двух водоносных подкомплексах. В московско-филипповском подкомплексе минеральные воды залегают на глубине 1700 м и содержат 452 мг/дм³ брома; в визейско-башкирском – они вскрываются на глубине 2050 м и содержат 372 мг/дм³ брома.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

В границах площади известно 15 проявлений минеральных вод, используемых в лечебных целях. Подавляющее большинство объектов лечебных вод располагается в северо-западном углу листа М-40.

Проявление *Медсанчасть «Оренбурггазпром»* (I-2-22) приурочено к относительно водоупорному неоген-средненеоплейстоценовому горизонту и водоносному татарскому комплексу. Подземные воды первого вскрываются на глубине 35 м, их статический уровень – 7 м. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 7 г/дм³, соответствующие «минскому» типу питьевых лечебно-столовых минеральных вод. Водоносный татарский комплекс залегают на глубинах 87,5–109,5 м; статический уровень вод – 2,2–3,9 м. В верхней части комплекса воды хлоридные натриевые с минерализацией 22,4 г/дм³, в нижней – рассолы с минерализацией до 201 г/дм³. Авторские запасы подсчитаны в 1968 г. в объеме 2028 м³/сут (воды питьевого качества) и 561,2 м³/сут (воды для наружного применения). Месторождение эксплуатируется с 1977 г.

Проявление *санатория-профилактория «Русь»* (I-2-15) связано с водоносными уфимским, казанским и татарским комплексами. Подземные воды последнего располагаются на глубине 22 м, их статический уровень 6 м, минерализация 0,7 г/дм³; воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Подземные воды казанского комплекса лежат на глубине 90–140 м, их статический уровень 18,8–21,3 м, минерализация 12,6–113 г/дм³, по составу они сульфатные натриевые. Воды уфимского

комплекса вскрыты на глубине 220 м, статический уровень 23,8 м; они представляют собой крепкие рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 112,5 г/дм³.

Проявление *санатория-профилактория «Текстильщик» (I-2-9)* почти совпадает с Кушкульским месторождением пресных питьевых вод. Приурочено к тем же водоносным комплексам. Подземные воды татарского комплекса залегают на глубине 88–108 м, их статический уровень 18,2–19,4 м, минерализация 2,76–6,74 г/дм³, по составу они хлоридно-сульфатные натриевые. Воды казанского комплекса вскрываются на глубине 152 м, статический уровень 23,5–35,3 м, минерализация 15,72–161,51 г/дм³; по химическому составу воды сульфатно-хлоридные натриевые. Подземные воды уфимского комплекса наблюдаются здесь на глубине 152 м, статический уровень 19,3 м, минерализация 84,21 г/дм³; по составу это хлоридные натриевые рассолы без специфических компонентов и свойств.

Проявление *МНТК «Микрохирургия глаза» (I-1-10)* связано с водоносными казанским и татарским комплексами. Подземные воды татарского комплекса вскрываются на глубине 85,5 м, статический уровень 22 м, минерализация 1,12 г/дм³, состав их хлоридный натриевый. Воды казанского комплекса залегают на глубине 146,8 м, их статический уровень 46,4 м, минерализация от 22,6 г/дм³ (в верхней части) до 133,7 г/дм³ (в нижней); воды хлоридно-сульфатные натриевые.

Проявление *санатория-профилактория «Озон» (I-2-11)* тяготеет к тем же водоносным комплексам. Подземные воды татарского комплекса вскрыты на глубине 80–127 м, статический уровень 4–5 м, минерализация 0,8–1,29 г/дм³; по химическому составу они сульфатно-хлоридные натриевые, без специфических компонентов и свойств. Воды казанского комплекса располагаются на глубине 235 м, статический уровень 120,3 м, минерализация 171,4 г/дм³; по составу и свойствам близки к «татарским».

Проявление *цеха безалкогольных напитков №1 Оренбургского пивзавода (I-2-12)* также связано с водоносными казанским и татарским комплексами. Подземные воды последнего находятся на глубине 92–99 м, их статический уровень 20–22 м, минерализация 2,3–3,4 г/дм³; воды маломинерализованные сульфатно-хлоридные натриевые, аналогичные «чортокскому» типу. Воды казанского комплекса вскрываются на глубине 150 м, статический уровень 47 м, минерализация 194 г/дм³, состав хлоридный натриевый.

Проявление *цеха безалкогольных напитков Облпотребсоюза (I-2-17)* приурочено к водоносному татарскому комплексу. Подземные воды вскрыты на глубине 83 м, статический уровень 17 м, минерализация 1,96–2,27 г/дм³; воды сульфатно-хлоридные магниевые-натриевые.

Проявление *санатория-профилактория «Солнечный» (I-2-18)* связано с водоносным уфимским комплексом. Подземные воды установлены на глубинах 50–200 м. В верхней части они маломинерализованные сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, в нижней – хлоридные натриевые с минерализацией 17,7 г/дм³.

Проявление *санатория-профилактория «Оренбургский» (I-2-20)* приурочено к водоносным казанскому и татарскому комплексам. Подземные воды татарского комплекса находятся на глубине 170 м, минерализация

их 89 г/дм³ (рассолы хлоридные натриевые). Воды казанского комплекса вскрыты на глубине 184,8–202 м, статический уровень – 19–35 м, минерализация 66,3 г/дм³; они также представляют собой хлоридные натриевые рассолы.

Проявление в районе пос. *Ростоши* (I-2-21) установлено в аналогичных водоносных комплексах. Подземные воды татарского комплекса располагаются на глубине 90 м, статический уровень 29,8 м, минерализация 1,72 г/дм³, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Воды казанского комплекса находятся на глубине 158–206 м, статический уровень 31,5 м, минерализация 133,8 г/дм³; это рассолы хлоридные натриевые.

На проявлении *санатория-профилактория «Строитель»* (I-2-28) подземные воды татарского комплекса вскрыты на глубине 109–195 м, их статический уровень 1–5 м, минерализация 93,9 г/дм³ (рассолы хлоридные натриевые). Воды казанского комплекса вскрываются на глубине 195 м, минерализация их 155,8–194,3 г/дм³; состав хлоридный натриевый.

Проявление *цеха безалкогольных напитков «Оренбурггазпром»* (I-2-36) приурочено к водоносному казанскому комплексу. Воды вскрыты на глубине 35 м, статический уровень 6 м, минерализация 2,5 г/дм³; по составу они хлоридные натриевые, аналогичные «миргородскому» типу.

Проявление *цеха безалкогольных напитков № 2 Оренбургского пивзавода* (I-2-38) установлено в водоносном татарском комплексе. Подземные воды располагаются на глубине 60 м, их статический уровень 8 м, минерализация 3,78 г/дм³; состав хлоридный натриевый.

Проявление *санатория-профилактория «Дубовая роща»* (I-2-33) приурочено к водоносным уфимскому и казанскому комплексам. Подземные воды последнего вскрыты на глубине 98 м, статический уровень 4,5 м, минерализация 15,2–19,9 г/дм³; воды хлоридные натриевые, аналогичные «минскому» типу. Воды уфимского комплекса располагаются на глубинах 226–395 м, их статический уровень 15–24 м, минерализация 227,1–303,1 г/дм³; это рассолы хлоридного натриевого состава.

Проявление *Южно-Оренбургское* (I-2-51) связано с крупной линзой высокоминерализованных вод, заключенных в «иренской» каменной соли. Линза вскрывается на глубине 788 м, статический уровень воды 19,1–22,3 м, минерализация 182–259 г/дм³; по составу воды хлоридные натриевые, бромистые.

Проявление *Орское* (II-5-37) находится поблизости от бальнеологического курорта «Гай», расположенного в окрестностях одноименного крупного месторождения меди (курорт работает сезонно с 20 мая по 20 сентября на базе рудничных вод). Минеральные воды проявления приурочены к песчаникам и галечникам верхнего триаса, залегающим на глубине 44–50 м. Имеют малую минерализацию, сульфатный железисто-натриевый состав, содержат целый ряд микрокомпонентов, таких как двухвалентное Fe (406,7 мг/дм³), Cu (16,8 мг/дм³), Al (1,1 мг/дм³) и др. Используются в лечебно-профилактических целях, хотя основным лечебным фактором курорта являются упомянутые выше кислые рудничные воды, формирующиеся в пределах Гайского медноколчеданного месторождения. [195].

Помимо описанных выше проявлений, следует также отметить лечебные воды знаменитого *Соль-Илецкого курорта*, который находится на окраине одноименного районного центра и функционирует с 1930 г. Подземные воды там имеют сероводородный хлоридный натриевый состав с повышенным содержанием брома. Минерализация составляет 259 г/дм³; воды пригодны для бальнеотерапевтического использования [100].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа М-40 (с клапаном М-41) охватывает юго-восточную окраину Восточно-Европейской платформы и южную оконечность западного сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса. Разнообразие тектонических обстановок и длительность геологической эволюции территории способствовали образованию большого количества полезных ископаемых самых различных видов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПОХ И ЭТАПОВ МИНЕРАГЕНЕЗА

Приуроченность рассматриваемой территории к двум крупным контрастно и длительно формировавшимся элементам земной коры обусловила сложность и разнообразие ее геологического строения, в том числе и в минерагеническом отношении. В истории возникновения минерагенических комплексов и связанных с ними полезных ископаемых выделяются три эпохи.

Рифейско-среднекембрийская эпоха представлена на территории ограниченным количеством «геологических свидетельств». Она характеризуется общим платформенным режимом развития, который на коротких временных отрезках сменялся континентальным рифтингом или площадной «активизацией». В пределах юго-восточной части Русской плиты таксоны этого уровня залегают на большой глубине и практически недоступны для минерагенического анализа. В целом «южноуральская» часть складчатой системы на этом возрастном отрезке характеризуется объектами железа (сидериты, железистые кварциты), магматогенного титана, стратиформного свинца с цинком, редких металлов (гидротермального, плутоногенного и пегматитового типов), золота и платины (в черносланцевых отложениях), барита, магнезита, графита, гранулированного кварца. Что касается конкретной территории, то сколько-нибудь значимые проявления полезных ископаемых в допозднекембрийских формациях отсутствуют.

Позднекембрийско-триасовая эпоха характеризуется значительной интенсивностью тектонических движений в восточной части территории; за это время заложились, сформировались и деформировались (в существенно разной степени) основные структурные элементы двух упомянутых крупнейших таксонов. Данная эпоха в основном и определила

«минерагенический облик» площади; в ней выделяется несколько этапов, каждый из которых характеризуется своим набором полезных ископаемых.

Позднекембрийско-лохковский этап для самой южной оконечности современного Урала знаменуется по сути лишь сингенетичным хромитовым оруденением в дунит-гарцбургитовых ассоциациях среднеордовикских офиолитов. *Пражско-баишкирский этап* на Урале характеризуется существенной дифференциацией палеотектонических обстановок по латерали. В самом его начале в субокеанических условиях образуются раннедевонские хромиты. На юной и развитой стадиях эволюции «магнитогорской» островодужной системы, а также в коррелятных вулканических трогах Восточно-Уральского микроконтинента сформировано медно-цинковоколчеданное оруденение. К концу этого этапа приурочено начало коллизионных процессов (вулкано-плутонические пояса, флишевые прогибы) и связанные с малыми интрузиями гидротермальное золото (разных формаций), медно-порфиоровое и скарново-магнетитовое оруденение, «апоультрамафитовые» объекты асбеста и талька, а также осадочный марганец. *Позднебаишкирско-триасовый этап* проходил на фоне гиперколлизии (межплитного орогенеза) в большей восточной части территории. С пермскими гранитами ассоциирует вольфрам-молибденовое, редкометальное и урановое оруденение. В Предуральском краевом палеопротекте, а также в прилегающих частях платформы в перми и раннем триасе накапливаются медистые песчаники, с кунгура по начало средней перми – основные объемы каменной соли, гипса, ангидрита, стронцианита.

Мезозойско-кайнозойская эпоха. К концу триаса Уральский ороген полностью прекратил свое существование, на пенепленизированной поверхности в гумидных условиях шло интенсивное корообразование. Практически на всех ультраосновных массивах образуются никеленосные коры выветривая, в том числе имеющие промышленное значение, а также «природно легированные» железные руды. По кислым породам формируются каолинитовые коры, скопления мелкоразмерных слюд. При гипергенных преобразованиях терригенных и терригенно-карбонатных пород с бедным марганцевым оруденением образуются «обогащенные» марганценосные коры. На западе площади в конце среднего и позднем триасе, а также юре в континентальных условиях формируются бурые угли. Периодические трансгрессии (ингрессии) моря происходили на выровненной поверхности Южного Урала и Предуралья на протяжении мезозойско-миоценового этапа развития. В результате растворения и выщелачивания приближенных к поверхности пород кунгура еще на рубеже донгузского и букобайского времени образовались обширные карстовые впадины, давшие начало формированию «структур оседания» – ловушек для переотложенных кор выветривания. В среднем миоцене там накапливались озерно-болотные отложения, к этому же времени приурочено и углеобразование. Новейший этап, охватывающий плиоцен-четвертичное время, характеризуется общим усилением и дифференциацией неотектонических движений и возникновением современной речной сети. Он сопровождается образованием золотоносных россыпей и месторождений общераспространенных полезных ископаемых.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Рассматриваемая площадь включает небольшие части двух крупнейших таксонов – минерагенической провинции Русской плиты и Урало-Новоземельского минерагенического пояса, соответствующих крупным блокам земной коры. В составе и провинции, и пояса выделяются более дробные подразделения – минерагенические зоны, имеющие в основном субмеридиональное простирание. Кроме того, между названными таксонами выделена самостоятельная Предуральская минерагеническая мегазона (вне провинций и поясов), соответствующая одноименному пермско-триасовому палеопрогибу и обладающая специфической минерагенцией. Минерагенические зоны (области) в значительной мере согласуются с элементами как структурно-формационного, так и тектонического районирования. В их пределах, в свою очередь, могут быть оконтурены рудные районы и рудные узлы (зоны). Согласно Легенде Уральской серии листов ГК-1000/3 [64] минерагеническое районирование выполнено отдельно для доолигоценовых и олигоцен-четвертичных образований.

Минерагеническая провинция Русской плиты

Занимает обширную территорию и включает в себя **Северокаспийско-Бузулукский соленосный бассейн (минерагеническую область)** (1h1,crl,sy/P₁). В целом рассматриваемая часть провинции характеризуется большим числом месторождений и проявлений полезных ископаемых (при довольно ограниченном количестве их видов), связанных с породами осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. Наиболее значимыми из них, безусловно, являются объекты углеводородного сырья, группирующиеся в те или иные разноранговые элементы самостоятельного нефтегазогеологического районирования. Более детально закономерности распространения месторождений УВС раскрыты в следующей главе. Второе по значимости полезное ископаемое здесь – каменная соль, связанная с отложениями верхов нижней и низов средней перми (наибольший объем – в сульфатно-галогенной толще). Возможности прироста запасов этого вида сырья ограничены, хотя анализ последних геолого-геофизических материалов позволяет с высокой степенью надежности выделить на рассматриваемой территории более 20 сравнительно неглубоко (до 500 м) залегающих соляных диапиров, перспективных на промышленную каменную соль. При этом расположенные в Оренбургской области Илецкое и Струковское месторождения обеспечены запасами на многие десятилетия. Перспективы проявлений бурого угля и фосфоритов следует считать невысокими. Здесь же известно большое количество месторождений различных строительных материалов, в том числе крупных, разрабатываемых. К таковым относится, например, перспективное Акбулакское месторождение цементного сырья.

Предуральская минерагеническая мегазона (вне провинций и поясов)

Входящая в нее **Южно-Предуральская меднорудная гипсоносно-соленосная минерагеническая зона** ($2h_1, crl, sy, g, Cu/P-T_1$) характеризуется месторождениями и проявлениями полезных ископаемых осадочного, биогенно-осадочного и гидротермально-осадочного генезиса. Перспективными, требующими дальнейшего изучения являются проявления медистых песчаников в отложениях перми. Они представляют собой совокупность рудных залежей лентообразной формы шириной десятки–первые сотни метров и протяженностью в первые километры. Сложены они бедными, преимущественно вкрапленными рудами (средние содержания меди на уровне 0,5–1%). Рудные тела локализуются в прибортовых частях палеодолин при переходе сероцветных проницаемых песчаников в красноцветные в зоне окислительно-восстановительного барьера. Мощность рудовмещающих горизонтов составляет первые метры (иногда до 15–30 м) при мощности рудных тел в них десятки сантиметров–первые метры (в среднем 1–1,5 м). В оренбургской части Южно-Предуральской минерагенической зоны выделено три потенциальных меднорудных узла. Рудоносность этих площадей установлена при проведении общих поисков стратиформных месторождений меди и подтверждена последующими работами.

Салмышский меднорудный узел потенциальный ($2.0.1Cu/P_2$) охватывает площадь 883 км². При ГДП-200 в пределах узла определены три локальных участка: Салмышский, Джуантюбинский и Красноярский; для них подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 101 тыс. т, 26 тыс. т и 19 тыс. т меди соответственно. Цифры ресурсов данной категории представляются завышенными, тем более рассчитаны они для площадей в сотни км², не отвечающих рудным полям. В ранге потенциального рудного узла объект выделен в результате работ по составлению и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа М-40 с клапаном М-41. Узел включает в себя группу проявлений меди в сероцветных песчаниках калиновской свиты (основание средней перми, на ГК-1000/3 объединяется с нежинской свитой). Рудные залежи имеют пластовую форму и характеризуются неравномерным распределением меди, содержание которой от 0,5 до 14,8% (проявление Гребени-2), в среднем 1–2%. Мощность рудных тел от 0,1 до 1–2 м, длина минерализованных зон – от сотен метров до первых км. Руды вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные. Основной рудный минерал – халькозин, встречаются борнит, ковеллин, халькопирит, реже малахит, азурит, куприт. Оруденение относится к формации медистых песчаников и сланцев. Прогнозные ресурсы Салмышского узла оценены через удельную продуктивность известного Каргалинского рудного узла (500 км²), расположенного севернее в той же минерагенической зоне. Добыча на одноименном месторождении велась до конца XIX в. Оставшиеся запасы меди составляют 48 тыс. т по категории C_2 ; подсчитаны ресурсы всех категорий. Удельная продуктивность Каргалинского узла в целом – 0,32 т/км². Таким образом, при коэффициенте подобия 0,7

прогнозные ресурсы меди категории P_3 для Салмышского потенциального узла составят: $883 \times 0,32 \times 0,7 = 198$ тыс. т меди.

Вязовский меднорудный узел потенциальный (2.0.2Cu/ P_2 – T_1) площадью 815 км^2 включает в себя более 20 проявлений и пунктов минерализации (последние не вынесены на карту). В ранге узла выделяется впервые, включает в себя Вязовское и Белогорское потенциальные рудные поля (одноименные «участки»), оконтуренные в процессе ГДП-200 [169]. По ним утверждены прогнозные ресурсы категории P_2 (95 тыс. т и 24,6 тыс. т меди соответственно), которые представляются завышенными из-за несоответствия категорий размерам прогнозируемых площадей (400 км^2). В ранге потенциального рудного узла таксон выделен в результате работ по составлению данного комплекта Госгеолкарты-1000/3. 12 проявлений меди локализуются преимущественно в песчаниках кровли кульчумовской свиты (P_3), реже в низах блюментальской серии (T_1). Эти стратоны на отдельных участках перекрыты отложениями раннего мезозоя и неогена. Рудные залежи имеют пластовую форму и характеризуются неравномерным распределением меди, содержание которой составляет от 0,5 до 10,8% (проявление Студенецкое), в среднем 1–2%. Мощность рудных тел от 0,1 до 2 м, длина минерализованных зон от десятков метров до 650 м. Руды вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные. Основной рудный минерал – халькозин, встречаются борнит, ковеллин, халькопирит, реже (в интенсивно окисленных рудах) малахит, азурит, куприт. Отмечены повышенные содержания серебра, молибдена, ванадия, германия. Оруденение отождествляется с формацией медистых песчаников и сланцев. В пределах узла зафиксированы многочисленные (около 80) древние горные выработки. Прогнозные ресурсы этой перспективной площади оценены через удельную продуктивность того же Каргалинского рудного узла ($0,32 \text{ т/км}^2$). Таким образом, при коэффициенте подобия 0,6 прогнозные ресурсы меди категории P_3 для Вязовского узла составят: $815 \times 0,32 \times 0,6 = 156$ тыс. т. В настоящее время отработана технология подземного выщелачивания, позволяющая получить высокое извлечение меди (до 90–95%). На Вязовской площади предлагается постановка специализированных крупномасштабных поисковых работ первой очереди с обязательной оценкой медистых песчаников, кроме того, и на металлы платиновой группы, золото, серебро.

Саракташский меднорудный узел потенциальный (2.0.3Cu/ P_2) также выделяется впервые; площадь его 467 км^2 . При проведении ГДП-200 здесь был выделен локальный участок (потенциальное рудное поле) площадью 25 км^2 с авторскими прогнозными ресурсами меди категории P_2 в количестве 19,8 тыс. т. В ранге потенциального рудного узла объект выделен в процессе работ по составлению и подготовке к изданию Госгеолкарты-1000/3 листа М-40 с клапаном М-41. Продуктивными в отношении меди являются терригенные отложения кульчумовской, реже вязовской свит верхней перми (на карте м-ба 1 : 1 000 000 объединены в один стратон). Рудные тела имеют линзовидную форму, не выдержаны по простиранию и мощности. Средняя мощность меденосных пластов – 1 м, среднее содержание меди около 1%. Рудная минерализация представлена малахитом, азуритом, халькозином, хризокolloй, купритом. Отмечаются повышенные содержания серебра, кад-

мия, реже золота. Оруденение отвечает формации медистых песчаников и сланцев. Прогнозные ресурсы этого перспективного объекта оценены через удельную продуктивность уже упомянутого выше Каргалинского рудного узла ($0,32 \text{ т/км}^2$). При коэффициенте подобия 0,5 (площадь Саракташского узла является относительно слабо изученной) прогнозные ресурсы меди категории P_3 составят: $467 \times 0,32 \times 0,5 = 75 \text{ тыс. т}$.

Урало-Новоземельский минерагенический пояс (доолигоценые образования)

На рассматриваемой территории он включает в себя девять минерагенических зон, различающихся набором ведущих полезных ископаемых и возрастным интервалом их накопления, что обусловлено в конечном счете разным сочетанием геологических обстановок формирования минерального сырья.

Зиганская фосфоритоносная железо-марганцеворудная минерагеническая зона (3Mn,Fe,Ф/D-P) охватывает площадь распространения на поверхности средне- и позднепалеозойских осадочных образований Бельско-Елецкой СФЗ Ашинско-Алимбетовского моноклинория. Здесь, на самом юге зоны отмечаются объекты многих видов ископаемых преимущественно осадочного генезиса; наиболее значимыми для территории являются проявления железа, марганца, золота, серебра, стронция, месторождения гипса. Площадь с концентрированно размещенными проявлениями стронция выделена впервые.

Караадырская стронциеворудная зона потенциальная (3.0.1Sr/P) располагается на крайнем юге упомянутой МЗ. Продуктивными в отношении стронция являются отложения сульфатно-терригенной толщи кунгура. Ранее здесь был оконтурен перспективный участок (92 км^2), названный «Луговской площадью», для которой выполнен расчет прогнозных ресурсов категории P_3 . Ресурсы апробированы в ИМГРЭ в количестве 1,2 млн т оксида стронция. Площадь Караадырской рудной зоны (210 км^2) в 2,3 раза больше площади с апробированными ресурсами; с учетом понижающего коэффициента 0,9 прогнозные ресурсы SrO составляют $1,2 \times 2,3 \times 0,9 = 2,5$ млн т.

Куруильский марганцеворудный узел потенциальный (3.0.2Mn/C) общей площадью 613 км^2 как объект такого ранга выделен при ГДП-200 листов М-40-IX–XI. Проявления и пункты минерализации марганца ранее объединялись в «Куруильскую прогнозную площадь». В настоящей работе границы площади расширены. В пределах узла, по данным предшественников и собственным полевым наблюдениям, марганцевое оруденение ограничено ареалом развития трех стратиграфических подразделений – куруильской, иткулловской и бухарчинской свит карбона. Прогнозные ресурсы Куруильского потенциального марганцеворудного узла (южной его части) рассчитываются через удельную продуктивность Аккермановского рудного поля, включающего одноименное месторождение с утвержденными запасами. Оба объекта близки по составу и возрасту рудовмещающих отложений, а прогнозируемое полезное ископаемое принадлежит к

одной – марганцевой карбонатной – рудной формации. Для определения удельной продуктивности объекта-эталона приняты утвержденные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ (фланги и глубокие горизонты месторождений, проявление-спутники) – 4,185 млн т при площади поля 1,5 км². Таким образом, удельная продуктивность объекта-эталона составляет 2,79 млн т/км². При коэффициенте подобия 0,5 и площади рудоносных образований в пределах узла 465 км², понижающем коэффициенте 0,1 (учитывается разный ранг оцениваемого объекта и объекта-эталона) ресурсы марганцевой руды категории P_3 составят: $2,79 \times 465 \times 0,5 \times 0,1 = 64,9$ млн т руды. Перспективность ресурсов Куруильского марганцеворудного узла и надежность оценки средние. Учитывая дефицитность данного вида сырья, рекомендуется постановка крупномасштабных поисковых работ первой очереди.

Кракинско-Зилаирская хромово-золото-марганцеворудная минерогенетическая зона (4Mn,Au,Cr/O₂–C₂) представлена на территории небольшим фрагментом и охватывает здесь площадь единственного стратона – фаменско-турнейской зилаирской свиты на южном замыкании одноименного синклиория. Сколько-нибудь значительных объектов полезных ископаемых (за исключением строительных материалов) в пределах листа М-40 не содержит.

Уралтауская полиметаллически-медно-железородная минерогенетическая зона (5Fe,Cu,Pb,Zn/RF₂–S). На территории листа М-40 представлена своим южным окончанием (совпадающим с замыканием одноименного антиклиория). Локальных минерогенетических таксонов (ранга рудных районов, узлов, зон) здесь нет. Севернее (лист N-40) в этой МЗ выделяются площади, перспективные на медь, марганец, редкие и благородные металлы.

Западно-Магнитогорская хромитоносная марганцево-золото-медно-рудная минерогенетическая зона (6Cu,Au,Mn(Cr)/O₂–T₁) примерно соответствует одноименной СФЗ. Минерогенетическое значение зоны обусловлено развитием колчеданосных вулканитов (с отчетливым стратиграфическим (эмс–эйфель) и литологическим (преимущественно кислые разности) контролем оруденения), вмещающих месторождения медноколчеданной и медно-цинковоколчеданной формаций. С ордовикскими и раннедевонскими мафит-ультрамафитовыми комплексами связаны малые месторождения и проявления хрома В свою очередь ультраосновные породы являются субстратом для силикатных никель-кобальтовых и бурожелезняковых руд мезозойской коры выветривания. С ними же связано более позднее образование асбеста, талька и тальк-магнезита, обусловленное воздействием на ультрамафиты гидротермальных растворов. В пределах этой минерогенетической зоны выделяется три рудных узла.

Медногорский цинково-меднорудный узел (6.0.1Cu,Zn/D₁₋₂) включает в себя месторождения Блявинское, Яман-Касы, Комсомольское и ряд рудопроявлений (Промежуточное и др.). Высокая степень опоискованности площади узла не позволяет ожидать в его пределах новых объектов такого уровня на экономически оправданных глубинах. Прогнозные ресурсы главных компонентов таксона при последней оценке различных видов минерального сырья Оренбургской области составляют 400 тыс. т меди и 500 тыс. т цинка [211]. Указанные цифры пересчету не подвергались.

Аккермановский хромово-марганцево-железородный узел (6.0.2Fe,Mn, Cr/O₂-T₁) включает в себя месторождения железа орско-халиловского типа (Аккермановское, Ново-Петропавловское, Ново-Георгиевское, Ново-Киевское, Промежуточное, Мало-Халиловское, Орловское), Аккермановское месторождение марганца и ряд малых месторождений и проявлений хрома (Халиловская, Хабарнинская группы). В целом, несмотря на благоприятную геологическую обстановку и наличие рудогенерирующих источников, для указанных видов сырья здесь вряд ли стоит ожидать обнаружения новых промышленных объектов, учитывая высокую степень изученности территории.

Гайский цинково-меднорудный узел (6.0.3Cu,Zn/D₁₋₂) включает в себя крупное Гайское и среднее Орское медно-цинковые месторождения. Площадь узла хорошо изучена. Вероятно, определенными перспективами обладает северная часть таксона, где известны крупные палеовулканические постройки и для которой апробированы прогнозные ресурсы категории P₃ в количестве 300 тыс. т меди и 120 тыс. т цинка [211]. Указанные цифры пересчета не подвергались и соотнесены с узлом в целом.

Учалинско-Ириклинская золотоносная цинково-медно-железородная минерагеническая зона (7Fe,Cu,Zn(Au)/D-C₁) соответствует в изучаемом районе восточной части Магнитогорского синклиория. Часть зоны перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями, и там локальные минерагенические таксоны не выделяются. На востоке распространены колчеданосные вулканиты, интродуцированные магматитами раннекаменноугольного возраста. С базальт-риолитовой александринской толщей эйфеля связаны объекты медно-цинковоколчеданной формации, с куйбасовским комплексом – проявления титано-магнетитовых, железо-скарновых и медно-порфириновых руд. В пределах зоны на листе М-40 известен *Ащебутакский цинково-меднорудный узел потенциальный* (7.0.1Cu,Zn/D₂), выделенный при проведении ГДП-200 [99, 222]. Медно-цинковые проявления локализуются среди лавовых, туфовых и тефрогенных фаций александринской толщи. Площадь узла 524 км²; он включает в себя проявления Иссиргужинское, Западно-Ащебутакское, Заречное, Ащебутак I, Аномалия XIV, Аномалия X, Центральное, Северо-Восточное [211]. Утвержденные ранее прогнозные ресурсы категории P₃ составляют: медь – 220 тыс. т, цинк – 275 тыс. т.

Уйско-Гумбейская хромово-вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона (8Au,Cr,W,Cr/D-C₂ (MZ) пространственно совпадает с полями развития девонских вулканических пород в Гумбейской и Уйско-Домбаровской подзонах. В пределах описываемой территории находятся два локальных минерагенических таксона.

Теренсайско-Домбаровский свинцово-цинково-меднорудный район (8.1Cu,Zn,Pb/D) как перспективный объект данного ранга упоминается впервые. Ранее при проведении ГДП-200 выделялись сближенные Теренсайский, Карабутакский и Домбаровский «районы». Учитывая однотипность геологических обстановок, в которых локализуется оруденение, а также малые площади этих таксонов, целесообразно рассматривать их в

рамках единого подразделения. В его пределах разведаны и отрабатываются колчеданные месторождения Джусинское, Барсучий Лог, Летнее, Весеннее, Осеннее, Левобережное, Весеннее-Аралчинское; известно также значительное число проявлений. Оцененные при последнем пересчете прогнозные ресурсы категории P_3 составляют: медь – 495 тыс. т, цинк – 126 тыс. т [211]. Высокая степень опосредованности этой площади не позволяет ожидать в ее пределах новых объектов уровня уже выявленных (а зачастую и отработанных) месторождений. Вероятно, определенными перспективами обладает центральная часть таксона, где известны крупные палеовулканические постройки (участок проявления Зимнее). Здесь при ГДП-200 Исимбаевской площади определены прогнозные ресурсы меди категории P_3 – 251 тыс. т [99].

К северу в пределах той же минерагенической зоны впервые выделяется *Коскульский золоторудный узел* (8.0.1Au/C₁(MZ). Он включает Кусемское и Шиликтинское месторождения, Коскульское и Восточно-Коскульское проявления золота, несколько пунктов минерализации, а также многочисленные геохимические и шлиховые ореолы этого металла, а также серебра и молибдена. Площадь узла (217 км²) сложена рудовмещающими карбонатно-терригенными отложениями, литологическими аналогами каменной толщи нижнего карбона (выделяемой непосредственно к северу от листа М-40 в сходной по строению Кировско-Крыклинской золоторудной зоне). При оценке (методом аналогий) прогнозных ресурсов категории P_3 в качестве эталонного объекта выбрано локализованное там Кировско-Каменское золоторудное поле с удельной продуктивностью 1,15 т/км². При коэффициенте «рудноносности» 0,1 (переход к продуктивности объекта другого ранга) и коэффициенте подобия 0,8 ресурсы золота составят $217 \times 1,15 \times 0,1 \times 0,8 = 20$ т.

Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона (9Au,R,Cr(asb)/PR₁–MZ) представлена на площади очень небольшим фрагментом (южное ее замыкание), локальные рудные таксоны в пределах листа М-40 не выделяются.

Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона (10W,Be,Au(gp,УБ)/PR₁–J) охватывает здесь западную часть Восточно-Уральского мегантиклинория. Определяющими ее минерагенический облик на описываемой территории являются объекты гидротермального типа – месторождения золота (Васин, Кумак), хризотил-асбеста (Киембаевское), месторождения и проявления молибдена, вольфрама, меди. Здесь выделяется шесть локальных минерагенических таксонов (в том числе два потенциальных), перспективных в отношении различных видов металлических полезных ископаемых.

Известный *Каиндинский золоторудный узел* (10.0.1Au/D₃) занимает площадь 481 км². Объединяет около 20 объектов золото-кварцевой формации, связанных с урускиненским комплексом. В его пределах находятся Мироновское и Каиндинское рудные поля. Суммарные прогнозные ресурсы Каиндинского узла по категории P_2 составляют 1,1 т [211]. Большинство месторождений золото-кварцевого типа отработаны, а для

оценки перспектив возможного выявления новых объектов типа «минерализованных зон» нет данных.

Николаевско-Солоникский золоторудный узел (10.0.2Au/D₃) также является «определившимся»; представлен в основном жильным типом оруденения. Включает в себя три месторождения золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, расположенных среди выходов маячной свиты ордовика в западном крыле Северо-Аниховского грабена. Доказана связь их с гранитоидами позднедевонского урускисенского комплекса. Оценка прогнозных ресурсов золота категории P₃ для узла выполнена при ГДП-200 и составляет 36,5 т [101]. Переоценка ресурсов не проводилась.

Нововинницкий молибденово-золоторудный узел потенциальный (10.0.3 Au/D₃) характеризуется сходным геологическим строением и типом оруденения. Включает серию проявлений золота и одно проявление молибдена. Оценка прогнозных ресурсов золота категории P₃ для этого узла выполнена при ГДП-200 и составляет 31 т [101], переоценке они не подвергались.

Бастыбайский вольфрамово-молибденово-золоторудный узел потенциальный (10.0.4Au,Mo,W/D–C₂(MZ) охватывает поля развития вулканогенно-осадочных пород позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Золотое оруденение представлено как жильным типом, так и минерализованными (сульфидизированными) зонами, связанными с гранитоидами ранне-среднекаменноугольного каменецкого комплекса. Оценка прогнозных ресурсов категории P₃ для этого узла выполнена при ГДП-200 и составляет: молибден – 38,8 тыс. т, трехокись вольфрама –14,4 тыс. т, золото – 40 т [101]. Переоценка не проводилась.

Кумакский золоторудный узел (10.0.5Au/D–C₁(MZ) вмещает два средних (Кумакское, Васин) и ряд малых месторождений, которые в подавляющем большинстве относятся к золото-сульфидно-кварцевой формации. Рудогенерирующим является раннекаменноугольный вознесенский комплекс, выходы на поверхность гранитоидов отмечены в южной части рудного узла. Коренные объекты золота сопровождаются ложковыми россыпями. Апробированные прогнозные ресурсы категории P₂ по Кумакскому золоторудному полю составляют 23 т золота, прогнозные ресурсы категории P₁ по Кумакскому месторождению (фланги, глубокие горизонты) составляют 10 т, по Восточно-Тыкашинскому месторождению – 12 т. Прогнозные ресурсы золота категории P₃, оцененные при проведении ГДП-200, составляют 112,9 т [101]; переоценка их не осуществлялась.

Славенско-Уикатинская медно-никелево-молибденоворудная зона (10.0.6 Mo, Ni, Cu/D₃–P₁) охватывает несколько массивов биотитовых гранитов (Славенский, Среднеушкатинский) раннепермского джабыкско-санарского комплекса, а также Еленовский массив, относящийся к позднедевонскому урускисенскому комплексу (включая зоны их экзоконтактов). Здесь широко развиты процессы грейзенизации и окварцевания. Рудная зона включает в себя месторождение молибдена «Восток», проявления Славенское, Балка Соленая, Нижнеушкатинское, молибденово-медное месторождение Еленовское, а также проявление молибдена с вольфрамом Поток. Молибден-медно-порфиоровое оруденение Еленовского месторождения генетически связано с одноименной интрузией гранодиоритов и её апофизами.

Локализуется оно как в эндоконтактах линейных интрузивных тел, так и в экзоконтактовых вулканических породах кукбуктинской толщи; часто приурочено к зонам разрывов с интенсивным дроблением и гидротермально-метасоматическими преобразованиями. Площадь Славенско-Ушкатинской рудной зоны – 560 км². При оценке прогнозных ресурсов молибдена за объект-эталон принято рудное поле (12 км²) среднего по запасам месторождения Восток, расположенного на юге рудной зоны. Для этого таксона утверждены ресурсы Мо категории P₁ в количестве 94,8 тыс. т; удельная продуктивность поля – 7,9 тыс. т/км². Коэффициент подобия – 0,8 (степень изученности северной половины рудной зоны слабее). Поправочный коэффициент – 0,03 (учитывает разный ранг оцениваемого таксона и объекта-эталона при переходе с категории P₁ к P₃). Таким образом, прогнозные ресурсы Мо категории P₃ составят: 560 × 7,9 × 0,03 × 0,8 = 106 тыс. т. Ранее оцененные для рудной зоны ресурсы категории P₃ (180 тыс. т) пересчету не подвергались. Они соответствуют ее средней части («Елизаветинская площадь»), где развита молибден-медно-порфировая формация; указанные ресурсы соотнесены со всей площадью таксона.

Троицко-Марииновская слюдоносная никелево-медно-золоторудная минерагеническая зона (11Au,Cu,Ni(mu)/PR₁-MZ) охватывает значительную часть Восточно-Уральского мегантиклинория. Минерагения зоны обусловлена широким развитием ультрамафитовых никеленосных комплексов, гранитоидных интрузий (с отчетливыми признаками золоторудной специализации) и колчеданосных ранне-среднедевонских вулканитов. Широко развиты коры выветривания, играющие значительную роль в образовании гипергенных месторождений полезных ископаемых. В пределах зоны выделяется семь рудных узлов (из них три потенциальных) и один рудный район.

Тюлеспайский никелево-золоторудный узел (11.0.1Au,Ni/D-C₂(MZ) непосредственно примыкает к Восточно-Аниховской шовной зоне, играющей важную роль в локализации золотого оруденения. В пределах узла отмечаются золоторудные месторождения Котлован, Белый Камень, проявления «Каменецкая рудная зона», Каменецкое и др., а также значительное количество комплексных литохимических аномалий и участков золоторудной минерализации. Здесь же размещены средние и малые кобальт-никелевые (с железом) месторождения «остаточного» типа Южно-Тасыбаевское, Северо-Восточно-Подольское, Западно-Подольское, связанные с мезозойскими корами выветривания по ультрамафитам и также определяющие металлогеническую специализацию узла. В процессе ГДП-200 подтверждены перспективы узла в отношении коренного золота и выполнен прогноз ресурсов категории P₃ – 28 т [101]; переоценка ресурсов не проводилась.

Джарбутакский золото-вольфрамово-молибденоворудный узел потенциальный (11.0.2Mo,W,Au/D₃-P₁) выделен при ГДП-200, вмещает молибден-вольфрамовое проявление Боевка и мусковит-кварцевые жилы с молибденитом Джанабайского проявления. Рудогенерирующими для них являются граниты и лейкограниты шалкарского комплекса раннепермского возраста. Последние иницируют зоны грейзенов с многочисленными кварцевыми жилами и прожилками. В пределах узла помимо упомянутых объектов

отмечается два проявления золота. Ресурсы категории P_3 утверждены НРС Роснедра (Протокол №36 от 9.11.2009 г.) [101] и составляют: Mo – 8 тыс. т, WO_3 – 3 тыс. т, Au – 40 т.

Котансу-Жабыгский медно-золоторудный узел (11.0.3Au,Cu/D) представляет собой площадь распространения базальт-риолитовой кокпектинской толщи среднего девона и внедренных в нее позднедевонских гранитоидов джабыгасайского комплекса; общая площадь узла 200 км². Здесь установлены медноколчеданные и, в меньшей степени, медно-порфировые проявления, а также малые месторождения золота. Медно-порфировый тип оруденения (Южно-Кокпектинское проявление) локализуется в штоке плагиогранитов упомянутого комплекса и контролируется субширотными зонами березитов, к которым приурочено и золото-медно-порфировое проявление Верблюжья Гора. Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 для этого узла выполнена при ГДП-200 [101]: медь–156 тыс. т, золото – 20 т; переоценка не проводилась.

Котансинско-Керуембаевский молибденово-бериллиеворудный (с изумрудом) узел потенциальный (11.0.4Be,Mo(em)/P₁) включает выходы гранитоидов продуктивного раннепермского джабыкско-санарского комплекса и их экзоконтакты. Проявления бериллия и молибдена приурочены к зонам грейзенизированных гранитов в экзо- и эндоконтактах Котансинского массива. Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 узла выполнена при ГДП-200, они составляют: молибден – 68,6 тыс. т, трехокись вольфрама – 18,4 тыс. т, окись бериллия – 29,4 тыс. т [101]; переоценка ресурсов не проводилась. Апробированные прогнозныe ресурсы категории P_3 изумрудов составляют 24,3 кг.

Озерный медно-золоторудный узел (11.0.5Au,Cu/D–C₁(MZ) сопряжен с площадью развития вулканогенных пород продуктивной нижнедевонской жетыкольской толщи. Зоны оруденения приурочены к палеовулканическим структурам высоких порядков и сопровождаются пропилитами и березитами. С колчеданными рудами зачастую ассоциирует золото; оно же концентрируется и в корях выветривания. В пределах узла отмечается одно малое месторождение золота Бикгас, около 10 проявлений меди и более 20 проявлений золота, включая наиболее изученное из них Урожайное. Апробированные и утвержденные прогнозныe ресурсы категории P_1 по «Урожайной площади» составляют: Cu – 100 тыс. т, Zn – 100 тыс. т. Последняя переоценка прогнозных ресурсов категории P_3 для узла выполнена при ГДП-200; они составляют: медь – 590 тыс. т, цинк – 200 тыс. т, золото – 65 т [101].

В *Светлинско-Буруктаьском медно-никелеворудном узле (11.0.6Ni,Cu/D₂(MZ)* колчеданное оруденение локализуется среди вулканогенных пород журманкольской толщи среднего девона; минерализованные зоны приурочены к палеовулканическим структурам. Так, расположенное в пределах узла Светлинское месторождение тяготеет к интенсивной деформированной кальдере в зоне влияния Джетыгаринского разлома. Кобальт-никелевое орудение совпадает с площадью распространения аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов крупного Буруктаьского массива, относящегося к подольскому комплексу. Прогнозные ресурсы высоких категорий для

Ni и Co в корях выветривания сравнительно малых ультрамафитовых тел большей частью реализованы при разведочных и эксплуатационно-разведочных работах. В пределах узла находится крупное Буруктаьское месторождение силикатных кобальт-никелевых руд. Согласно «Балансу...» [10] остаточные запасы промышленных категорий по месторождению составляют 1216, 5 тыс. т никеля. Прогнозная оценка по категории P₃ выполнена только для меди и золота (при ГДП-200): медь – 390 тыс. т, золото – 30 т [101].

Коскольский каолиновый узел потенциальный (11.0.7Кл/P₁(MZ) совпадает с полями распространения гранитоидных пород одноименного массива, по которому развита мезозойская кора выветривания. В последней преобладают белые, светло-серые, желтые, реже красные, малиновые и бурые каолиновые агрегаты, расположенные в виде пятен, гнезд и полос. Оценка прогнозных ресурсов каолина выполнена при ГДП-200 и составляет по категории P₂ (для полей) – 126 млн т, по категории P₃ (для узла) – 285 млн т [101].

Ащисуйско-Полевской медно-хромово-никелево-золоторудный район (11.1Au,Cr,Ni,Cu/P₁-MZ) является одним из самых перспективных локальных таксонов территории в отношении золотого оруденения. На юге он представляет собой сравнительно узкую и протяженную полосу, ограниченную с двух сторон разломами глубокого заложения («шовную зону»); в северной половине района она резко расширяется. Площадь объекта в пределах Российской Федерации – 1319 км²; северная и южная его части располагаются на территории Казахстана. Оценка прогнозных ресурсов золота категории P₃ для Ащисуйско-Полевского рудного района (в пределах РФ) осуществлена по параметрам рудных полей в Джетыгаринском золоторудном узле. Последний расположен непосредственно севернее оцениваемой площади (на территории Казахстана) и входит в упомянутый рудный район, являясь весьма продуктивным: общие запасы месторождений (включая погашенные) – 91,6 т, прогнозные ресурсы всех категорий – 475 т. В качестве эталонных объектов выбраны два золоторудных поля с существенно различной рудоносностью (что более корректно) – Комаровское (25 км², ресурсы кат. P₂ – 94 т) и Тохтаровское (21 км², ресурсы кат. P₂ – 34,5 т). Для расчетов используется средняя их удельная продуктивность (3,76 т/км² + 1,64 т/км²): 2 = 2,7 т/км². Поправочный коэффициент, учитывающий разный ранг оцениваемого таксона и объекта-эталона (при переходе от кат. P₂ к кат. P₃) – 0,1. Коэффициент надежности прогноза – 0,7. Таким образом, ресурсы золота категории P₃ для Ащисуйско-Полевского рудного района (без «зарубежных» территорий) составят: 1319 × 2,7 × 0,1 × 0,7 = 249 т.

Оценка ресурсов меди (преимущественно медноколчеданная рудная формация) и никеля (кобальт-никелевая силикатная формация) не производилась. Медноколчеданные объекты (проявления) сосредоточены на ограниченной территории (северо-западная часть района), связаны с небольшим изолированным выходом журманкольской толщи и серьезных перспектив не имеют. Для гипергенного никеля (четыре малых месторождения и группа проявлений), локализованного в корях выветривания ультрамафитовых массивов (обычно мелких и рассредоточенных по площади,

при этом хорошо изученных), ранее подсчитаны прогнозные ресурсы высоких категорий по рудным полям. Перспективы прироста ресурсов этого вида сырья невысоки.

Денисовская никеленосно-хромитоносная золото-медно-молибдено-ворудная минерагеническая зона ($12\text{Mo}, \text{Cu}, \text{Au}(\text{Cr}, \text{Ni})/\text{O}_2\text{-P}_1$) в пределы листа М-41 входит весьма ограниченно – фрагментом западного своего фланга. На оренбургской части территории РФ значимых проявлений полезных ископаемых не отмечается.

Урало-Ноземельский россыпной минерагенический пояс (олигоцен-четвертичные образования)

Представлен на территории южными окончаниями двух россыпных минерагенических зон, показанных на отдельной схеме в зарамочном оформлении КЗПИ.

Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерагеническая зона ($13\text{Au}, \text{di}/\text{P}_3\text{-Q}$) в целом отвечает западному склону Уральского кряжа. Включает *Соколовский золотороссыпной узел потенциальный* ($13.0.1\text{Au}/\text{P}_3\text{-Q}$), в пределах которого отмечается около 20 россыпей проявлений золота (в т. ч. Орловская, Карагаштинская, Муелдинская, Буртинская и другие россыпи). Для них характерно мелкое тонкое золото, при этом встречаются довольно высокие для россыпей содержания металла в песках (от 115 до 690 мг/м³), а иногда – более 1 г/т. Проведенные в рамках данного объекта ревизионные работы подтвердили золотоносность выделенного таксона. Переоценка утвержденных ранее прогнозных ресурсов золота категории P_3 по Соколовскому золотороссыпному узлу не проводилась; она составляет 2,2 т россыпного золота [211].

В пределах **Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенической зоны** ($14\text{Au}, \text{Pt}/\text{P}_3\text{-Q}$) находится *Саринский золотороссыпной узел потенциальный* ($14.0.1\text{Au}/\text{P}_3\text{-Q}$), который включает аллювиальные россыпи четвертичного возраста, а также фрагменты древних (погребенных россыпей мелового возраста). Более перспективными являются первые, к ним, в частности, относится россыпь Ижбулган, которая включена в перечень объектов для распределения через аукцион на 2011 г. Древние россыпи ввиду несовершенства технологии извлечения столь мелкого золота на данной момент промышленного интереса не представляют (но учитываются в прогнозных ресурсах). Среднее содержание золота по древним россыпям: россыпь Крым – 0,105 г/м³, россыпь Красный Труд – 0,161 г/м³. Средняя мощность торфов по узлу в целом – 1,9 м, песков – 1,25 м, среднее содержание золота на пласт – 0,220 г/м³. суммарные ресурсы россыпного золота категории P_2 по частным объектам в пределах узла – 0,5 т [201]. Ресурсы россыпного золота категории P_3 для всего узла составляют 3,9 т [211].

Для целого ряда видов минерального сырья, представленных на территории, как правило, немногочисленными проявлениями, перспектив нет (крайне низкие содержания, неблагоприятные внешние геологические

факторы и др.), либо они остаются неясными. Среди металлических полезных ископаемых к таковым относятся ванадий в корах выветривания, титан-циркониевые россыпи (размеры «локальных палеовпадин» в эоценовых песках незначительны), бокситы (отсутствие «подходящих» размываемых пород рядом с палеокарстом), уран (принадлежность объектов к рудноформационным типам, не имеющим сейчас промышленного значения). В группе неметаллов весьма ограниченными представляются перспективы фосфоритов (низкое качество сырья, малые размеры рудных тел, большая мощность вскрыши), а также цеолитов, оптического кварца и флюорита (убогая минерализация, рудогенерирующие источники определены лишь предположительно). В самых древних образованиях территории – гнейсах и кристаллосланцах нижнерифейской бескрыковской толщи отмечены эклогитоподобные гранат-диопсид-плагноклазовые породы, в которых не исключается наличие акцессорной алмазности.

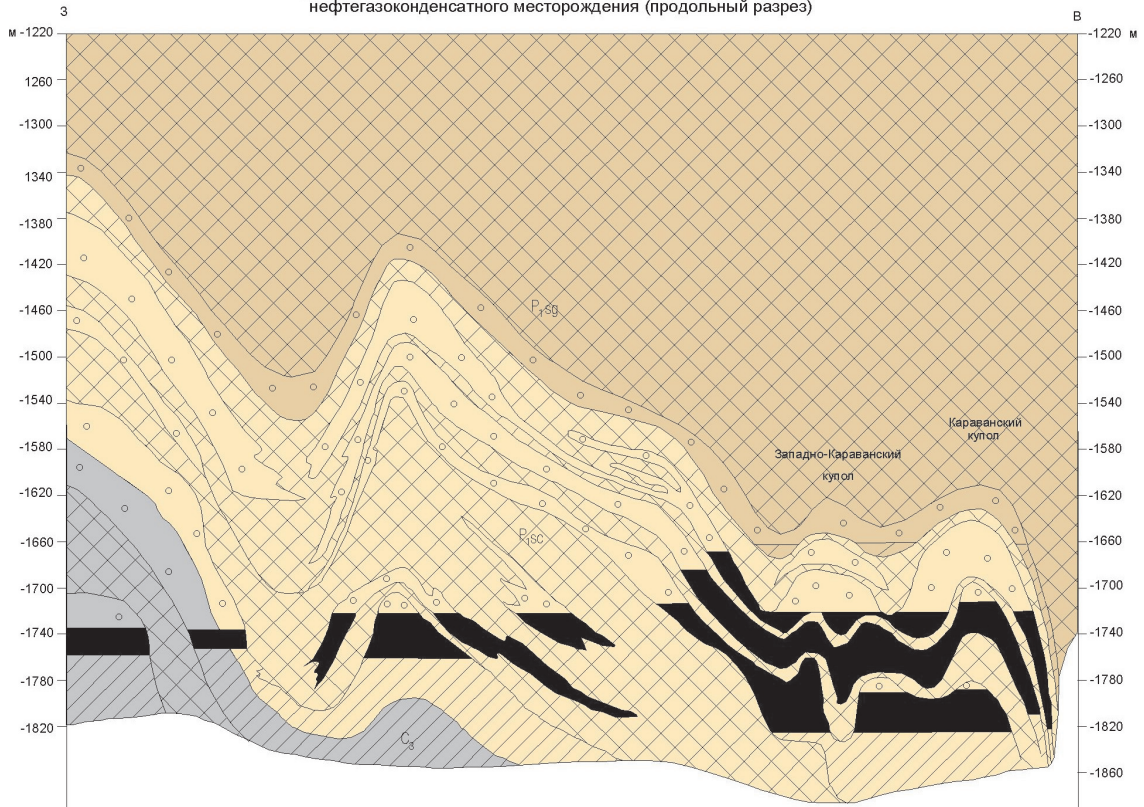
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа М-40 (с клапаном М-41) охватывает следующие нефтеносные районы (НГР): в Волго-Уральской НГПр – Соль-Илецкий, Восточно-Оренбургский, незначительную юго-восточную часть Южно-Бузулукского (принадлежат к Уфимско-Оренбургской НГО) и Сакмаро-Илекский (Южно-Предуральская НГО), а также Тепловско-Деркульский, относящийся уже к Волгоградско-Карачаганакской ГНО Прикаспийской нефтегазоносной провинции. Продуктивная часть осадочного чехла в этих районах расчленяется на семь нефтегазоносных комплексов: I – нижнедевонско-франский, II – франско-турнейский, III – визейский, IV – визейско-башкирский, V – верейский, VI – каширско-верхнекаменноугольный, VII – нижнепермский. В пределах западной части Оренбургского месторождения IV–VI комплексы и нижняя часть VII комплекса сливаются в единый визейско-нижнепермский комплекс. В качестве перспективного выделяется, кроме того, нижнепалеозойский комплекс. Большие мощности и благоприятные фациальные условия для формирования пород-коллекторов и глинистых покрышек позволяют рассматривать его как потенциальный в отношении нефти и газа.

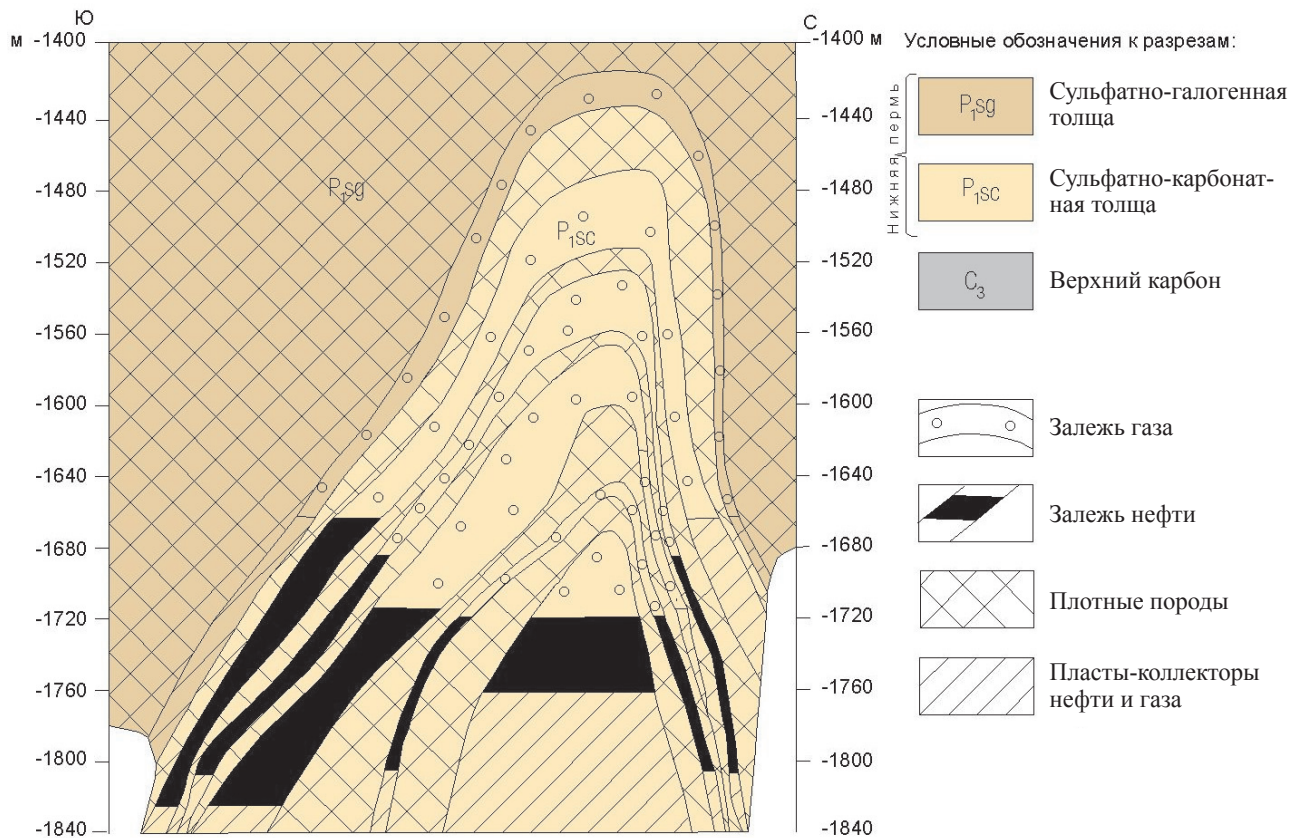
Самым освоенным нефтегазоносным районом является Соль-Илецкий с уникальным Оренбургским нефтегазоконденсатным месторождением, а также месторождениями Димитровское, Чкаловское, Копанское, Северо-Копанское, Бердянское, Черниговское, Нагумановское. Ниже приведены принципиальные модели поперечного и продольного строения восточной части уникального Оренбургского месторождения (рисунок). Восточно-Оренбургский НГР, который также хорошо освоен, представлен на исследуемой территории нефтяными и газонефтяными месторождениями Капитоновское, Кариновское, Майорское, Донецко-Сыртовское, Шуваловское. Уровень добычи нефти на данной территории в последнее десятилетие непрерывно повышается. Добыча газа, напротив, неуклонно снижается, а газоконденсата – остается приблизительно на одном уровне с отклонением от средних значений ± 50 тыс. т. С севера на юг и с запада на восток происходит уменьшение плотности нефтей, количества в них серы и увеличение выхода легких фракций; в тех же направлениях увеличивается и глубина залегания промышленных залежей.

По нефтегазоносным районам начальные суммарные ресурсы (НСР) нефти, газа и конденсата распределены очень неравномерно. Максимальные

Принципиальная модель строения восточной части Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (продольный разрез)



Принципиальная модель строения восточной части Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения (поперечный разрез)



Принципиальная модель строения продольного и поперечного разрезов Оренбургского месторождения.

НСР нефти сосредоточены в Северо-Бузулукском (за пределами описываемой территории) и Южно-Бузулукском НГР, а газа и конденсата – в Соль-Илецком и Тепловско-Деркульском районах. В Южно-Бузулукском районе имеются, кроме того, значительные НСР конденсата и газа. Резкий скачок степени разведанности последнего произошел в 60–70-е годы в связи с открытием Оренбургского месторождения, а наметившееся в последнее десятилетие ее уменьшение связано с количественной переоценкой ресурсной базы углеводородного сырья, существенным повышением запасов категории $A+B+C_1$ и накопленной добычи нефти и газа. Почти вся добыча газа и конденсата сейчас производится в Соль-Илецком НГР: из нижнепермских и среднекаменноугольных отложений Оренбургского месторождения. Газ метановый, характеризуется высоким содержанием этана (>3%), пропана (3%), бутана (0,5–2%), сероводорода (>2%).

При проведении и планировании региональных, разномасштабных поисковых, а также геологоразведочных работ определяющее значение имеют объемы прогнозных ресурсов ($D_1 + D_2$), их распределение по НГР (табл. 1), а также удельная плотность начальных суммарных ресурсов (табл. 2). Почти половина неразведанных ресурсов нефти сосредоточена в двух НГР: Южно-Бузулукском и Северо-Бузулукском (последний – за пределами листа М-40). Неразведанные ресурсы газа в большей части относятся к Тепловско-Деркульскому и Соль-Илецкому нефтегазоносным районам, а конденсата – к Тепловско-Деркульскому и Южно-Бузулукскому НГР.

Таблица 1

**Распределение по НГР прогнозных ресурсов УВ
(в пределах листа М-40)**

Нефтегазоносный район	Прогнозные ресурсы (категорий $D_1 + D_2$)	
	нефти и конденсата, млн т	газа, млрд м ³
Тепловско-Деркульский	533,2	570,4
Соль-Илецкий	417,6	362,2
Южно-Бузулукский	222,1	8,2
Восточно-Оренбургский	124,3	6,8
Сакмаро-Илекский	249,9	201,2

Таблица 2

Распределение плотности суммарных неразведанных извлекаемых ресурсов по НГР

Нефтегазоносный район	Плотность извлекаемых неразведанных ресурсов, тыс. т у. т./км ²
Тепловско-Деркульский	171,5
Соль-Илецкий	77,3
Южно-Бузулукский	49,4
Восточно-Оренбургский	12,9
Сакмаро-Илекский	29,4

Наибольшими плотностями суммарных неразведанных ресурсов углеводородного сырья характеризуются южные НГР как обладающие более сложным геологическим строением и большими глубинами (до 5–6 км) залегания локальных нефтегазоносных объектов: Тепловско-Деркульский, Южно-Бузулукский и Соль-Илецкий. Несмотря на то, что последний является самым освоенным районом, он обладает еще достаточно высокой базой неразведанных ресурсов. При том, что здесь хорошо развита инфраструктура, Соль-Илецкий НГР несомненно представляет большой интерес для проведения дальнейших геологоразведочных работ.

Продуктивные эйфельско-франский и франско-турнейский нефтегазоносные комплексы наиболее привлекательны для постановки геологопоисковых работ на нефть в Восточно-Оренбургском и Соль-Илецком нефтегазоносных районах. В Сакмаро-Илекском НГР наибольшие перспективы выявления нефтяных залежей связываются с окско-башкирским, а в Тепловско-Деркульском – с нижнепермским комплексами. Они же перспективны для поисков зон нефтегазонакопления (ЗНГН), выделенных в границах рассматриваемой территории по ряду сходных литолого-стратиграфических признаков, характерных для ловушек (Колганско-Лебяженской, Нагумановской, Осевой и др.).

Почти 85% газа и 95% конденсата сосредоточены в эйфельско-франском и нижнепермском НГК, с которыми и связывают основные направления геологоразведочных работ на газ и конденсат. Приоритетной при этом является территория северо-восточного фланга Прикаспийской НГПр, которая здесь характеризуется максимальными плотностями неразведанных ресурсов газа и конденсата по эйфельско-франским и нижнепермским отложениям. В Соль-Илецком НГР и Западной зоне нефтегазонакопления Сакмаро-Илекского НГР по-прежнему наиболее высокоперспективным остается нижнепермский НГК. В Осевой зоне Сакмаро-Илекского НГР объемы геологоразведочных работ должны быть ориентированы на окско-башкирский нефтегазоносный комплекс. В южной части Восточно-Оренбургского НГР перспективы связываются с обнаружением новых песчаных коллекторов в колганской толще. Такие структуры, как Платовская, Западно-Сакмаркинская, Южно-Сыртовская образуют приподнятую широтную зону, подобную той, в которой локализовано одно из крупных месторождений – Донецко-Сыртовское. Перспективна и Новотатищевская структура, представляющая собой приразломную ловушку вдоль северного крыла Оренбургского вала. Открытие крупных месторождений на юго-востоке Волго-Уральской НГПр можно ожидать и в малоизученных южных районах с гораздо большими глубинами залегания перспективных в нефтегазоносном отношении толщ, достигающими 5–5,5 км.

Основные перспективы нефтегазоносности Тепловско-Деркульского НГР (Прикаспийская НГПр) связываются с поисками объектов, аналогичных месторождению Карачаганак (Казахстан). В частности, одним из таких объектов может являться Восточно-Хобдинская структура, которая по форме (полукольцо, повернутое выпуклостью на восток и имеющее лагуновидную выемку на западе), а также по глубине залегания (5850–5550 м) является явным аналогом Карачаганака. При сопоставлении элементов

строения поверхностей среднедевонских отложений Карачаганакского месторождения и Новохобдинской структуры они обнаруживают значительное сходство. Следует отметить, что в южной части территории (Тепловско-Деркульский, а также Сакмаро-Илекский НГР) в настоящее время фиксируется не только большой объем неразведанных запасов углеводородного сырья, но и значительное количество выявленных и подготовленных к бурению локальных поднятий. Несмотря на значительные прогнозные ресурсы УВ в данных районах, они имеют худшую оценку рентабельности. Это объясняется тем, что упомянутые НГР находятся в зоне максимальных продуктивных глубин, где затраты на освоение чрезвычайно велики, отчего доходная часть ресурсов весьма умеренная.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации, разработанной ВСЕГИНГЕО (2008 г.), площадь листов М-40 (41) охватывается двумя гидрогеологическими структурами I порядка (их небольшими частями) – Восточно-Европейским сложным артезианским бассейном (fП) и Уральской сложной гидрогеологической складчатой областью (gXXII). В пределах первого обособляются гидрогеологические структуры II порядка – Сыртовский артезианский бассейн (aП-3), Предуральский предгорный артезианский бассейн (bП-Л) и Прикаспийский артезианский бассейн (aП-М). Во второй выделяются следующие одноранговые таксоны: два гидрогеологических массива – Западно-Уральский (dXXII-А), Центрально-Уральский (dXXII-Б) и две гидрогеологические складчатые области – Восточно-Уральская (eXXII-Г) и Тагило-Магнитогорская (eXXII-В). Последняя из них разделена на структуры III порядка – Магнитогорский гидрогеологический массив (dXXV₁) и Орско-Халиловский межгорный артезианский бассейн (сXXII-В₂). Исходя из структурных и литологических особенностей, в гидрогеологическом разрезе выделяются следующие гидрогеологические подразделения.

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (aQ) приурочен к отложениям пойм и надпойменных террас в речных долинах. Наиболее широко он распространен в бассейнах рек Урал, Сакмара, Илек, Орь, Суундук, Кумак, Бол. Кумак. Водовмещающими породами являются пески, гравийники, валунные галечники, супеси, суглинки. Разрез характеризуется общей невыдержанностью литологического состава по латерали и вертикали. На пойме это преимущественно разнозернистые пески, нередко с линзами и включениями гальки и гравия. Надпойменные террасы в нижней части сложены песчано-гравийно-галечными отложениями, в верхней – суглинками и супесями с линзами песков. Горизонт не имеет выдержанного водоупорного ложа и залегает на различных стратиграфических подразделениях – от неогена до рифея.

Подземные воды здесь безнапорные и лишь в редких случаях имеют небольшой местный напор, не превышающий 4 м. Глубина залегания уровня подземных вод в пределах низкой и высокой поймы составляет 0,5–2 м, на надпойменных террасах – от 2 до 28 м. Мощность водоносного горизонта колеблется от 2 до 44 м. В западной части территории вдоль крупных водотоков (долины рек Урал и Сакмара) она составляет 10–44 м, в террасовом комплексе рек Бердянка и Донгуз – 1,5–10,5 м. На востоке (бассейны рек

Ушкаты, Камсак, Домбаровка, Кугутык и др.) мощность аллювиального горизонта не превышает 10 м. Водообильность отложений значительна. В долинах рек Урал и Сакмара дебит скважин изменяется от 1,3 до 58,8 л/с (при понижениях уровня 0,05–2,4 м), вдоль малых рек Бердянка, Буртя, Малая и Бол. Хобда, Губерля – от 0,4 до 14,5 л/с (в межень – 0,1–4 м). Водопроницаемость аллювиальных пород колеблется в широких пределах: от 50 до 9660 м²/сут. Максимальные коэффициенты фильтрации отмечаются в долине р. Урал у г. Новотроицк, достигая 553 м/сут.

Подземные воды аллювиального горизонта преимущественно пресные с минерализацией до 1 г/дм³, иногда (в долинах рек Урал, Сакмара, Илек, Донгуз, Буртя, Бол. Ик) встречаются солоноватые, редко – соленые воды с минерализацией до 5,7 г/дм³. Пресные воды по химическому составу в основном гидрокарбонатные натриево-кальциевые, слабосоленоватые (1–3 г/дм³) – хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные смешанные по катионному составу. В районе г. Оренбург на левом берегу р. Урал при выходе к поверхности соляных куполов наблюдаются умеренносоленоватые хлоридные натриевые воды с минерализацией 3,6–4,2 г/дм³. Максимальная минерализация вод описываемого горизонта отмечается в долине р. Илек у г. Соль-Илецк (в пределах одноименного месторождения каменной соли), где она достигает 30 г/дм³. По химическому составу эти воды хлоридные кальциево-натриевые. Питание горизонта осуществляется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также речными и паводковыми водами и путем подтока подземных вод из других водоносных горизонтов, залегающих гипсометрически выше или ниже описываемого гидрогеологического подразделения.

На площади развития четвертичного аллювиального горизонта разведаны наиболее крупные месторождения пресных вод – Саракташское, Беляевское, Сакмарское, Кушкульское, Кувандыкское, Оренбургское (Уральский и Ивановский участки), Гайское, Орское, Кумакское, Рамазановское и целый ряд более мелких объектов. Общие начальные их запасы составляют 933,17 тыс. м³/сут. В настоящее время эксплуатируется девять месторождений, остальные законсервированы.

Относительно водоупорный эоплейстоценовый озерно-аллювиальный горизонт (IaQ_E). Распространен только в пределах Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна, приурочен к долинам рек Урал, Сакмара, Илек и их основных притоков. Представлен в основном глинами и суглинками, в нижней части разреза присутствуют прослойки глинистых песков. Общая мощность отложений изменяется от 4 до 47 м, в среднем составляя 8–20 м. Упомянутые глинистые пески в основании разреза (мощностью 0,5–5 м) иногда слабопродуктивны, водообильность их не превышает 0,005–0,5 л/с. В долине р. Илек вблизи г. Соль-Илецк скважинами из эоплейстоценовых отложений получены дебиты 3–4,1 л/с. Вероятнее всего, повышенная водообильность отложений здесь связана с условиями залегания – отсутствием «разделяющего слоя» на подстилающих меловых отложениях с повышенной водообильностью. Водопроницаемость вмещающих пород обычно составляет 2–20 м/сут; в районе Соль-Илецкого месторождения она достигает 102 м²/сут.

Подземные воды этого горизонта имеют минерализацию 0,2–4,8 г/дм³, в том числе пресные – преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые, а слабосоленоватые и умеренносоленоватые имеют хлоридный натриево-магниевый состав. Питание водоносных прослоев осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока из нижележащих водоносных горизонтов. Из-за слабой водообильности отложений и повышенной минерализации подземные воды используются для питьевого и технического снабжения крайне редко.

Относительно водоупорный неоген-среднеолейстоценовый горизонт (N–Q_{II}). Распространен преимущественно в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области, фрагментарно – в Тагило-Магнитогорской области; слагает пологие водораздельные пространства. Общая мощность горизонта может достигать 80 м. Сложен он главным образом глинами, в нижней части разреза – с тонкими прослоями и линзами алевритистых песков. Последние в пониженных участках бывают водоносны. Глубина залегания подземных вод колеблется от 1 до 12 м. Водопроницаемость вмещающих пород низкая и не превышает 0,2–2,4 м²/сут. Минерализация неоднородна и изменяется от 0,2 до 47,4 г/дм³. По химическому составу воды хлоридные натриевые.

Водоносный неогеновый комплекс (N) развит в пределах Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна в палеодолинах рек Урал, Сакмара, Илек и их крупных притоков. В большей своей части он перекрыт относительно водоупорным эоплейстоценовым горизонтом. На дневную поверхность выходит фрагментарно – на наиболее высоких участках склонов долин. Выполняя древние (донеогеновые) эрозионные врезы, этот водоносный комплекс как в донной, так и в бортовых частях контактирует с разновозрастными отложениями – от перми до верхнего мела. Водовмещающие породы образуют прослои и линзы мелкозернистых песков с суглинками, реже гравийниками и галечниками среди глин (преимущественно в нижней части разреза). Мощность комплекса изменяется от 5 до 45 м (иногда до 144 м). Подземные воды вскрываются на глубинах от 2 до 105 м. По условиям залегания воды напорные, величина напора колеблется от 3,5 до 86 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 2–15 м. Дебит скважин от сотых долей до 5,9 л/с, в редких случаях он достигает 7,5–13,9 л/с; удельный дебит от 0,005 до 0,38 л/с. Водопроницаемость изменяется от 3 до 140 м²/сут, наиболее часто встречающиеся значения – 11–68 м²/сут.

Минерализация подземных вод в неогеновых отложениях неодинакова и меняется 0,2 до 40,2 г/дм³. В верхней части разреза преобладают воды с минерализацией от 0,2 до 3 г/дм³. При увеличении глубины залегания водоносных прослоев она возрастает до 5,6–8,6 г/дм³ и более. Пресные разновидности встречаются в долинах рек Сакмара и Урал; по химическому составу среди них преобладают воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые и гидрокарбонатно-сульфатные «смешанного» катионного ряда. Соленоватые и сильносоленоватые воды, как правило, хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией от 3,1 до 18,3 г/дм³ (окрестности г. Оренбург и пос. Черный Отрог); минерализация

до 34,4–40,2 г/дм³ наблюдается у г. Соль-Илецк. Повышенные ее значения обусловлены затрудненным водообменом (слабопроницаемые отложения в разрезе комплекса) и залеганием водоносных осадков над соляными куполами. Питание вод неогенового комплекса в основном осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из выше- и нижележащих водоносных горизонтов и комплексов. В питьевых целях они используются крайне редко. Слабосоленоватые подземные воды применяются для бальнеологического лечения (Оренбургское месторождение).

Водоносный палеогеновый горизонт (Р) имеет весьма ограниченное распространение – преимущественно в Центральном-Уральском гидрогеологическом массиве и южной части Орско-Халиловского межгорного артезианского бассейна. На остальной территории Уральской сложной области он развит в виде останцов. Водовмещающие породы (мощность их 0,5–10 м, изредка – до 30 м) представлены песками, песчаниками, галечниками с прослоями песчанистых глин, алевролитов. Поскольку отложения палеогена слагают водоразделы, то в своей большей части подземные воды горизонта сдренированы. Водоносными чаще всего оказываются песчаные разности и галечники нижней части разреза. Глубина залегания подземных вод колеблется от 0 до 19,5 м, напоры практически отсутствуют. Водообильность отложений невысокая; дебит скважин составляет 0,1–0,8 л/с, родников – 0,01–0,3 л/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые, реже гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые. Минерализация их 0,2–0,5 г/дм³, иногда до 0,8 г/дм³. Питание подземных вод палеогенового горизонта осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Из-за ограниченности распространения и невысокой водообильности они не имеют практического применения.

Водоносный меловой комплекс (К) относительно широко распространен в Прикаспийском артезианском бассейне, а также в южной части Предуральского предгорного артезианского бассейна. В меньшей степени он развит в юго-западной части Западно-Уральского и Центральном-Уральском гидрогеологических массивах, в западной части Орско-Халиловского межгорного артезианского бассейна. В пределах первых двух таксонов (междуречье Хобды и Илека, Урала и Илека) комплекс, как правило, залегает первым от поверхности, лишь иногда перекрываясь неогеновыми и четвертичными образованиями. В подошве его обычно залегают водоносные палеозойские отложения. Водовмещающими породами являются трещиноватые мергели, мел, песчаники, алевролиты и пески. Мощность водовмещающих пород непостоянна и изменяется от 2–3 до 145 м, в мульдах она достигает 480 м. Верхняя часть мелового комплекса дренируется речными долинами; по их бортам встречаются родники с дебитом от 0,01 до 1,5 л/с. Глубина залегания подземных вод изменяется от 14 до 244 м. Увеличение глубин фиксируется в южном направлении и связано с общим погружением пород к югу. Воды напорные, величина напора зависит от глубины залегания водонасыщенных прослоев и меняется от 20 до 93,8 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 10–14 м. Встречаются и самоизливающиеся скважины с уровнем до +4 м над дневной поверхностью. Дебит

скважин от 0,17 до 10,9 л/с, причем максимальные значения приурочены к «дизъюнктивным мульдам». Дебит родников в пределах от 0,1 до 1,5 л/с. Водопроницаемость отложений варьирует от 0,6 до 190 м²/сут.

Подземные воды Восточно-Европейского бассейна преимущественно пресные с минерализацией 0,1–0,6 г/дм³. При общем погружении водоносных отложений на юг она увеличивается до 1,8–4 г/дм³. По химическому составу пресные воды преимущественно гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные или гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые. Слабосоленоватые воды в основном сульфатно-хлоридные натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые, реже гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые.

В пределах Уральской сложной гидрогеологической складчатой области водовмещающие породы мелового возраста слагают водораздельные пространства и представлены мергелями, опоками, писчим мелом и песками; мощность их колеблется от 3 до 80 м, достигая иногда 300 м. Водообильность пород в целом невысокая; наиболее часто дебит скважин составляет 0,5–1,2 л/с, родников – не превышает 0,7 л/с. Водопроницаемость отложений от 2 до 100 м²/сут. Подземные воды здесь также в основном пресные (минерализация 0,1–0,9 г/дм³), иногда встречаются слабосоленоватые разновидности с минерализацией до 1,6 г/дм³. Химический состав пресных вод сульфатно-гидрокарбонатный натриево-магниевый, слабосоленоватых – сульфатно-хлоридный натриевый и гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый.

Наиболее крупным месторождением пресных вод среди приуроченных к данному комплексу является Шаповаловское (Прикаспийский артезианский бассейн); запасы его составляют 1,1 тыс. м³/сут. Питание вод мелового комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и (частично) подтока подземных вод из выше- и нижележащих горизонтов и комплексов. Разгрузка осуществляется родниковым стоком (на поверхности), а также в нижележащие гидрогеологические подразделения. Удовлетворительные качества подземных вод позволяют использовать их для водоснабжения небольших поселков и отдельных частных хозяйств.

Водоносный юрский комплекс (J) распространен в южной части Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна. Здесь он слагает верхи разреза в долинах рек Хобда, Малая Хобда, Илек, Урал и (отчасти) Сакмара. В целом по разрезу наблюдается частая фациальная смена одних литологических разностей другими. Водовмещающие породы – пески, песчаники, алевролиты, галечники, прослои бурых углей; мощность водосодержащих пород колеблется от 1,5 до 45 м. Общая мощность комплекса достигает 275 м, а в мульдах – 450 м. Водоносный комплекс залегает или первым от поверхности, или под четвертичными и меловыми отложениями. Глубина его залегания колеблется в широких пределах – от 0 до 252 м. На водораздельных площадях она обычно не превышает 20 м, в южном направлении увеличивается до максимальных значений за счет погружения комплекса под более молодые образования. Воды обычно напорные, так как верхняя часть юрского разреза представлена глинами; величина напора от 5 до 199 м (район г. Соль-Илецк). Пьезометрические уровни в

основном устанавливаются на глубинах 7,2–76 м; встречаются самоизливающиеся скважины (в частности, уровень скв. №40 вблизи пос. Буранный установился на отметке +0,45 м над дневной поверхностью). Описываемый комплекс характеризуется слабой обводненностью. Дебит родников от 0,001 до 0,7 л/с, скважин – преимущественно 0,3–3,83 л/с (максимальное значение 11,9 л/с при понижении 5,75 м отмечено у пос. Ивановка). Водопроницаемость отложений различная – от 1,5 до 335 м²/сут.

Подземные воды юрского комплекса преимущественно пресные с минерализацией 0,1–1,0 г/дм³, редко – слабосоленоватые (минерализация 1,8–2,9 г/дм³); почти как исключение встречены сильносоленые воды в Прикаспийском артезианском бассейне с минерализацией 43,7 г/дм³ (пос. Буранный). По химическому составу пресные воды преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-натриевые, редко – гидрокарбонатные кальциевые-натриевые; слабосоленоватые воды – сульфатные натриевые или смешанные по анионному и катионному составу, сильносоленоватые – хлоридные натриевые. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из нижележащих водоносных горизонтов и комплексов. Разгрузка происходит в поверхностные водотоки и смежные гидрогеологические подразделения. Подземные воды интенсивно эксплуатируются в г. Соль-Илецк, а также (отдельными скважинами) в небольших поселках Соль-Илецкого и Акбулакского районов Оренбургской области. В 50 км западнее Соль-Илецка разведано Люсинское месторождение питьевых вод, где их запасы в юрском водоносном комплексе составляют 3,1 тыс. м³/сут. В одноименном районе разведанные запасы Первомайского месторождения составили 17,6 тыс. м³/сут, в Акбулакском районе запасы Дивнопольского месторождения 1,84 тыс. м³/сут, Шкуновского – 1 тыс. м³/сут.

Относительно водоупорный ниже-среднеюрский горизонт (J₁₋₂) распространен в Орско-Халиловском межгорном артезианском бассейне, в Таналыкской и Орской внутренних впадинах. Отложения этого горизонта представлены в основном глинами и алевролитами с прослоями и линзами песков. Мощность их в Таналыкской депрессии составляет 16–95 м, в Орской – достигает 300 м. Отдельные линзы и прослои (приуроченные преимущественно к краевым частям впадин) водоносны. Воды напорные благодаря общему мульдообразному залеганию и наличию вмещающих глин; величина напора – 22–78 м. Глубина залегания пьезометрических уровней колеблется от 0 до 11 м; водообильность линз низкая. Дебит колодцев составляет тысячные, сотые и редко десятые доли л/с; дебит скважин от 0,4 до 1,1 л/с. Водопроницаемость песчаных линз не превышает 10 м²/сут. Минерализация вод от 0,3 до 2,6 г/дм³, их химический состав преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный «поликатионный». Питание происходит в основном за счет трещинных вод палеозойских пород, залегающих под нижним контактом. Инфильтрация атмосферных осадков на площади развития горизонта сильно затруднена из-за широкого распространения здесь глинистого покрова.

Относительно водоупорный средне-верхнетриасовый горизонт (T₂₋₃) развит преимущественно в пределах Предуральского предгорного и

Прикаспийского артезианских бассейнов, а также (фрагментарно) в Орско-Халиловском межгорном артезианском бассейне. В Предуральском бассейне горизонт залегает первым от поверхности на водоразделах и склоновых участках междуречий Илек–Урал и Урал–Сакмара. В Прикаспийском артезианском бассейне он перекрыт отложениями юры. В Орско-Халиловском бассейне горизонт приурочен к грабенообразной форме в центральной части Таналыкской депрессии и находится под юрскими, меловыми и неогеновыми отложениями.

Описываемый горизонт представлен преимущественно глинами и алевролитами. На разных глубинах среди глин встречаются прослои и линзы песков, песчаников, песчано-галечных отложений. Общая мощность горизонта 175–400 м, в мульдах Предуральского бассейна она может достигать 466 м и более (до 1400 м); отдельные линзы обломочных пород там обводнены. Глубина залегания кровли водоносных линз варьирует от 0 до 60 м. Такой характер залегания водовмещающих пород обуславливает их напорность, величина напора может достигать 75,7 м. Водообильность отложений незначительна: дебит скважин преимущественно 0,3–1,1 л/с, иногда достигает 4,0 л/с. Подземные воды в верхней части разреза преимущественно пресные с минерализацией 0,2–0,6 г/дм³, редко – до 1,7 г/дм³. По химическому составу пресные воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые, реже хлоридно-гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом. Слабосоленоватые воды имеют хлоридно-сульфатный натриевый и хлоридный натриевый состав.

Водоносный нижнетриасовый комплекс (Т₁) распространен на значительных площадях Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна и весьма ограниченно – на юге Тагило-Магнитогорской гидрогеологической складчатой области. В первом отложения комплекса приурочены к водоразделам рек Илек–Урал и Урал–Сакмара, а также к верховьям р. Самара, где залегают вблизи дневной поверхности. Породы нижнего триаса заполняют впадины в палеорельефе кровли средней или верхней перми и залегают на отложениях различных их ярусов. В юго-западном направлении нижний триас погружается под юрские и неогеновые образования на значительную глубину. Водоупорные породы разделяют водоносный комплекс на водоносные слои, которые между собой гидравлически сообщаются. Водовмещающими являются частые прослои песков, песчаников, конгломератов, алевролитов; мощность их колеблется от 5 до 136,5 м. Общая мощность комплекса находится в пределах от 11 до 1900 м (в мульдах). Глубина залегания водосодержащих пород изменяется от 0 до 50 и даже 106 м. Комплекс имеет свободный выход на участках, сложенных с поверхности водопроницаемыми породами. При наличии в его кровле водоупорных пород подземные воды приобретают напор, величина которого от 3 до 50,5 м (в среднем 18–22 м). Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине от 0,5 до 39 м. Водообильность нижнетриасовых отложений зависит от литологического состава водовмещающих пород и их мощности. Дебит родников на Сакмаро-Уральском междуречье и левобережье р. Урал составляет от 0,5 до 2 л/с; дебит скважин от 0,1 до 4,2 л/с, иногда 6,9–12,5 л/с. Воды этого комплекса здесь преимущественно

пресные (минерализация 0,1–0,8 г/дм³), реже – слабосоленоватые (1,4–3 г/дм³). Пресные воды, как правило, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, редко – гидрокарбонатные натриевые; слабосоленоватые воды обычно сульфатно-хлоридные натриевые и хлоридные натриевые. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетока из нижележащих горизонтов и комплексов. Воды используются для скважинного водоснабжения отдельных поселков и предприятий. В настоящее время эксплуатируется «Буртинское» и «Раздольное» месторождения пресных подземных вод раннетриасового возраста, суммарные запасы которых составляют 2,94 тыс. м³/сут.

Нижнетриасовые отложения в пределах Орско-Халиловского межгорного артезианского бассейна залегают в основании Таналыкской и Орской депрессий и перекрыты глинами юрского возраста. Обычно представлены песчано-гравийно-галечным материалом и конгломератами; мощность осадков от 30 до 80 м. Заключенные в них подземные воды напорные, величина напора различная, максимум до 125 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине $33 \pm 0,5$ м. Водообильность отложений неоднородная (от 0,6 до 9,2 л/с), увеличиваясь в южном направлении вдоль обеих впадин и достигая максимума на юге Таналыкской депрессии. Там водоносные отложения триаса без разделяющего водоупора залегают на водоносных известняках раннекаменноугольного возраста и имеют с ними единую гидравлическую поверхность. Химический состав вод преимущественно «смешанный» как по анионам, так и по катионам. Минерализация вод Таналыкской депрессии не превышает 1,9 г/дм³, Орской – 2,5 г/дм³. Питание водоносный комплекс получает за счет атмосферных осадков и притока из смежных горизонтов. Используется этот комплекс (совместно с нижележащими верхнедевонским и нижне-среднекаменноугольным комплексами) для водоснабжения отдельных хозяйств. Минеральные воды применяются в бальнеологических целях (курорт «Гай»). Запасы минеральных вод бальнеологического назначения по Гайскому месторождению (применительно к отложениям нижнего триаса) составляют 0,41 тыс. м³/сут, по Орскому проявлению – 0,04 тыс. м³/сут.

Водоносный татарский комплекс (P₃) имеет широкое распространение в Восточно-Европейском сложном артезианском бассейне. Отложения его залегают первыми от поверхности на приводораздельных пространствах и склонах долин рек Урал и Сакмара, а также в верховьях р. Самара. На левобережье Урала комплекс погружается под мощные мезозойские и кайнозойские отложения на значительную глубину. Характерной его особенностью является невыдержанность литологического состава пород по разрезу и площади. Водовмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами с прослоями мергелей и известняков. Глубина залегания кровли водоносного комплекса в области питания колеблется от 0 до 60 м. Мощность его (при условии залегания первым от поверхности, то есть в области питания) составляет от 3 до 144 м, при залегании на значительной глубине (в области транзита) она достигает 700–1000 м. На площадях, где кровля комплекса сложена проницаемыми породами, уровни подземных вод имеют свободную поверхность. Наличие же в кровле водоупорных

отложений или невыдержанность литологического состава водовмещающих пород приводят к созданию напоров подземных вод; их величины в области питания от 14 до 90 м. Пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах 4,7–43,2 м. Водообильность отложений татарского комплекса различная: дебит скважин изменяется от 0,1 до 8 л/с, хотя в большинстве случаев не превышает 1,5 л/с. Водопроницаемость также неоднородная и составляет от 9 до 375 м²/сут.

Подземные воды преимущественно пресные с минерализацией 0,3–1 г/дм³, реже слабосоленые (1,4–4,4 г/дм³). Среди пресных вод по химическому составу преобладают гидрокарбонатные кальциево-натриевые, реже встречаются сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Слабосоленые воды сульфатно-хлоридные со смешанным катионным составом. При погружении водовмещающих отложений под мезозойско-кайнозойские образования минерализация увеличивается до 286 г/дм³, химический состав изменяется на хлоридный натриевый либо сульфатно-хлоридный натриевый (или натриево-кальциевый). Питание татарского комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков и перетока вод из ниже- и вышележащих гидрогеологических подразделений. Разгрузка происходит в эрозионную сеть и в смежные горизонты. Комплекс при условии залегания первым от поверхности интенсивно эксплуатируется множеством скважин для водоснабжения нескольких населенных пунктов. На площадях развития комплекса разведаны Сыртинское, Донгузское, Знаменское, Сухокаргалинское, Каировское, Белогорское, Гирьяльское, Камышинское месторождения пресных вод. Разведанные суммарные запасы их составляют 8,9 тыс. м³/сут.

Водоносный уржумский комплекс (P₂u) встречается в Восточно-Европейском сложном артезианском бассейне. На дневную поверхность он выходит в бортах долины р. Урал и в верховьях Самары. На остальной территории отложения комплекса погружаются (в юго-западном направлении) на значительные глубины под более молодые стратоны. В кровле они согласно контактируют с водоносными отложениями верхней перми, в подошве – с таковыми же казанского комплекса. Глубина залегания кровли от 5 до 230 м, в Прикаспийском артезианском бассейне она достигает 1000 м и более. Водовмещающие породы представлены алевритами и песчаниками с прослоями известняков; мощность их обычно от 14–120 до 1000 м. Величина напора подземных вод колеблется от 2,4 до 159,7 м. Статические уровни в области питания устанавливаются на глубинах 13,8–75,3 м. Водообильность пород уржумского комплекса находится в пределах от 0,3 до 10 л/с, наиболее часто встречающийся дебит 0,8–1,8 л/с. Водопроницаемость изменяется от 2 до 1196 м²/сут, обычно 120–350 м²/сут.

Вблизи области питания воды пресные с минерализацией 0,3–0,7 г/дм³. При глубоком погружении уржумского комплекса минерализация резко увеличивается, достигая на значительных глубинах 286 г/дм³ (крепкие рассолы). Пресные подземные воды – гидрокарбонатные смешанные по катионам, солоноватые – преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные «поликатионные», крепкие рассолы – хлоридные натриевые. Питание комплекса в области его выхода на дневную поверхность идет за счет

инфильтрации атмосферных осадков, в местах глубокого залегания – за счет перетоков из ниже- и вышезалегающих гидрогеологических таксонов. Разгрузка осуществляется в более высокие водоносные подразделения. В области питания комплекс эксплуатируется множеством скважин, обеспечивающих питьевое водоснабжение поселков. Кроме того, подземные воды уржумского комплекса используются в бальнеологических целях; запасы Саракташского месторождения питьевых лечебно-столовых вод составляют 0,019 тыс. м³/сут.

Водоносный казанский комплекс (P₂kz) распространен в Восточно-Европейском бассейне практически повсеместно. На дневную поверхность выходит над отдельными соляными куполами в междуречье Урала и Илека вдоль границы с Уральской сложной гидрогеологической складчатой областью. На остальной площади отложения этого комплекса погружаются в юго-западном направлении под более молодые образования до глубины 1650 м. В кровле таксона залегает водоносный уржумский комплекс, в подошве – водоносный уфимский комплекс. Изученность комплекса в целом довольно низкая, к тому же в основном до глубин, не превышающих 300 м. Водовмещающие отложения – песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями доломитов, известняков и мергелей. Мощность их вблизи поверхности изменяется от 50 до 210 м, в области транзита она достигает 1200 м. Величина напора меняется от 8,4 до 280 м. Статические уровни устанавливаются на глубинах от +0,4 до 97 м. Водообильность пород в зоне активного водообмена довольно значительная и характеризуется дебитом родников от 0,03 до 2 л/с. Дебит скважин составляет от 1,2 до 9 л/с, в области транзита он в основном не превышает 2 л/с при понижениях до 64 м. Водопроницаемость отложений не более 200 м²/сут.

Формирование химического состава подземных вод казанского комплекса зависит не только от литологии водовмещающих пород и глубины их залегания, но и от перетоков из смежных горизонтов. В верхних частях разреза воды обычно пресные (минерализация от 0,2 до 1 г/дм³) хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом или слабосоленоватые и соленоватые (с минерализацией 2,1–6,5 г/дм³) сульфатные магниевые-кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, иногда хлоридные натриевые. С глубиной минерализация комплекса возрастает до 384,9 г/дм³, а химический состав вод сменяется на хлоридный натриевый или натриево-магниевый. Отмечается повышенное содержание (г/дм³) брома (до 4,709), йода (до 0,034), бора (до 1,216), калия (до 23,03). Обновление подземных вод в области питания осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, в области транзита – за счет подтока вод из нижележащих горизонтов и комплексов. В настоящее время воды казанского комплекса используются крайне редко (преимущественно в области его питания) для водоснабжения отдельных населенных пунктов.

Водоносный уфимский комплекс (P₁u) имеет повсеместное распространение в пределах Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна. На дневной поверхности его отложения приурочены к областям развития соляных куполов в междуречье Бердянки и Донгуза. На остальной территории комплекс перекрыт более молодыми образованиями

мощностью до 1660 м. В кровле залегает водоносный казанский комплекс, подошвой служит водоупорный кунгурский горизонт. Водовмещающие отложения представлены песчаниками, алевролитами, известняками с прослоями доломитов. Породы сильно загипсованы и содержат большое количество глинистого материала, что резко уменьшает их коллекторские свойства. Мощность уфимского комплекса составляет от 10 до 280 м в области питания и достигает 2000 м в области транзита. В верхней части разреза подземные воды безнапорные или слабонапорные. С погружением водоносного комплекса величина напора увеличивается до значений 99–1040 м. Статические уровни устанавливаются на глубинах от 190 до +5,5 м и более. Водообильность комплекса изменчива: дебит скважин преимущественно составляет 0,06–0,9 л/с, редко достигая 5,1 л/с. Водопроницаемость изменяется от 0,5 до 200 м²/сут.

В области питания уфимского комплекса подземные воды имеют минерализацию 1,1–5,1 г/дм³ и сульфатный магниевый-кальциевый или сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый химический состав. В условиях глубокого залегания он содержит воды повышенной минерализации (достигающей 348,8–384 г/дм³), их химический состав хлоридный натриевый или кальциево-натриевый. Содержание (г/дм³) брома – 0,0001–2,557, йода – 0,000004–0,0423 и бора – 0,0005–0,205. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков (в местах выхода на дневную поверхность), а также за счет перетока вод из ниже- и вышележащих горизонтов и комплексов. Разгрузка происходит в вышележащие водоносные подразделения.

Водоупорный кунгурский (карбонатно-сульфатно-галогенный) горизонт (P₁k) распространен повсеместно в Восточно-Европейском сложном артезианском бассейне и залегает, как правило, на значительных глубинах. На дневную поверхность отложения кунгура выходят вдоль восточной границы Предуральского палеопрогиба, где слагают ядра линейных антиклиналей. Кровля горизонта обычно вскрывается на глубинах от 15,4 до 300 м, иногда гораздо больших – до 2540 м. Мощность кунгурских пород от 116 до 648 м, редко достигает 2047 м (в Прикаспийском и южной части Предуральского артезианских бассейнов). Литологический состав пород водоупорного комплекса определяется каменной солью, ангидритами, доломитами, известняками, гипсами; присутствуют прослои глин, алевролитов, песчаников, линзы конгломератов. Наибольшую мощность имеет пачка, представленная каменной солью с прослоями ангидритов. Пластические свойства солей обуславливают водоупорность горизонта; он имеет статус регионального водоупора в пределах Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна.

Относительно водоупорный ассельско-кунгурский (карбонатно-терригенный) горизонт (P₁a–k) распространен в восточной части Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна и на западном фланге Уральской сложной гидрогеологической складчатой области, где участвует в строении передовых складок Урала и выходит на дневную поверхность. В западном направлении наблюдается резкое погружение нижнепермских отложений. В Предуральском палеопрогибе глубина залегания их верхней

границы достигает 2800–4000 м. Выше залегает водоносный уфимский комплекс, подстилается горизонт водоносным девонско-нижнепермским комплексом. В литологическом отношении он представлен глинами и алевролитами с прослоями доломитов, ангидритов, известняков, песчаников; при этом количество терригенных пород в разрезе горизонта увеличивается в восточном направлении. Общая мощность описываемого подразделения от 48 до 2250 м. В толще преобладающих водоупорных пород иногда встречаются водоносные прослои. Водообильность их невелика: дебит скважин вблизи поверхности не превышает 1 л/с. Подземные воды здесь пресные и слабосоленоватые (минерализация 0,3–1,4 г/дм³) сульфатно-гидрокарбонатные, реже сульфатные магниево-кальциевые.

На значительных глубинах (Оренбургское газоконденсатное месторождение) дебит скважин существенно меньше – 0,08–0,13 л/с при понижениях 380–343 м; лишь в редчайших случаях он может достигать 0,4–3,1 л/с (при понижениях уровня подземных вод на 240–343 м). Минерализация вод меняется от 90 до 315,8 г/дм³; по химическому составу они хлоридные натриевые или кальциево-натриевые. Установленные содержания попутных элементов (г/дм³): бром – 0,032–2,673; йод – 0,001–0,039; бор – 0,02–0,772; калий – 0,865–6,762.

Водоносный среднекаменноугольно-нижнепермский (терригенный) комплекс (C₂–P₁) выделен в Западно-Уральском гидрогеологическом массиве; в юго-западной его части он имеет выходы на поверхность. Глубина залегания кровли колеблется от 0 до 1300 м. Выше него находится относительно водоупорный ассельско-кунгурский горизонт, ниже – водоносный ниже-среднекаменноугольный (терригенно-карбонатный) комплекс. Водовмещающие породы описываемого таксона представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями известняков, мергелей, конгломератов. Общая мощность комплекса составляет 980–1350 м, вскрытая – от 6 до 86 м. Водообильность отложений в верхней части разреза довольно высокая: дебит родников 0,2–0,7 л/с, скважин – от 1,6 до 10,0 л/с; водопроницаемость отложений от 5 до 130 м²/сут. Подземные воды преимущественно пресные (минерализация 0,3–0,7 г/дм³) сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниевые, редко сульфатные кальциево-магниевые. Иногда встречаются слабосоленоватые гидрокарбонатно-сульфатные «поликатионные» воды с минерализацией до 1,7 г/дм³. Данные о водообильности, минерализации и химическом составе подземных вод, залегающих на больших глубинах, отсутствуют. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков в местах его выхода на дневную поверхность. Разгрузка происходит родниковым стоком и перетоком в нижние подразделения. Подземные воды этого комплекса используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения небольших населенных пунктов.

Водоносный средне-верхнекаменноугольный (терригенный) комплекс (C₂₋₃) имеет очень ограниченное распространение в пределах Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области. На дневную поверхность он выходит узкой субмеридиональной полосой в центральной части Сарыобинского грабена. Изученность комплекса очень слабая. Водовмещающие породы представлены конгломератами, песчаниками,

алевролитами. Мощность средне-верхнекаменноугольных отложений более 400 м, вскрытая – не более 100 м. Уровни подземных вод залегают на глубине то 4 до 6,2 м. Дебит скважин 0,5–1,5 л/с, водопроницаемость не превышает 50 м²/сут. Подземные воды комплекса пресные, реже слабосоленоватые с минерализацией 0,5–2,5 г/дм³. Пресные воды хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые; слабосоленоватые – сульфатно-хлоридные со смешанным катионным составом. Питание осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков, разгрузка происходит в смежные гидрогеологические подразделения. Подземные воды комплекса используются для хозяйственно-питьевых целей в индивидуальных хозяйствах.

Водоносный ниже-среднекаменноугольный (терригенно-карбонатный) комплекс (С₁₋₂) выделяется в пределах Западно-Уральского гидрогеологического массива и на крайнем юго-западе Тагило-Магнитогорской гидрогеологической складчатой области. В современной тектонической структуре Южного Урала это Медногорский макроблок и ядерная часть Магнитогорского синклиория. В первом выше кровли рассматриваемого таксона залегают отложения водоносного среднекаменноугольно-нижнепермского комплекса, под подошвой – водоносный верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс. Водовмещающие отложения описываемого комплекса здесь выходят на поверхность в ядрах узких сильно сжатых мелких изоклинальных складок, в которых породы (известняки, сланцы, аргиллиты, песчаники) отличаются интенсивной трещиноватостью. Общая мощность отложений 700–1300 м, вскрытая – 26–74 м. Грядовой характер рельефа и эрозионная расчлененность способствуют родниковому стоку; дебит родников составляет 0,3–1,5 л/с. Подземные воды безнапорные, вскрываются на глубинах 3–10 м; дебит скважин от 0,9 до 37,2 л/с (пос. Адаево). Воды пресные (минерализация 0,2–0,5 г/дм³) гидрокарбонатного кальциевого или натриевого состава.

Глубина вскрытия этого же комплекса в Магнитогорском синклиории находится в пределах от 0,5 до 300 м. Водоносные отложения представлены известняками, опоками и опокovidными породами, реже песчаниками, алевролитами, сланцами. Мощность их варьирует от 9 до 958 м, чаще же не превышает 400 м (с. Урпия). Воды преимущественно напорные из-за залегания в кровле комплекса водоупорных отложений юры; величина напора 154,5–312,8 м. Уровни устанавливаются на глубинах от 3 до 14 м. В пределах Аккермановской депрессии встречаются самоизливающиеся скважины, в которых указанные уровни подземных вод устанавливаются на 8,9–14,5 выше дневной поверхности. Водообильность отложений здесь всецело зависит от трещиноватости и кавернозности известняков, являющихся основными коллекторами. Дебит скважин, вскрывших известняки, составляет 0,4–10,6 л/с. Максимальные значения (34,8–52 л/с при понижении 27,5 м) характерны для скважин, пробуренных в районе пос. Аккермановка. Водопроницаемость довольно высокая – от 143 до 1096 м²/сут. Воды преимущественно пресные с минерализацией 0,3–0,7 г/дм³, реже встречаются слабосоленоватые и умеренносоленоватые, минерализация которых составляет 1,4–3,3 г/дм³. Пресные воды сульфатно-

гидрокарбонатные натриево-кальциевые или хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Слабосоленоватые и умеренносолоноватые воды сульфатно-хлоридные натриево-магниевые или гидрокарбонатно-хлоридные со смешанным катионным составом. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока из смежных гидрогеологических подразделений, разгрузка происходит в сопредельные горизонты и комплексы. Воды комплекса широко применяются в народном хозяйстве. Запасы месторождения Новотроицкое-2 (46,5 тыс. м³/сут) используются для централизованного водоснабжения одноименного города.

Водоносный нижнекаменноугольный (терригенно-эффузивный) комплекс (С₁) выделен в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области, в пределах Сарыобинской грабен-синклинали и краевых частей Айкенской антиклинали. На значительных площадях комплекс перекрыт существенно глинистыми неоген-четвертичными образованиями. Водовмещающими породами являются базальты, андезиты, трахидациты, риолиты, туфопесчаники, песчаники, алевролиты, известняки, углисто-глинистые сланцы. Вскрытая их мощность не превышает 100 м.

Кровля комплекса залегает на глубине 4,5–52 м. Подземные воды преимущественно безнапорные; лишь при залегании водоносных отложений под неоген-четвертичными образованиями они приобретают напор, величина которого достигает 37 м. Статические уровни устанавливаются на глубинах 2–18 м. Водообильность пород невысокая – от 0,3 до 2 л/с при понижениях до 22 м. Воды преимущественно пресные и солоноватые (минерализация 0,34–1,5 г/дм³) гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-кальциевые; в местах перекрытия комплекса неоген-четвертичными отложениями – солоноватые, имеющие минерализацию до 5,1 г/дм³ и гидрокарбонатно-хлоридный (или сульфатно-хлоридный) натриевый состав. Питание осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков, разгрузка – в смежные гидрогеологические подразделения. Подземные воды используются (крайне ограниченно) индивидуальными хозяйствами. На площади распространения описываемого комплекса разведаны месторождения пресных подземных вод – Ириклинское, Красноярское, Кумис-Тобинское с общими запасами 1,63 тыс. м³/сут. В настоящее время эксплуатируется только первое из них.

Водоносный девонско-нижнепермский (карбонатный) комплекс (D–P₁) выделен на юге Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна. Выходов на поверхность не имеет, залегает на глубинах 1650–3400 м. Изученность комплекса крайне низкая, характеристика его дается по отдельным картировочным и структурным скважинам. Выше комплекса залегают отложения водоупорного кунгурского или относительно водоупорного ассельско-кунгурского горизонтов. Подошвой служат водоносные отложения ордовика. Водовмещающие породы – известняки, доломиты с прослоями ангидритов, аргиллитов, мергелей, песчаников общей мощностью 656–2516 м. Подземные воды высоконапорные; величина напора 3608–4500 м, статические уровни устанавливаются на глубинах 58–3840 м. Пластовое давление изменяется от 167 до 380 атм, пластовая температура – от 25 до 79 °С. Водообильность комплекса низкая: дебит

скважин 0,04–1,1 л/с (очень редко до 13,4 л/с); удельные дебиты составляют 0,00005–0,003 л/с. Водопроницаемость находится в пределах 1,1–61,4 м²/сут. Подземные воды – крепкие рассолы с минерализацией от 137,6 до 274,5 г/дм³; по химическому составу они хлоридные натриево-кальциевые. Отмечается повышенное содержание брома, йода, лития, стронция, калия, иногда достигающее промысленных концентраций (г/дм³): Вг – 0,32–1,27; J – 0,009; Li – 0,008–0,176; Sr – 0,5–0,6; K – 1,1–14,9 .

Водоносный верхнедевонско-нижнекаменноугольный (терригенно-эффузивный) комплекс (D₃–C₁) получил распространение в Магнитогорском гидрогеологическом массиве и Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области. В первом он слагает полосу шириной 2,5–12 км вблизи границы упомянутых элементов гидрогеологического районирования. Во второй отложения комплекса приурочены к восточному крылу Ащебутакской антиклинали. Водовмещающие породы представлены лавами и туфами базальтов, трахидацитов, риолитов, углисто-кремнистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, конгломератами, известняками. Общая мощность комплекса более 700 м, вскрытая мощность водовмещающих пород или трещиноватой зоны 30–90 м. Кровля фиксируется на глубинах от 0 до 70 м. Глубина залегания подземных вод зависит также от мощности рыхлых глинистых образований мезозойской коры выветривания. Воды преимущественно со свободной поверхностью, но в тех местах, где комплекс перекрывается существенно глинистыми отложениями неоген-четвертичного возраста, возникает напор, величина которого от 3 до 63 м. Статические уровни подземных вод устанавливаются на глубинах 4,2–25 м. Водообильность невысокая: дебит скважин в основном 0,05–1,3 л/с (иногда 2–4 л/с). Водопроницаемость обычно 6–84 м²/сут, иногда достигает 650 м²/сут. Воды пресные с минерализацией 0,3–0,9 г/дм³ и слабосоленоватые (минерализация 1,3–2,7 г/дм³). По химическому составу воды «поликативные», пресные – сульфатно-гидрокарбонатные, слабосоленоватые – сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка в основном происходит в смежные гидрогеологические подразделения. Используются эти подземные воды единичными индивидуальными потребителями.

Водоносный девонско-нижнекаменноугольный (терригенный) комплекс (D–C₁) занимает значительные площади на северо-востоке Западно-Уральского гидрогеологического массива. На остальной территории терригенные осадки этого возрастного интервала распространены фрагментарно. Водовмещающие отложения представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами с маломощными прослоями известняков, мергелей, редко туффитов и туфов. Общая мощность комплекса превышает 500 м, вскрытая – не более 100 м. Воды преимущественно безнапорные, глубина залегания их уровня изменяется от 0 до 80 м. На востоке российской части листа М-41 водоносные отложения комплекса перекрыты глинами неоген-четвертичного возраста и корой выветривания. Подземные воды вскрываются на глубинах от 13 до 60 м и имеют напор до 48 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 10–15 м. Водообильность комплекса значительная:

дебит родников составляет 0,5–0,6 л/с, скважин – 0,4–5 л/с при понижениях 1–4 м. Водопроницаемость преимущественно 9,4–250 м²/сут, иногда до 863 м²/сут. Воды преимущественно пресные с минерализацией 0,2–1 г/дм³, реже слабосоленоватые и соленоватые (1,2–2,1 г/дм³). Пресные воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, слабосоленоватые и соленоватые – гидрокарбонатно-хлоридный смешанный по катионам. В областях перекрытия комплекса водоупорными породами отмечается минерализация до 5,85 г/дм³, химический состав вод там сульфатно-хлоридный или хлоридный натриевый. Питание за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из смежных гидрогеологических таксонов. Воды этого комплекса используются для питьевого снабжения небольших населенных пунктов.

Водоносная нижнедевонская (эффузивно-метаморфическая) зона экзогенной трещиноватости (D₁) распространена в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области, преимущественно на крыльях Сарыобинской грабен-синклинали. Представлена глинистыми, углито-глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, метабазами, туфопесчаниками, метадацитами; вскрытая мощность составляет 60–88 м. Обводненность отложений довольно низкая, что объясняется слабой трещиноватостью пород. Удельные дебиты скважин не превышают 0,04–0,08 л/с. Подземные воды преимущественно слабосоленоватые и соленоватые с минерализацией 2,8–5,2 г/дм³. Повышенная минерализация связана в основном с залеганием в кровле слабопроницаемых неоген-четвертичных образований. Преобладающий химический состав вод сульфатно-хлоридный магниевый-кальциевый. Питание осуществляется атмосферными осадками, а также за счет притока из смежных водоносных зон и комплексов по тектоническим нарушениям.

Водоносная девонская (эффузивная) зона (D) выделяется на юге Тагило-Магнитогорской гидрогеологической складчатой области, в юго-восточных частях Западно-Уральского гидрогеологического массива и в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области, а также (в виде узкой субмеридиональной полосы) в Центрально-Уральском гидрогеологическом массиве. Водовмещающие отложения представлены преимущественно базальтами, андезитами, дацитами, риолитами, туфами, яшмами, фтанитами, реже песчаниками, туфопесчаниками, туфоконгломератами; вскрытая их мощность 19–154 м. Кровля водоносной зоны залегает на глубинах от 3 до 69,5 м. Воды, как правило, имеют свободную поверхность. При условии перекрытия комплекса глинистыми образованиями неоген-четвертичного или юрского возраста они приобретают напор, величина которого от 4 до 32,4 м. Водообильность отложений неравномерная. В родниках, приуроченных к выходам коренных пород, дебит составляет 0,01–0,3 л/с, в зонах разломов достигает 0,8–1 л/с; дебит скважин 2,8–3,3 л/с и более. Химический состав вод довольно пестрый. Так, в западной части Уральской сложной гидрогеологической складчатой области в основном встречаются пресные воды с минерализацией от 0,2 до 0,9 г/дм³ преимущественно хлоридно-гидрокарбонатного «поликатионного» состава (иногда – гидрокарбонатные магниевый-кальциевые), в центральной –

слабосоленоватые (минерализация до 2,6 г/дм³) сульфатно-хлоридные воды со «смешанным» катионным составом. Подземные воды с минерализацией 2,8–6 г/дм³ (хлоридные натриевые или сульфатные кальциево-натриевые) распространены в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области. Питание осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков, а также за счет перетока по разломам из нижележащих и смежных по латерали водоносных подразделений. Разгрузка происходит в них же или (на поверхности) родниковым стоком.

Водоносная верхнепротерозойско-силурийская (терригенно-эффузивно-метаморфическая) зона экзогенной трещиноватости (PR₂–S) имеет наибольшее распространение в восточной и юго-восточной частях Западно-Уральского гидрогеологического массива; в меньшей степени она развита на юге Центрально-Уральского гидрогеологического массива и в западной части Орско-Халиловского межгорного артезианского бассейна. Кроме того, эта зона выделена в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области (в пределах Адамовско-Мугоджарского антиклинория). Водовмещающие породы представлены различными метаморфизованными лавами, туфами, базальтами, алевритами, песчаниками, сланцами графит-кварцевыми, кремнистыми, углисто-глинистыми, ортосланцами основного и среднего состава, филлитами, кварцитами. Вскрытая их мощность колеблется от 38 до 103 м. Воды преимущественно безнапорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 1,5–22 м. Высокая степень динамометаморфизма привела к большой рассланцованности пород и образованию «вязких» трещин скалывания в зонах тектонических разломов, что значительно уменьшило их фильтрационные свойства и соответственно водообильность пород. Дебит родников от 0,2 до 1 л/с, скважин – 0,4–3,3 л/с. Водопроницаемость обычно 1,5–20 м²/сут, иногда до 147 м²/сут. Воды преимущественно пресные с минерализацией 0,1–0,9 г/дм³, иногда соленоватые (1,2 г/дм³). По химическому составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые или сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка происходит родниками и (на глубине) – в смежные гидрогеологические подразделения. Воды используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения небольших поселков. В пределах зоны разведаны наиболее крупные месторождения пресных вод: Обильное, Шильдинское, Кундырлякское, Аккаргинское, Буруктальское, Спутниковское, Киембаевское, Славенское с общими запасами 12,71 тыс. м³/сут.

Водоносная палеозойская (интрузивная) зона экзогенной трещиноватости (PZ) наибольшее развитие имеет в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области, где приурочена к Коскольскому, Обалькольскому, Катансинскому, Джарбутакско-Баётскому, Карабутакскому, Верхне-Ушкатынскому, Суундукскому и другим интрузивным массивам. Кроме того, она выделяется в восточной и юго-восточной частях Магнитогорского гидрогеологического массива (связана с Бриентской, Новоорской, Можаровской, Домбаровской интрузиями). Вмещающими породами для всех интрузий служат вулканиты девона. Водоносные породы интрузивных массивов описываемой зоны представлены трещиноватыми

гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, граносиенитами, диоритами, гнейсоплагиогранитами, гнейсотоналитами. Поля развития интрузий – возвышенные пространства обнажающихся коренных пород, иногда с незначительным рыхлым (слабопроницаемым) четвертичным покровом. Мощность последнего увеличивается (до 45 м и более) только в Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области. Мощность водоносной зоны зависит от степени развития экзогенной трещиноватости. Вскрытая ее часть на описываемой территории составляет 32,3–117 м; мощность водовмещающих пород 21–95 м. Подземные воды обычно имеют свободную поверхность и очень редко – напор; величина последнего определяется мощностью перекрывающих неоген-четвертичных образований и колеблется от 4,1 до 43,5 м. Уровни подземных вод устанавливаются на глубинах 2–5 м.

Водообильность пород палеозойской интрузивной зоны довольно высокая: дебит родников в основном 0,01–0,2 л/с, в пределах краевых частей Джусинского и Бриентского граносиенитовых массивов он достигает 1–1,5 л/с; дебит скважин от 0,6 до 5 л/с (максимум – в скважине, пробуренной в пос. Адамовка – 25 л/с при понижении уровня подземных вод 3,5 м). Как правило, максимальные дебиты приурочены к контактам интрузий и дизъюнктивам, минимальные – к центральным частям массивов. В основном водопроницаемость отложений не превышает 10 м²/сут, но в зонах разломов достигает 190–710 м²/сут. Воды на большей части распространения зоны пресные с минерализацией 0,2–1 г/дм³. В приказахстанской части Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области в условиях затрудненного водообмена (из-за перекрывающих слабопроницаемых пород) формируются солоноватые и соленые воды с минерализацией от 1,2 до 5,8 г/дм³ и более. Химический состав пресных вод сульфатно-гидрокарбонатный или хлоридный кальциево-натриевый (иногда «смешанный» по катионам). Солоноватые и соленые воды чаще гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые (или магниевые-натриевые), а также хлоридные натриевые. В интрузиях кислого состава в пределах Магнитогорского синклиория и Восточно-Уральского мегантиклинория подземные воды содержат радон в концентрациях от 52,4 до 247,2 махе. Питание вод этой зоны осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков. На гранитных интрузиях палеозоя разведаны Киембаевское, Ушкотинское Центральное, Ушкотинское Северное месторождения пресных вод. Суммарные запасы этих объектов составляют 7,46 тыс. м³/сут. В настоящее время все они находятся в эксплуатации.

Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона экзогенной трещиноватости (RF–PZ). Преобладающие в ней ультрамафит-мафитовые образования среднеордовикского и раннедевонского возраста широко развиты в Западно-Уральском и Центрально-Уральском гидрогеологических массивах. Наиболее крупными массивами являются Аккаргинский, Подольский, Буруктальский, Хабарнинский, Халиловский и Ишкининский. Менее распространены (в первом из названных гидрогеологических таксонов) позднерифейские основные магматиты верхнемазаринского габбро-долеритового гиабиссального комплекса, не выходящие на дневную

поверхность. Водовмещающие породы представлены габбро, диоритами, серпентинитами, дунитами, перидотитами. Мощность трещиноватой зоны, содержащей подземные воды, обычно составляет 40–50 м, редко достигает 70 м. Воды преимущественно безнапорные, но на участках, где интрузии (протрузии) перекрыты глинистой корой выветривания или неоген-четвертичными водоупорными отложениями, они приобретают напор 15,4–20,5 м. Статические уровни подземных вод устанавливаются на глубинах 8,9–36 м, встречаются и самоизливающиеся скважины. В Аккаргинском ультрамафитовом массиве абсолютные отметки пьезометрического уровня зафиксированы на высоте +1,5 м выше дневной поверхности. Водообильность пород этой зоны невысокая: преобладающий дебит родников 0,1–0,3 л/с, реже до 0,5 л/с; дебит скважин 0,3–1,2 л/с, а в зонах тектонических контактов с эффузивами может достигать 3 л/с. Некоторые скважины оказались безводными. Подземные воды преимущественно пресные с минерализацией 0,2–0,8 г/дм³, очень редко минерализация достигает 8,1 г/дм³. По химическому составу пресные воды гидрокарбонатные натриево-магниевого и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, солоноватые – сульфатно-хлоридные магниево-натриевые и хлоридные натриевые. Питание интрузивной зоны, как и во многих других случаях, осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод по разрывным нарушениям и зонам дробления. Подземные воды этой зоны используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения отдельных агротехнических объектов.

Таким образом, в пределах листов М-40 (41) охарактеризовано 28 гидрогеологических подразделений, в том числе два водоносных горизонта, 15 водоносных комплексов, пять водоносных зон, пять относительно водоупорных и один водоупорный горизонт. Качество и количество подземных вод этих гидрогеологических таксонов определяются условиями их формирования в пределах двух существенно различных гидрогеологических структур I порядка, упомянутых в начале главы. Западная (платформенная) часть территории принадлежит к Восточно-Европейскому сложному артезианскому бассейну, восточная (относящаяся к горному массиву) – к Уральской сложной гидрогеологической складчатой области. Для первого характерно очень пологое залегание водовмещающих пород терригенно-карбонатного, карбонатно-терригенного и терригенного состава, локально нарушенное соляными диапирами в границах распространения кунгурского водоупорного горизонта. Вторая отличается интенсивно дислоцированным залеганием пород самого различного генезиса, прорванных многочисленными интрузиями кислого, среднего и основного состава; отмечается постепенное нарастание в восточном направлении степени метаморфических преобразований. В восточной части области существенная роль принадлежит докембрийским отложениям и интрузивным породам, карбонатные осадки почти полностью отсутствуют, наблюдается большое количество стратиграфических несогласий, мощный вулканизм.

Для платформенных территорий, где полого залегающие осадочные образования имеют значительные мощности, основным фактором, определяющим гидрогеологические условия, является наличие или отсутствие среди

них слоев водоупорных пород, затрудняющих циркуляцию подземных вод и разделяющих литологический разрез на гидрогеологические (гидродинамические) этажи. В пределах описываемой части Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна выделяются два таких этажа. Первый сверху – надсолевой (верхнепалеозойско-кайнозойский) представлен чередованием карбонатных и терригенных отложений, второй – подсолевой (протерозойско-верхнепалеозойский) сложен преимущественно карбонатными породами. Региональным водоупором, разделяющим данные этажи, является кунгурский (карбонатно-сульфатно-галогенный) горизонт. В восточной части структуры, ближе к границе с Уральской сложной гидрогеологической складчатой областью, водоупорные соленосные отложения названного горизонта постепенно замещаются карбонатно-терригенными осадками относительно водоупорного ассельско-кунгурского горизонта; там выделяется единый протерозойско-кайнозойский гидрогеологический этаж. Для территории горного кряжа, где гидрогеологические условия определяются в основном приуроченностью подземных вод к зонам экзогенной трещиноватости эффузивных, вулканогенно-осадочных и интрузивных образований, региональные водоупоры отсутствуют, и там также выделен один этаж того же возрастного интервала.

По условиям водообмена, формирования напоров и режима подземных вод литологический разрез по вертикали разделен на зоны, количество которых зависит от наличия или отсутствия водоупорных пород. Так, в Восточно-Европейском сложном бассейне разрез осадочного чехла в пределах площади развития регионального водоупора состоит из трех зон: верхней – свободного водообмена, средней – замедленного водообмена, нижней – весьма замедленного водообмена. В условиях отсутствия регионального водоупора (преимущественно в восточной части структуры) при одноэтажном строении осадочного чехла выделены две зоны – свободного (верхняя) и весьма замедленного водообмена. Наиболее четко при этом выделяется только первая из них. Ниже области свободного водообмена при отсутствии гидродинамических, гидрогеохимических или каких-либо других критериев вся толща пород рассматривается как единая гидрогеодинамическая зона (весьма замедленного водообмена).

Выделение зон является условным, так как четких критериев для их объективного разграничения нет. Чаще всего они обособляются по косвенному признаку – минерализации подземных вод, которая закономерно изменяется под воздействием тех или иных факторов, характерных для каждого подразделения. Зона свободного водообмена (или зона развития пресных вод) в платформенной части территории развита до кровли местных водоупорных или относительно водоупорных горизонтов, в пределах горного кряжа – до границы затухания экзогенной трещиноватости. Максимальные мощности этой зоны в Восточно-Европейском сложном артезианском бассейне наблюдаются на водоразделах и составляют 250–300 м. Минимальные – приурочены либо к площадям развития неогеновых и эоплейстоценовых отложений, либо к участкам близкого к поверхности залегания водоупорных или относительно водоупорных пород палеозойско-мезозойского возраста (в ядрах соляных куполов). В первом случае зона

свободного водообмена полностью отсутствует, во втором – имеет минимальную мощность (10–50 м). В Уральской сложной гидрогеологической складчатой области наибольшая мощность этой зоны (100–300 м) наблюдается в западной возвышенной ее части (Западно-Уральский и Центрально-Уральский гидрогеологические массивы, Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область). Максимальные ее значения отмечаются на юге Орско-Халиловского межгорного артезианского бассейна, где достигают 300–350 м. В Восточно-Уральской гидрогеологической складчатой области мощность названного подразделения не превышает 100 м. Ограничено оно размером зоны экзогенной трещиноватости магматических и метаморфических пород протерозойско-палеозойского возраста, а также распространением и мощностью водоупорных пород неоген-четвертичного возраста.

Пресные подземные воды зоны свободного водообмена имеют разнообразный гидрохимический состав, который отражен на гидрогеологической карте. В верхней ее части распространены гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные и «полианионные» кальциево-магниевые, магниевые-кальциевые, натриевые, «поликатионные» подземные воды.

В долинном аллювии встречаются преимущественно гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды со смешанным катионным составом. Хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные «поликатионные» воды приурочены к отложениям рек Урал и Илек в местах разгрузки подземных вод нижележащих водоносных горизонтов и комплексов, залегающих в диапировых куполах. Они же установлены там, где в разрезе присутствуют маломощные линзы слабопроницаемых пород, замедляющих процессы водообмена и приводящих к формированию застойного режима с характерным для него хлоридным типом вод.

Подземные воды преобладающего гидрокарбонатного состава встречаются и на водоразделах, образованных осадками в возрастном интервале от девона по ранний триас, а также в аллювии притоков рек Урал, Илек, Сакмара, Орь, Хобда, Губерля, Кумак, протекающих по этой территории. Высокая крепость материнских пород, малая мощность рыхлых четвертичных образований и значительные уклоны потока подземных вод не способствуют накоплению в них химических элементов.

Подземные воды с преобладанием в анионном составе сульфатов отмечены в меловых отложениях на водоразделе рек Илек и Урал. Сульфатизация определена относительно глубоким залеганием уровня подземных вод и взаимосвязью с водами нижележащих отложений, имеющих в своем составе сульфатсодержащие породы.

Подземные воды смешанного анионного и катионного состава встречаются преимущественно на западе и юго-востоке южноуральской части Тагило-Магнитогорской складчатой области, где компактно сосредоточены отложения самого различного генезиса, состава и возраста. В восточных частях Уральской сложной гидрогеологической складчатой области, где широко распространены кислые и средние интрузии, а также коры выветривания по ним, преобладают воды хлоридного или сульфатно-хлоридного калиево-натриевого, магниевое-натриевого и смешанного состава.

С глубиной в вертикальном разрезе зоны свободного водообмена в подземных водах всех гидрогеологических подразделений отмечается увеличение содержания сульфатов и хлоридов в анионной группе, а среди катионов – натрия. Способствует этому ухудшение водообмена с глубиной (за счет затухания трещиноватости пород), ведущее к увеличению минерализации подземных вод.

Зона замедленного водообмена (при двухэтажном гидрогеологическом строении осадочного чехла) отделяется от вышеописанной зоны местными водоупорами или относительно водоупорными горизонтами, а от зоны весьма замедленного водообмена – региональным кунгурским водоупором. Здесь распространены водоносные горизонты и комплексы, приуроченные к отложениям от уфимского до эоплейстоценового возраста, формируются солончатые и соленые воды преимущественно хлоридного, хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного натриевого (или натриево-кальциевого) состава. Минерализация вод зоны замедленного водообмена варьирует от 2 до 501,6 г/дм³, преобладающие значения 3–300 г/дм³. Минимальная минерализация (2–15 г/дм³) приурочена к областям питания и распространена до глубин 12–150 м, максимальная (300–500 г/дм³) характерна для областей транзита (развиты до глубин 1600–2500 м). В нижней части характеризующейся зоны в соленосных верхнеказанских и кунгурских отложениях широко развиты рассолы – хлоридные магниевонариевые, натриево-магниевые и магниевые. С глубиной в подземных водах увеличивается содержание таких микрокомпонентов как бром, йод, бор, калий, литий, стронций, рубидий, цезий. Начиная с водоносных верхнеказанских отложений концентрация некоторых из них достигает промышленных значений.

Ниже регионального водоупора выделяется самый большой по мощности гидрогеологический стратоевень – зона весьма замедленного водообмена (или застойного режима). В ней распространены водоносные отложения от нижнего девона до нижней перми. Для этой зоны характерно наличие рассолов хлоридного натриевого, кальциево-натриевого и натриево-магниевое состава. Средняя минерализация подземных вод изменяется от 113,3 до 260,9 г/дм³. Средние содержания Br, K, Li, Sr в отдельных водоносных комплексах превышают промышленные концентрации.

При одноэтажном строении осадочного чехла из-за постепенного уменьшения трещиноватости и усиления метаморфизма пород с глубиной (а вследствие этого – постепенного замедления скорости водообмена) происходит закономерное увеличение общей минерализации подземных вод и постепенная замена в их химическом составе гидрокарбонатных соотношений ионов на сульфатные, а затем хлоридные.

В зоне свободного водообмена сосредоточен весь объем естественных ресурсов и запасов пресных подземных вод. В Восточно-Европейском сложном артезианском бассейне основные ресурсы пресных подземных вод приурочены к залегающим с поверхности водоносным пермским, нижнетриасовым и аллювиальным четвертичным отложениям. В пределах Уральской сложной гидрогеологической складчатой области наиболее водообильны отложения нижнего и верхнего карбона, а также интрузивные образования палеозойского возраста. Территории, перекрытые

эоплейстоценовыми, неогеновыми и юрскими отложениями, как правило, характеризуются отсутствием пресных подземных вод. На границе зон свободного и замедленного водообмена на глубине 10–150 м формируются слабоминерализованные воды, перспективные для использования их в лечебных целях. В Восточно-Европейском сложном артезианском бассейне обычно это воды без специфических компонентов, лечебное воздействие которых определяется своеобразным ионно-солевым составом и минерализацией. Северо-западнее г. Соль-Илецк в водоносных отложениях акчагыльского и татарского возраста вскрыты минеральные хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые воды «ижевского» типа, в Предуральском палеопрогибе на правобережье Сакмары (долина р. Чебенька) и в междуречье Сакмары и Урала (пос. Саракташ) выявлены подземные минеральные воды «чартакского» типа. В долинах рек Илек, Сакмара (пос. Гавриловка) и Урал (г. Оренбург, пос. Беляевка) обнаружены минеральные хлоридные натриевые воды «миргородского» типа. В области выхода к поверхности кунгурского горизонта (восточный борт Предуральского палеопрогиба), протягивающейся широкой меридиональной полосой и пересекающей долины рек Сакмара и Урал, в зоне трещиноватости разведаны минеральные сульфатные кальциевые воды «краинского» типа.

В Уральской сложной гидрогеологической складчатой области минеральные воды «переходной» зоны, рекомендуемые к использованию в бальнеологических целях, приурочены к районам колчеданных месторождений и массивам кристаллических пород. Кислые рудничные воды выявлены в Медногорском макроблоке (Блявинское месторождение) и Магнитогорском синклинии (Гайское, Джусинское, Западно-Ащebutакское месторождения, Гусихинское рудопроявление). По химическому составу они сульфатные железистые, железисто-натриевые, натриево-кальциевые с величиной рН 4,7–1,0.

В верхней трещиноватой зоне кислых интрузивных пород палеозоя, распространенных среди докембрийских метаморфитов, встречаются подземные воды, содержащие радон. На юге Восточно-Уральского мегантиклинория (Котансинский гранодиоритовый массив) концентрации радона составляют 52,4–247,2 махе. Химический состав вод хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный «поликатионный», минерализация в среднем от 0,2 до 2,1 г/дм³, иногда до 5–11 г/дм³; минеральные воды относятся к «липовскому» типу.

В пределах зоны замедленного водообмена также вскрыты минерализованные воды, рекомендуемые к использованию в лечебных целях. Среди них бромные воды представляют весьма характерную и широко известную бальнеологическую группу. В Предуральском предгорном артезианском бассейне в районе р. Муелда (левый приток р. Урал) встречающиеся там рассолы выщелачивания кунгурских солей с минерализацией 124,7 г/дм³ и содержанием брома 1,3 мг/дм³ (часто выходящие на поверхность в виде родников) относятся к «сереговскому» типу минеральных вод. На Соль-Илецком своде зона бромных вод бальнеологического качества охватывает широкий диапазон стратиграфического разреза. В частности, в районе соляных куполов «Боевая гора» и «Илецкий» на глубине 0–60 м в отложениях

кунгура вскрыты крепкие рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 150–350 г/дм³ и содержанием брома 32,1–258 мг/дм³, соответствующие «московскому» и «вологодскому» типам.

В зоне весьма замедленного водообмена в отложениях от девона до нижней перми встречаются минеральные воды бальнеологических групп с повышенным содержанием сероводорода. Сероводородные хлоридные натриевые воды вскрыты на севере Соль-Илецкого свода (в пределах Переволоцкой и Оренбургской площадей) в интервале глубин 1831–3550 м. В подземных водах от ассельско-артинского (сверху) до верхнефранко-турнейского (снизу) водоносных урвней, а также в визейско-башкирских водоносных слоях сформировались лечебные воды «кизлярского» типа с минерализацией 201–279 г/дм³; содержание сероводорода в них составляет 52–150 мг/дм³. На Оренбургской и Бердянской площадях в ассельско-артинских и визейско-башкирских водоносных отложениях (интервал глубин 1843–4330 м) вскрыты подземные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 181,3–276,8 г/дм³ и содержанием сероводорода 151–228 мг/дм³, не имеющие аналогов. Кроме того, в зонах замедленного и весьма замедленного водообмена в пределах Соль-Илецкого свода (подземные воды всех комплексов), как уже сказано ранее, в промышленных концентрациях наблюдаются йод и калий, а средние содержания В, Li, Sr, Rb, Cs иногда также превышают кондиционные нормы.

Вопрос о степени перспективности и приоритетности использования подземных вод на тех или иных участках территории в каждом конкретном случае может быть решен особо. Все проявления минеральных лечебных и промышленных вод вынесены на карту полезных ископаемых.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа М-40 (с клапаном М-41) расположена в пределах двух физико-географических стран и двух природных зон, что в сочетании определяет ее ландшафтное разнообразие. Граница между Восточно-Европейской равниной и Южным Уралом проходит по левобережью р. Бол. Ик и правобережью р. Сакмара, пересекает Урало-Сакмарское междуречье и далее, смещаясь на юго-восток – долину р. Бурля. Граница между степной и лесостепной зонами обусловлена климатическими особенностями и выражается в смене зональных типов растительности и почвенного покрова.

На рассматриваемой площади развиты весьма разнообразные природные ландшафтные комплексы: реликтовые всхолмленные денудационные равнины, равнины с плоскими водоразделами и пологими склонами, низкие горы (хребты и межхребтовые понижения), пойменные и надпойменные террасы. Техногенные ландшафтные комплексы выделены на территории населенных пунктов, отвалов горнодобывающих предприятий и карьеров. Краткая характеристика ландшафтных подразделений приведена на схеме эколого-геологических условий. Наиболее неблагоприятное воздействие на экологическую обстановку территории листов М-40, М-41 оказывают следующие природные экзогенные геологические процессы (ЭГП): эоловая эрозия, поверхностный сток, линейная эрозия (боковая и овражная), переработка берегов водохранилищ, карст, суффозия, подтопление, засоление, появление осыпей и оползней.

Эоловая эрозия на территории проявляется *дефляцией* и *корразией*. В результате этих процессов возникают особые эоловые формы рельефа. Их можно наблюдать во многих местах: урочище Ветрянка в Илекском районе, Букобайские Яры в Соль-Илецком районе, обрыв Благие Камни в Оренбургском районе. В южной и восточной частях Оренбургской области остро ощущается недостаток влаги: процесс испарения с ровных и слабо расчлененных поверхностей преобладает над количеством атмосферных осадков. Здесь часто наблюдаются так называемые «пыльные бури» – сильными ветрами поднимаются в воздух большие массы различных частиц почвы. В восточной (долины рек Кумак, Орь) и южной (Илекский, Соль-Илецкий и Акбулакский районы) частях области идет перевевание тонкозернистых осадков с образованием низких дюн, бугристых песков. Этому же способствует и распахивание значительных пространств целинных земель. Эоловые пески сокращают площади полей и пастбищ.

Разрушительная деятельность поверхностного стока заключается в *плоскостном смыве* продуктов выветривания, почвы со склонов (крутизной 2° и более) возвышенных участков рельефа. В настоящее время плоскостной смыв является активной денудационной силой. На интенсивность этого процесса влияют: объем стекающей воды, крутизна склонов, общая расчлененность рельефа, отсутствие на пути движения растительного покрова, сельскохозяйственная деятельность человека. Плоскостной смыв приводит к невосполнимым потерям плодородного слоя (как следствие – потере урожая в количестве 7–50% и более), негативно влияет на речную систему (заиливание родников). Поверхностный сток в значительной мере определяет и линейную эрозию (боковую и овражную).

Овражная эрозия способствует иссушению земель, выносу рыхлого материала и заиливанию водохранилищ, разрушает дорожную сеть и другие объекты. В центральной (низкие горы) и восточной (Зауральская равнина) частях рассматриваемой территории преобладает балочная стадия ее развития, но встречаются и молодые овраги. Образование и рост оврагов вызываются не только природными факторами, но и деятельностью человека (распашка, «скотосбой» склонов, концентрация стока талых и дождевых вод вдоль дорожных насыпей и грунтовых дорог). Многие растущие овраги Оренбургской области имеют антропогенное происхождение: они возникают возле поселков, автомобильных и железных дорог, плотин и т. д., создавая им угрозу и сокращая площади населенных пунктов, пастбищ, посевов.

Боковая эрозия и сопровождающие ее гравитационные процессы приводят к уничтожению либо к значительному сокращению площади террас – естественных площадок, наиболее благоприятных для перспективного освоения. На многих участках они уже заняты населенными пунктами, сельскохозяйственными и промышленными объектами. Наиболее интенсивно боковая эрозия проявляется на берегах крупных рек (Урал, Сакмара, Илек, Бол. Ик, Кумак). Ее активизация происходит, как правило, во время весенних паводков. В этот период боковая эрозия характерна даже для мелких рек и ручьев.

Переработка берегов водохранилищ вызывается деятельностью волн и прибрежных течений. Скорость переработки берегов здесь сравнительно небольшая, в последние годы она составляет десятые доли метра. Разрушаются, как правило, береговые участки, сложенные литологически неустойчивыми образованиями: глинистой корой выветривания, песками и глинами неогена и квартера. Размытый материал отлагается на пологих склонах вблизи берегов, вызывая обмеление водохранилищ. Значительному обмелению, в частности, подверглась северная часть Ириклинского водохранилища, где р. Урал образовала свою «промежуточную» дельту. Слабое проявление абразии установлено и на более мелких водохранилищах: Ушкотинском, Кумакском и др. Современную абразию, например, можно наблюдать на Черновском водохранилище в Илекском районе. На его правом берегу, в отвесном обрыве Красная Круча на урезе воды формируются волноприбойные ниши.

Поверхностные и подземные воды вызывают и такой широко проявленный на территории процесс как карст. Карстообразование негативно

влияет на сельское хозяйство, строительство, горнодобывающую промышленность. Карст представлен тремя разновидностями: галогенный (соляной), сульфатно-гипсовый, карбонатно-известняковый.

Галогенный карст обусловлен процессами растворения каменных солей (в основном кунгурского возраста). Каменная соль образует ядра диапировых куполов, распространённых на территории Предуралья и в северной части Прикаспийской низменности. Особенно активно развивается антропогенно обусловленный соляной карст, приводящий иногда к катастрофическим последствиям. Характерным примером этого является Соль-Илецкий рудник, где деформация поверхности над соляным штоком идет много лет. За это время разрушен ряд подсобных помещений, стадион, деформируются асфальтовые дороги. В результате пренебрежительного отношения к своевременным профилактическим и защитным мерам в 1979 г. произошел прорыв поверхностных вод в подземные камеры рудника. Активизация процесса карстообразования на предприятии обычно приходится на период после схода вешних вод. Карстообразованию подвержена в основном кровля соляной залежи, в результате чего ежегодно происходит проседание грунтов (до 8 м) и образование серии мелких озер над затопленной шахтой. Для предупреждения чрезвычайных ситуаций на руднике организован мониторинг соляных останцов и дневной поверхности. В настоящее время процессы соляного карстообразования взяты под особый контроль на всей территории Оренбургской области.

Сульфатно-гипсовый карст связан с участками выхода на поверхность и неглубокого залегания (первые десятки метров) пермских гипсов и ангидритов. Распространены такие породы в основном в зоне сочленения низких гор Южного Урала с равнинами Предуралья. Здесь проявлен открытый (наземный) и закрытый (подземный) карст: пещеры, гроты, воронки, карстовые лога.

Карбонатно-известняковый карст развит более широко, так как карбонатные отложения характерны для геологических разрезов центра и востока территории. Процесс карстообразования в известняках и доломитах идет гораздо медленнее, формы его проявления менее выразительны, чем в сульфатных породах. Это отдельные просадки и выщелоченные полости, находящиеся в относительно стабильном состоянии.

Суффозия связана с деятельностью подземных вод и распространена в рыхлых пористых осадках, таких как лессы и лессовидные суглинки. Данный процесс наблюдается в восточной части площади – от долготы г. Орск до границы с Казахстаном. Здесь он проявлен впадинами глубиной 1–1,5 м (редко 3 м) и размером в поперечнике 0,1–1,5 км. Для пахоты непригодны даже неглубокие впадины (западины): при распашке их приходится объезжать, так как весной здесь скапливается вода.

Подтопление и последующее *засоление* земель отмечается в Кваркенском районе. Действие гравитационных сил (при участии воды) обуславливает возникновение оползней и осыпей. *Оползни* небольших размеров наблюдаются как попутный процесс при боковой и овражной эрозии; данное явление чаще встречается в Предуралье. Оползни здесь представляют собой небольшие блоки пород, перемещенные вниз с крутых высоких берегов.

Осыпи наиболее широко развиты в районе низких гор Южного Урала. Этому процессу подвержены также крутые склоны карьеров и терриконов. В настоящее время они не являются угрозой для населенных пунктов и хозяйственных объектов. В восточной части территории (лист М-41) наблюдаются *курумы* (балка Ащису в Светлинском районе) и многочисленные *бугры пучения*.

Основой геохимической оценки экологического состояния территории является определение геохимического фона всех составляющих геологической среды, а также изучение неблагоприятных геологических и техногенных процессов, вызывающих экологически опасные нарушения. Основным элементом природной среды являются почвы, геохимическая устойчивость которых исследуется на основе ландшафтного деления. Установление фоновых критериев обусловлено сложностью ландшафтообразующих факторов, геохимической аномальностью территории и высокой степенью нагрузки на ландшафт предприятий аграрно-промышленного комплекса. Основу почвенного покрова исследованной площади составляют черноземы четырех подтипов: выщелоченные, типичные, обыкновенные и южные, а также каштановые почвы. Солонцы и солончаки имеют локальное распространение, в основном на востоке области среди каштановых почв. По поймам крупных рек сформированы аллювиальные почвы.

Анализ геохимических данных позволяет сделать вывод об обогащенности почв токсичными элементами относительно коренных пород. Концентрирование слабоподвижных элементов (хром, барий) идет механическим образом, солевым путем накапливаются легкоподвижные компоненты (Cu и Zn). **Особенно интенсивно накопление происходит в черноземах, богатых гумусом и имеющих высокий коэффициент поглощения.** Повышенная концентрация химических элементов в почвах, обусловленная аномальным их содержанием в коренных породах, наблюдается на территории листов М-40 и М-41 почти повсеместно. Западная и центральная части площади (с широко развитыми осадочными образованиями мезозойского возраста) обладают повышенными содержаниями бериллия, меди, никеля, хрома. Складчатая зона Урала и Зауралья характеризуется относительно высокими содержаниями меди (вулканогенные, вулканогенно-осадочные и средние интрузивные породы), свинца (граниты и метаморфические сланцы), кобальта, никеля и хрома (основные и ультраосновные породы). В ходе экзогенных процессов (описанных выше), а также гидрогенной инфильтрации в рыхлых отложениях и коре выветривания, а затем и в почвах идет накопление токсичных элементов. Основным источником заражения поверхностных вод и донных отложений являются техногенные объекты; в частности, загрязнение рек, озер, водохранилищ нитратами и солями аммония происходит за счет земледельческо-животноводческих комплексов.

Особое место среди источников загрязнения всех компонентов геологической среды принадлежит крупным городам с развитой промышленностью. Содержание металлов в поверхностном слое городских почв является результатом многолетнего воздействия загрязненного атмосферного воздуха. Как следствие в промышленных центрах области – городах Кувандык, Медногорск, Новотроицк и Орск выявлено присутствие подвижных форм

канцерогенов (Ni, Cr, Cd, Pb) в количествах, позволяющих оценить уровень их валового содержания в почвах как умеренно опасный, а для г. Медногорск – опасный.

Наибольшего внимания заслуживает зона чрезвычайного экологического состояния, выделенная по аномальным концентрациям (в несколько раз превышающим ПДК) Zn, As, Mo, Cu, NH₄, NO₂, а также Cr в донных отложениях. Пространственно эта территория приурочена к р. Урал и включает в себя Оренбургский промузел. Здесь на загрязнение геологической среды оказывает непосредственное влияние промышленная зона г. Оренбург, а также городская свалка и «иловые поля» городских очистных сооружений. На территории областного центра в почвах выявлены хром, соединения азота (до 16 ПДК), медь, цинк, свинец (до 8 ПДК), в подземных водах – бром (до 8 ПДК). С городской свалкой связаны значительные концентрации в рыхлых отложениях свинца (более 16 ПДК), меди, цинка (до 16 ПДК), ртути (до 8 ПДК). В подземных водах в районе городских очистных сооружений установлены стронций (более 16 ПДК) и бром (до 8 ПДК).

С внесением удобрений на пахотные земли почти повсеместно связано загрязнение почв и подземных вод фосфатами, нитратами, тяжелыми металлами. Источником аномальных концентраций токсичных элементов в других районах рассматриваемой территории также явилось техногенное загрязнение поверхностных вод и донных илов отходами многочисленных промышленных объектов; кроме того, загрязнение происходит в результате деятельности основных железнодорожных и автомобильных магистралей, соединяющих Оренбург со всеми промузлами области и с промышленными центрами европейской части страны, Урала и Сибири. Критическое состояние среды отмечается по периферии зон экологического бедствия и промузлов городов Орск, Гай, Новотроицк, Кувандык и Медногорск. В восточной части площади находятся месторождения медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд (Барсучий Лог, Западно-Ащевутакское, Летнее, Осеннее, Весеннее-Аралчинское, Зимнее, Левобережное, Еленовское), с которыми связаны природные аномалии тяжелых металлов в подземных водах (Cu, Zn, Pb, Hg, As). Содержания указанных металлов превышают предельно допустимые концентрации (ПДК) и составляют (мг/дм³) по месторождениям: Летнее – Cu – 4,6; Zn – 7,6; Pb – 0,027 (до 8 ПДК); Весеннее – Cu – 1,7; Zn – 6; Pb – 0,068; Hg – 0,024 (до 8 ПДК); проявление Левобережное – Cu – 3; Zn – 15 (до 8 ПДК). Кроме того, на территории известен ряд проявлений урана с активностью, в 10–15 раз превышающей фоновую.

Таким образом, на площади листов М-40 (41) выделяются следующие основные виды техногенной нагрузки: а) эксплуатация подземных вод для водоснабжения; б) добыча и переработка твердых полезных ископаемых; в) добыча и переработка углеводородного сырья; г) городская и промышленная агломерация; д) сельскохозяйственное производство. Реальными и потенциальными источниками загрязнения окружающей среды являются нефтегазопромыслы, рудники (шахты, карьеры), города, районные центры, крупные промышленные предприятия и др.

Влияние хозяйственной деятельности человека на состояние подземных вод проявляется в двух направлениях: изменении качественного состава подземных вод и нарушении гидродинамических условий водоносных горизонтов и комплексов. На территории зарегистрированы следующие очаги такого загрязнения: Орский мясоперерабатывающий завод (промсвалка), Гайский ГОК (хвостохранилище и пруды кислых вод на Гайском, Осеннем и Летнем месторождениях), Кiemбаевский ГОК, комбинаты «Южуралникель» (полигон промотходов) и «Орскнефтеоргсинтез» (очистные сооружения и полигон промотходов завода по синтезу спирта), Орский механический завод (полигон промотходов), ООО «Уральская Сталь» (отвалы промотходов).

Источниками комплексного загрязнения на объектах добычи и переработки твердых полезных ископаемых могут быть карьеры, отвалы, хвостохранилища, пункты отгрузки руды, а также вся территория таких предприятий как Буруктальский никелькомбинат в Светлинском районе, «Южуралникель» в г. Орск, «Уральская Сталь» в г. Новотроицк, «Илецк-Соль» в г. Соль-Илецк, «ЮУЗДК» в Кваркенском районе, «Оренбургские минералы» (бывший «Кiemбаевский ГОК») в г. Ясный, «Гайский ГОК» в г. Гай, «ЛетОС», «Ормет» в Новоорском и Домбаровском районах, «Медносерный комбинат» в г. Медногорск, «Оренбургуголь» в п. г. т. Тюльган. Что касается горнодобывающих предприятий, то, например, шахтным способом извлекается поваренная соль на Соль-Илецком месторождении и медноколчеданная руда на Гайском месторождении. *Карьерным* способом разрабатываются следующие месторождения: Аккермановское флюсовых известняков (с попутной добычей железных руд) в г. Новотроицк; Тюльганское (Южно-Уральский буругольный бассейн – в 2006 г. добыча возобновлена); Кiemбаевское хризотил-асбеста; Барсучий Лог (в 2006 г. месторождение полностью освоено), Джусинское, Гайское, Осеннее, Летнее и Еленовское медных руд; Каменский и Кировское (выработано) драгметаллов в Кваркенском районе; Буруктальское кобальт-никелевое в Светлинском районе. Загрязняют среду и *обогащительные фабрики* в пос. Кировский Кваркенского района, в пос. Гранитный Новоорского района (работает на базе медноколчеданного Джусинского месторождения, находящегося в Адамовском районе).

На территории также располагаются разрабатываемые месторождения углеводородов (газ, нефть, конденсат) с соответствующей инфраструктурой. Источниками загрязнения подземных вод на участках по добыче, переработке и транспортировке углеводородов непосредственно в пределах нефтепромыслов могут быть добывающие, нагнетательные скважины, ДНС, АГЗУ, УКПНГ. Загрязняют территорию и такие предприятия последующего цикла как: нефтеперерабатывающий завод (ОАО «Орскнефтеоргсинтез») в г. Орск, «Оренбургский нефтемаслозавод», «Оренбургский газоперерабатывающий завод», «Оренбургский гелиевый завод». Нарушение почв и растительного покрова связано также со строительством трубопроводов, дорог, линий электропередач, производственных объектов.

Оценка геодинамической устойчивости ландшафтов проведена по степени их пораженности экзогенными геологическими процессами. При

развитии нескольких процессов общая оценка территории давалась по тому из них, пораженность которым наибольшая. На денудационных равнинах с плоскими водоразделами и пологими склонами ландшафты отнесены к геодинамически среднеустойчивым. Ландшафты всей остальной территории считаются геодинамически малоустойчивыми, так как они являются ареной интенсивного развития негативных экзогенных процессов.

Степень напряженности эколого-геологических обстановок на территории листов показана на схеме оценки эколого-геологической опасности и дифференцируется по трем категориям: благоприятная, удовлетворительная и напряженная. Критериями оценки являлись интенсивность воздействия техногенных процессов на геологическую среду и размеры проявления опасных геологических процессов. Для снижения негативного воздействия хозяйственной деятельности существует (и частично используется) комплекс защитных мероприятий, направленных на уменьшение степени загрязнения, локализацию и ликвидацию его очагов. В связи с наличием в подземных водах концентраций тяжелых металлов, сульфат- и хлорид-ионов, превышающих ПДК, рекомендуется провести специализированное эколого-гидрогеологическое опробование всех водозаборов (как муниципальных, так и частных) для определения их пригодности для питьевого водоснабжения. Необходимо, чтобы на каждом предприятии проводились работы с соблюдением экологической программы – мер, направленных на защиту от загрязнения атмосферного воздуха, почв и подземных вод. Разработка защитных мероприятий должна вестись с учетом гидрогеологических особенностей конкретных территорий. На базе сведений эколого-гидрогеологического характера нужно сформировать наблюдательные сети и осуществлять мониторинг состояния подземных вод. Необходимо предпринимать и противозерозионные меры: производить засыпку промоин, организовывать сеянные пастбища и сенокосы на крупных склонах, ликвидировать мелкие овраги, создавать водоотводные канавы, распылители стока и врезные кирпичные лотки с цементной облицовкой для сброса вод от вершин оврагов, производить посадку деревьев на склонах и т. д. Наиболее эффективным методом защиты почв от дефляции и водной эрозии является широкое внедрение безотвальной вспашки. Кроме того, нужно всячески содействовать повышению экологического сознания населения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные итоги мелкомасштабных картосоставительских работ и «геологической актуализации» площади листа М-40–Оренбург (с клапаном М-41) сводятся к следующему:

– на изученную территорию впервые составлен полный комплект графических материалов масштаба 1 : 1 000 000, в который входят: геологическая карта доплиоценовых образований, геологическая карта плиоцен-четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карта прогноза на нефть и газ, гидрогеологическая карта; все они в зарамочном пространстве сопровождаются необходимыми схемами, разрезами и другой дополнительной информацией;

– на основе материалов геологосъемочных и тематических работ, картировочного, структурного, поискового и разведочного бурения составлена современная сводка по стратиграфии верхнепротерозойских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований, обобщены сведения по рифейскому и палеозойскому магматизму, а также тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, экологии территории;

– установлены закономерности размещения колчеданного, редкометалльного, редкоземельного, золотого оруденения, определены рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки; на основании этого уточнены границы рудных узлов (зон) и районов, в том числе потенциальных;

– часть локальных минерагенических таксонов выделена впервые; среди них Салмышский, Вязовский и Саракташский меднорудные узлы, Коскульский золоторудный узел, Караадырская стронциеворудная и Славенско-Ушкатинская медно-никелево-молибденоворудная зоны;

– выполнена современная оценка прогнозных ресурсов территории, в том числе и на вновь выявленных перспективных площадях; для части известных перспективных объектов осуществлена переоценка прогнозных ресурсов различных видов минерального сырья;

– рекомендованы к постановке крупномасштабных поисковых работ – Салмышский, Вязовский и Саракташский меднорудные узлы, Коскульский золоторудный узел, Караадырская стронциеворудная и Славенско-Ушкатинская медно-никелево-молибденоворудная зона; в пределах листа М-41-VIII (с клапаном М-41-II), включающих Ащисуйско-Полевской медно-никелево-золоторудный район, рекомендовано проведение ГМК-200.

Ряд вопросов, касающихся геологического строения и металлогении района, остались не до конца решенными. К ним относятся:

– возраст некоторых стратиграфических подразделений ордовика и девона недостаточно обоснован палеонтологически; это же касается радиологического датирования раннепалеозойских интрузивных комплексов и докембрийских метаморфитов;

– характер геологических границ некоторых стратонов полностью не изучен;

– окончательно не выяснены перспективы платиноносности и алмазности (коренной и россыпной) южной части Урало-Новоземельского минерагенического пояса.

Главной задачей при дальнейшем проведении на территории листа М-40 – Оренбург (с клапаном М-41) среднемасштабных геологосъемочных работ является уточнение возраста стратиграфических подразделений путем специализированных палеонтологических исследований, прежде всего поисков микрофауны – конодонтов, фораминифер и др. Для уточнения радиологического возраста метаморфических, интрузивных и вулканических пород необходимо широко применять современные изотопные методы – уран-свинцовый и изотопно-свинцовый по цирконам, осмий-иридиевый, рубидий-стронциевый, самарий-неодимовый и др.

С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поиски новых медноколчеданных и полиметаллических рудных объектов с применением новейших геофизических методов (электроразведка, микросейсмическое зондирование и пр.). Развитие частных горных предприятий и появление новых технологий (подземная и кучная гидродобыча) ставят задачу доизучения и переоценки известных медных (медистые песчаники), медно-цинковоколчеданных и золотых месторождений и проявлений, которые ранее из-за малых запасов (ресурсов) или низких содержаний полезных компонентов считались нерентабельными. С этой же целью нужно доизучить золотоносность «железных шляп» и «сыпучек» всех колчеданных объектов, выходящих на поверхность. Необходимо усилить и расширить поиски и оценку полезных ископаемых, связанных с корами выветривания – марганца, золота, редкоземельных элементов, каолина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Артюшкова О. В.* Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Автореф. дис. на соискание уч. степени д. г.-м. н. – Новосибирск, 2009. 40 с.
2. *Водорезов Г. И., Янишин А. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 листа М-40. Объяснительная записка. – М.: Геолитиздат, 1947.
3. Геологическая карта Казахской ССР, Тургайско-Мугоджарская серия. Масштаб 1 : 500 000.
4. Геологическая карта Северного Казахстана. Масштаб 1 : 500 000. 1979.
5. *Горожанин Е. Н., Днистрянский В. И. и др.* Эталонный разрез палеозойских отложений Северного Прикаспия по данным бурения скважины 20 Песчаной площади // Геология, разработка и обустройство нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. – Оренбург: ОренбургНИПИнефть, 2007, с. 73–86.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-II (Оренбург). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.
7. Государственный баланс запасов полезных ископаемых по Оренбургской области. 2009.
8. *Джафаров Н. Н., Джафаров Ф. Н.* Полезные ископаемые Джетыгаринского рудного района (Кустанайское Зауралье). – Алматы: Алем, 2002.
9. Карта рудоносных и нефтегазоносных полей Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик. Масштаб 1 : 1 500 000.
10. *Сервакин И. Б., Знаменский С. Е.* Эндогенная металлогения Южного Урала и общая оценка перспектив его оренбургской части на колчеданное, медно-порфировое и золотое оруденение // Геологический сборник № 6. – Уфа: РАН, УфНЦ Ин-т геологии, 2007, с. 183–207.
11. *Хан И. С., Сервакин И. Б., Хан Г. Н.* О перспективах выявления промышленных залежей медноколчеданных руд в северной части Домбаровского рудного района // Геологический сборник № 6. – Уфа: РАН, УфНЦ Ин-т геологии, 2007, с. 206–214.

*Фондовая**

12. *Абдракимов Г. К., Масгутов Э. К.* Отчет об опытно-методических и рекогносцировочных сейсморазведочных работах методом общей глубинной точки (МОГТ) на Уртазымском и Уральском участках Магнитогорского синклиория в Баймакском и Хайбуллинском районах Башкирской АССР, Кизильском районе Челябинской области и Кваркенском районе Оренбургской области. (Сейсморазведочные партии 3/74 и 13/74, 1974–1975 гг.). 1975.
13. *Абдульманова Г. В.* Опытные-методические сейсмические исследования МОГТ с невзрывными источниками возбуждения в Рифовой зоне западного борта Предуральяского прогиба (пл. Совхозная, Астраханская) с целью разработки методических приемов выделения

*Материалы, для которых не указано место хранения, находятся в ФГУ «ОТФГИ».

- рифогенных объектов нижнепермского продуктивного комплекса. Отчет Предуральской с/п 66/85-87. 1987.
14. *Аверкиев Л. В., Мишелов А. М., Чадова Н. В.* Месторождения фосфоритов и объекты перспективной фосфоритоносности Южного Урала и Предуралья в пределах территории БАССР, смежной части Челябинской и Оренбургской областей. 1961.
15. *Агеева С. Т.* Отчет о научно-исследовательской работе по теме: «Оценка перспектив меденосности и золотоносности востока Южного Урала и севера Казахстана с разработкой направлений поисковых работ на медь и золото». 1984.
16. *Айзенберг М. А. и др.* Отчет по теме №208 «Региональные геофизические исследования в СССР». 1963.
17. *Аксенов А. А. и др.* Закономерности размещения залежей нефти и газа в основных нефтедобывающих районах СССР как основы их прогноза. Тема №3.2.2.01/387, раздел 1.А «Волго-Уральская провинция» (окончательный отчет). 1983.
18. *Аксенов А. А.* Структурно-формационные, палеогеотермические и геохимические критерии прогноза нефтегазоносности Южного погружения Бузулукской впадины. 1994.
19. *Алексеев В. Л., Пуцаев А. М. и др.* Отчет Бриентской партии по крупномасштабному глубинному геологическому картированию территории листов N-40-131-Г-б, г; -132-В-а, в; -143-Б-б, г; -143-Г-б, г; -144-А-а, в; в Теренсайском рудном районе в 1981–1984 гг. 1984.
20. *Алексеев В. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые Буруктальского рудного района. Отчет Зауральской партии о результатах производства геологического доизучения масштаба 1:50 000 с общими поисками цветных металлов на территории листов М-41-26-Б, Г в Буруктальском рудном районе в 1985–1988 гг. 1988.
21. *Алексеев Л. А., Алексеева Г. В.* Рифейско-палеозойские магматические формации. Метаморфизм и эндогенное оруденение Западного склона Южного Урала (научный отчет по разделу 1 темы «Условия формирования и метаморфизм магматогенных комплексов Южного Урала»). 1981.
22. *Альберт А. К.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ МОГТ по профилям 13, 14, 19, 20, 20а в комплексе с электроразведкой ДНМЭ и ЭГ по профилю 19 (Региональная с/п 9/96-99). 1999.
23. *Баранов В. В.* Основные черты тектоники докембрия притургайских районов Урала. Дис. на соискание уч. степени д. г.-м. н., 1972.
24. *Баринов А. А., Мецьякова Г. Н.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Суундук в пределах притоков Каменки и Урус-Кискен (листы N-40-144-А, N-40-144-В, М-40-12-А, М-40-12-В). Окончательный отчет Кваркенской геологосъемочной партии за 1961–1963 гг. 1964.
25. *Баринов А. А., Мецьякова Г. Н.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. р. Суундук и Малая Караганка (листы N-40-131-Г, N-40-143-Г, N-40-143-Б, М-40-11-Б). Геологический отчет Каинсайской ревизионно-увязочной партии за 1964–1966 гг. 1967.
26. *Беккер Ю. Р., Акимова Г. Н.* Корреляция верхнедокембрийских отложений отдельных горнорудных районов складчатого обрамления Русской платформы. (Окончательный отчет по теме №872 за 1976–1979 гг.). 1979.
27. *Беккер Ю. Р., Власов Н. Г.* Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Т. 1 и 2. ФГУ «ГФИ по Приволжскому ФО», Оренбургский филиал. 1999.
28. *Бельц Г. М., Мануйлов Н. В.* Поисково-оценочные работы на подземные воды Орской и Таналыкской депрессии для оценки ресурсного потенциала подземных вод и его локализации как источника питьевого водоснабжения населения Гайско-Орского горнодобывающего района. Отчет за 2006 г.
29. *Близев Б. И.* Строение, условия формирования кунгурской галогенной толщи юго-востока Русской платформы и сопредельной части Предуральского прогиба и перспектива ее калиеносности. Диссертация. 1970.
30. *Большаков Ю. А., Лященко Г. П.* Отчет по теме №Б.1.4./101.9-27/601 Закономерности размещения залежей нефти и газа Предуральского прогиба и передовых складок Урала и составление генерального плана геолого-поисковых работ на 1976–1980 гг. 1972.

31. *Братухин Ю. Г. и др.* Геологическое строение бассейна р. р. Киндерли и Чебаклы. Отчет Киндерлинской геологосъемочной партии о результатах Государственной геологической съемки масштаба 1:50 000 по работам 1962–1964 гг. планшетов М-40-32-А, М-40-32-Б, М-40-20-Г. 1965.

32. *Варенцов М. И. и др.* Окончательный отчет по теме №163 «Особенности тектоники северной и южной частей Предуральского прогиба, определяющие закономерности размещения залежей нефти и газа». 1972.

33. *Васильев Ю. М., Мильничук В. С. и др.* Отчет по теме №165 «Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности подосевых отложений северо-восточного борта Прикаспийской впадины». 1973.

34. *Васильченко В. И., Смирнова Э. Л.* Комплексная карта поисковой изученности Оренбургской области и карта размещения опоскованных и перспективных площадей Оренбургской области на комплекс твердых полезных ископаемых в масштабах 1:5 000 000 и 1:500 000 (по состоянию на 1.01.1983 г.). 1984.

35. *Видюков Н. Т.* Опорная легенда Госгеолкарты-200 (Южно-Уральская серия) для территории Оренбургской области. Объяснительная записка. Т. 1 и 2. ФГУ «ГФИ по Приволжскому ФО», Оренбургский филиал. 1998.

36. *Виноградов А. М. и др.* Геологические и методические рекомендации по работам тематической партии в 1972–1973 гг. (Информационная записка к первому этапу темы: «Перспективная оценка металлогенических зон и рудных полей восточной части Оренбургской области на поиски колчеданных месторождений по геофизическим данным»). 1973.

37. *Виноградов А. М.* Тектоническое районирование и закономерности локализации месторождений полезных ископаемых Восточного Оренбуржья (диссертация). 1970.

38. *Галимов А. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Урало-Тобольского водораздела. (Отчет Кос-Кольской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:50 000 за 1974–1978 гг. Планшеты М-41-13-Г, М-40-14-Б и Г). 1978.

39. *Галимов А. Г. и др.* Отчет Кос-Кольской партии по глубинному геологическому картированию территории листов N-40-144-Б и Г масштаба 1:50 000 (Айдырлинский рудный район) в 1977–1981 гг. 1981.

40. *Галимов А. Г. и др.* Стратиграфия, литология и фации палеозойских отложений по новым площадям. ООО «Оренбурггазпром». 2003.

41. *Герасимова В. А. и др.* Отчет о результатах опытно-методических и производственных работ на аэромагнитной съемке масштаба 1:50 000 с КАМ-28 на объекте Южно-Оренбургская площадь в 1979–1981 гг. 1981.

42. *Гельдт В. А.* Отчет о детальной разведке Айдырминского месторождения мрамора в Кваркенском районе Оренбургской области в 1976–1982 гг. 1982.

43. *Говорухина З. Г., Абдрахманов Э. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховой Ириклинского водохранилища. (Отчет Кардаилловской геологосъемочной партии за 1968–1969 гг.). 1970.

44. *Годин Ю. Н., Блохин П. А., Бердяева А. В. и др.* Отчет по теме №250 «Геолого-геофизическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий юго-восточной части Волго-Уральской нефтеносной провинции» за 1956–1957 гг. 1957.

45. *Головенко Н. Н.* Отчет по теме «Переинтерпретация материалов АСМ масштаба 1:50 000 по Предуральскому прогибу с целью выделения перспективных объектов на выявление аномалий типа «залежь» (АТЗ)». СПб., 1998.

46. *Голодовкин В. Д., Николенко В. А.* Отчет «Изучение геологического строения Среднего Заволжья с использованием аэрокосмической съемки». Тема 0808-80. 1982.

47. *Горбатов В. А., Орлянкина Д. С.* Отчет по теме: «Выяснение возможностей применения цветных аэрофото материалов и аэроспектрографирования для поисков колчеданных руд в Оренбургской области» (результаты исследований различных аэрофото пленок, спектральной отражательной способности природных образований и выводы об оптимальных условиях аэрофотосъемки при поисках медноколчеданных месторождений). 1964.

48. *Грачева Ж. А., Постоловская Ю. П., Тищенко Н. А.* Объяснительная записка к Обзорной карте месторождений строительных материалов Оренбургской области масштаба 1:1 000 000. Союзгеолфонд, М. 1988.

49. *Грязнев Н. К., Клещев А. И., Клубов В. А. и др.* Отчет по теме №445 «Составление тектонической карты Волго-Уральской области в масштабе 1:1 000 000» (основные черты тектонического строения Волго-Уральской области) за 1958–1962 гг. 1962.

50. *Гуцаки В. А., Гудошников В. В.* Кора выветривания Орского Зауралья. Окончательный отчет по теме: «Составление карты коры выветривания Орского Зауралья в масштабе 1:200 000». Листы N-40-XXXVI, M-40-VI, M-40-XII, M-41-I, M-41-VII. 1963.

51. *Данилин Б. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Бурты и Бурлы, листы M-40-30-A, Б, В, Г. (Отчет Беляевской геологической партии за 1970–1973 гг.). Оренбург, 1973.

52. *Данукалов Н. Ф.* Расчленение, корреляция и выявление некоторых особенностей формирования интрузивных пород Южного Урала по магнитным и палеомагнитным данным. Научный отчет за 1966–1970 гг. по теме: «Палеомагнетизм интрузивных образований Южного Урала». 1971.

53. *Данукалов Н. Ф.* Качественная оценка некоторых особенностей образования и метаморфизма пород и предварительное заключение о возрастной корреляции вулканогенно-осадочных пород западного крыла Магнитогорского мегасинклиория по их магнитным свойствам и палеомагнитным данным. 1966.

54. *Денцкевич И. А.* Тектонические критерии для оценки перспективных направлений геологоразведочных работ в Оренбургской области. 1995.

55. *Дорошко С. М. и др.* Тектоника и нефтегазоносность Предуральского краевого прогиба и смежных областей Русской платформы. 1978.

56. *Дроздов В. В., Пригодич В. М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Буруктальского рудного района. (Отчет Кос-Кольской геологосъемочной партии за 1965–1967 гг.; планшеты M-41-15-Г (южная половина), M-41-27-Б, Г и M-41-39-Б). 1968.

57. *Дубинин В. С., Дроздов В. В.* Отчет Кенгуссайской геолого-поисковой партии о результатах комплексных работ, проведенных в 1960–1961 гг. на площади листов M-41-27-Б, Г и M-41-39-Б. 1962.

58. *Дубинин В. С.* Отчет по теме «Изучить закономерности строения, состав и перспективы нефтегазоносности надсолевых отложений на территории развития солянокупольной тектоники Оренбургской области». 1996.

59. *Егорова Л. З.* Отчет по теме №0606-67: «Стратиграфия, литология и фации додевонских и девонских отложений Волго-Уральской нефтеносной провинции». 1970.

60. *Ефремов В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Демы, Салмыша и Тока. (Отчет Салмышской ГСП о работах 1973–1975 гг. по уточнению геологической карты листа N-40-XXV). 1975.

61. *Ефремов В. А., Лопато А. Ю.* Отчет о результатах работ по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 на территории листов M-40-27-A, Б, В, Г и M-40-39-A, Б (Соль-Илецкая площадь) за 1979–1983 гг. Оренбург, 1983.

62. *Ефремов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Илек (Отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 на территории листов M-40-26-A, Б, В, Г и M-40-38-A, Б, В (Илецкая площадь) за 1983–1991 гг.) Т. 1–7. Оренбург, 1991. ТФГИ.

63. *Ефремов В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Бурты и Бурлы (Отчет Ново-Сорочинской партии за 1972–1973 гг.). Саратов, 1973. Фонды НИИ геологии при Саратовском госуниверситете.

64. *Жданов А. В.* Легенда Уральской серии листов ГК-1000/3 (Актуализированная версия), 2010 г. НРС Роснедра.

65. *Жуков И. М.* Отчет по договору 1423555-748: «Провести палеогеоморфологический анализ материалов поисково-разведочного бурения с целью выявления региональных и локальных форм рельефа и связанных с ними ловушек нефти и газа по Волго-Уральской НГП». 1990.

66. *Замаренов А. К. и др.* Отчет по теме П (Б. П.1/101(9,30))21-7/689 «Литолого-формационные особенности и катагенез терригенных толщ подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины и ее обрамления в связи с прогнозом коллекторов и ловушек.». 1982.

67. *Замаренов А. К. и др.* Тема П (Б. П.4/101(9,30)P₂24–7/63 «Особенности строения и пространственного размещения терригенных формаций подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины и ее обрамления в связи с прогнозом типов ловушек нефти и газа». 1984.

68. *Захаров А. М., Агафонов В. Н. и др.* Геологическая карта и карта доюрского фундамента Тургайского прогиба масштаба 1 : 500 000 с объяснительной запиской (Служебная информация). 1964.

69. *Зурина В. Н., Абдулманова Г. В.* Отчет о площадных детализационных исследованиях МОГТ Северо-Актюбинской геофизической партии №2/80 на Северо-Петропаловской площади и поисковых работах в северной части Актюбинского Приуралья в зоне сочленения с Оренбургским Приуральем (район Петровского поднятия) в 1980 г. 1981.

70. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Дис. на соискание уч. степени д. г.-м. н. Екатеринбург, 1998.

71. *Иванова З. П. и др.* Отчет по теме №В.1.2/220 «Геологическое строение и оценка перспектив нефтегазоносности доордовикских отложений восточных и центральных районов Русской платформы». 1968.

72. *Иванова Н. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Ташла и Губерля. Информационный отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 и общих поисках на территории листов М-40-8-Г и М-40-20-Б, Г Центрально-Уральского поднятия в 1988–1995 гг. 1995.

73. *Иванова Н. А.* Отчет о научно-исследовательских работах по детальной корреляции подсолевых отложений Прикаспийской синеклизы (юг Оренбургской области) в 1999 г. 1999.

74. *Казак А. П.* Изучить метаморфические комплексы Центрально-Уральского поднятия (стратиграфия, корреляция, минерогения) в пределах Оренбургской области для целей ГДП-50 на территории листов М-40-8-Г, М-40-20-Б, Г. Отчет по договору №822 Д.

75. *Карманов А. И.* Отчет Нежинской партии по теме: «Прогнозные карты территории юго-восточной части Русской платформы, Предуралья прогиба и северной части Прикаспийской впадины на калиеносность и бороносность» 1961–1963 гг. 1964.

76. *Ким К. А., Преображенская Г. С.* Объяснительная записка к структурно-геологической карте Чкаловской области. 1951.

77. *Клевцова А. А. и др.* Отчет по теме №11(Б.1.4/101(4))18–10/314: «Геологические предпосылки районирования востока Русской платформы по степени перспектив нефтегазоносности вендских и рифейских отложений» за 1977–1979 гг. 1979.

78. *Клопов Н. М. и др.* Отчет о проведении общих поисков медноколчеданных руд в пределах Тубинско-Гайской и Орской структурно-формационных зон (участки Западно-Новочеркасский, Южно-Вишневыский, Новоактюбинский, Орский, Орь-Кумакский, Тукайский, Кинжебулакский, Южно-Шандашинский) в 1978–1981 гг. Оренбург, 1981. Фонды объединения «Оренбурггеология».

79. *Коврижкин В. С.* Произвести анализ фонда локальных структур, оценить состояние и перспективы освоения ресурсов углеводородов по Оренбургской области (по состоянию на 1.01.1999 г.). 1999.

80. *Кондратенко В. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Медногорского рудного района. Информационный отчет Сакмарской партии о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 и общим поискам на территории листов М-40-8-В, М-40-19-Б и М-40-20-А в Медногорском рудном районе в 1989–1995 гг. 1996.

81. *Коноваленко С. С., Баранов В. К.* Отчет-монография «Исследование и подготовка монографии по палеогеоморфологии фундамента, рифея и нижней части чехла платформы в Оренбургской области». 1997.

82. *Коноваленко С. С.* Палеогеоморфология юго-востока Русской плиты (Оренбургская область) от рифея до турне в связи с поисками нефти и газа. 1999.

83. *Контарь Е. С., Судариков В. Н. и др.* Геологическое строение Гайского горнорудного района (в пределах листов М-40-21-Б-б, г; М-40-21-Г-б, г; М-40-22-А-а, в; М-40-22-В-а, в; М-40-33-Б-а, б; М-40-34-А-а, б). Отчет Гайской геологосъемочной партии по работам 1963–1965 гг. 1966.

84. *Контарь Е. С., Либарова Л. Е. и др.* Геологическое строение западной части Гайского рудного района. Отчет Гайской геологосъемочной партии по работам 1966 г. 1967.

85. *Контарь Е. С., Либарова Л. Е. и др.* Геологическое строение северной части Гайского рудного района. Отчет Гайской геологосъемочной партии по работам 1967 г. 1968.
86. *Копрова Н. А.* Отчет по теме №121 за 1957–1959 гг. «Условия образования месторождений асфальтита и других твердых битумов Куйбышевской и Оренбургской области». 1959.
87. *Кориневский В. Г., Исаев В. А.* Опорные разрезы нижнего ордовика Южного Урала (отчет по теме №21 генерального договора о творческом содружестве между УНЦ АН СССР и Мингео РСФСР на 1976–1980 гг.: «Расчленение ордовикских толщ Западного склона Южного Урала»). 1980.
88. *Косарев А. М., Серавкин И. Б.* Рекомендации: «Выделение, интерпретация и значение для поисков колчеданных руд кольцевых структур Южного Урала». 1985.
89. *Кулева Г. В.* Сводный отчет по темам «Составление палеофациальных карт на волжское время по Общесыртовскому сланценосному району в масштабе 1:200 000 как основа для прогнозирования и поисков горючих сланцев» и «Составление палеогеографических карт Волжского сланценосного бассейна, в связи с прогнозом перспектив промышленной сланценосности» за 1981–1983 гг. 1983.
90. *Куровец М. И.* Гранитные пегматиты Оренбургского Урала и Мугоджар. Дис. на соискание уч. степени д. г.-м. н. 1967.
91. *Кутергин А. М.* Отчет по темам №46/1965: «Палеогеография и фации меденосных верхнепермских отложений Приуралья» и «Карта терригенно-минералогических провинций Приуралья для верхнепермского времени» (по работам Палеогеографического отряда в 1966–1972 гг.). 1972.
92. *Лацкова В. Е. и др.* Отчет по теме №46/64 «Стратиграфическое расчленение, корреляция и литолого-фациальные особенности пермских отложений бортовой зоны Прикаспийской впадины» за 1964–1966 гг. 1966.
93. *Ленных В. И.* К методике составления металлогенических и прогнозных карт масштаба 1:200 000 по Южному Уралу. 1959.
94. *Леонов Г. В.* Отчет по договору 1423555-169 «Комплексный анализ геолого-геофизических данных в северном обрамлении Прикаспийской впадины с целью поисков нефти и газа». 1990.
95. *Леонов Г. В.* Отчет по договору 1423533-765 «Определить основные направления геологоразведочных работ в южной части Бельской впадины Приуралья прогиба». 1991.
96. *Леонов Г. В.* Отчет по теме: «Разработать геологическую модель зоны сочленения Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы и Предуральского краевого прогиба с целью определения направлений поисково-разведочных работ». 1992.
97. *Леонов Г. В.* Отчет по объекту: «Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области». 1994.
98. *Либрович В. Л.* Принципы и методы оценки фосфоритности осадочных толщ Южного Урала. (Окончательный отчет по теме №829 за 1976–1979 гг.). 1979.
99. *Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др.* Материалы к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000 листа М-40-ХII (Ясный), М-40-ХVIII (сев. часть). Отчет Кумакского отряда Теренсайской партии по результатам ГДП-200 за 1995–2001 гг. Т. 1 и 2. ФГУ «ТФИ по Приволжскому ФО», Оренбургский филиал. 2002.
100. *Лисов А. С.* Проведение прогнозно-поисковых работ на фосфоритовые руды песчаниково-гравийно-зернистого типа на Илекской площади Прикаспийского фосфобассейна (Оренбургская область). Отчет по работам Бузулукского отряда. 2005 г.
101. *Лисов А. С. и др.* Отчет по ГДП-200 листов М-41-I, II, VII, VIII; N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации). Т. 1–5. ФГУ «ТФИ по Приволжскому ФО», Оренбургский филиал. 2008.
102. *Лозовая Л. С. и др.* Сводка геохронологических данных по докембрийским и палеозойским образованиям Оренбургской области. 1973.
103. *Лошманов В. И.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ МОГТ на Ащевутакском участке Магнитогорского прогиба в 1991–1992 гг. 1993.
104. *Лукиных Э. П.* Составление и компьютерное использование карты масштаба 1:200 000 «Нефтегазовый производственно-промышленный комплекс Оренбургской области» (по состоянию на 1.01.2000 г.). 2000.

105. *Лурье А. М., Краснопецева Г. Н.* Отчет по теме: «Изучение верхнепермских красноцветных толщ Западного Приуралья с целью разработки критериев для поисков месторождений меди. 1968.

106. *Лядский П. В. и др.* Геологическое строение Домбаровского рудного района (отчет Джайлганской партии за 1974–1977 гг. по глубинному геологическому картированию территории листов М-40-47-Б (вост. пол.), М-40-47-Г (вост. пол.), М-40-48-А и М-40-48-В (зап. пол.) в масштабе 1 : 50 000. Т. 1–4. 1977.

107. *Лядский П. В. и др.* Геологическое строение бассейна р. Кокпекты. (Отчет Ореховской ГСП за 1966–1967 гг.; планшеты М-41-25-Б и Г). 1968.

108. *Лядский П. В.* Геологическое строение района среднего течения р. Кумак. (Отчет Джайлганской партии за 1977–1979 гг. по глубинному геологическому картированию территории листов М-40-36-А и М-40-35-Б (вост. пол.) в масштабе 1 : 50 000). 1979.

109. *Лядский П. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Теренсайского рудного района. Отчет Джайлганской партии о результатах производства геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенного в 1983–1987 г. г. в Теренсайском рудном районе (в 3-х книгах); листы М-40-23-Б (б, г), Г (б, г), 24-А, В (а, в). 1987.

110. *Лядский П. В. и др.* Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 территории листов М-40-35-Г (вост. пол.) и М-40-36-В (с. Акжарское) в Домбаровском рудном районе в 1980–1982 гг. 1982.

111. *Лядский П. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Шильдинской площади. Отчет Джайлганской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и общих поисков, проведенных в 1988–1995 гг. на Шильдинской площади; листы М-40-11-Б-б, г; Г-б, г; 12-А, В. 1995.

112. *Лядский П. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Буруктальского рудного района. 1998.

113. *Лядский П. В. и др.* Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа М-40–Оренбург с клапаном М-41. Село Нежинка, 2010.

114. *Лядский П. В., Матрунчик Л. И. и др.* Геологическое строение юго-западной части Адамовского района. (Отчет Кiemбаевской ГСП о результатах Государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000; планшеты М-40-36-Б, М-40-24-В, М-40-24-Г). 1966.

115. *Лядский П. В., Якобс Е. И. и др.* Геологическое строение водораздела рек Кумака и Кiemбая. Отчет Ореховской ГСП по результатам Государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 планшета М-40-36-В и поисковых работ в пределах планшетов М-41-25-А и В за 1967–1970 гг. 1970.

116. *Маврин К. А. и др.* Стратиграфия, фации и условия формирования сульфатно-галогенной формации кунгура, соляная тектоника и поиски локальных нефтегазоносных структур в Оренбургском Приуралье». Отчет по работам Предуральской тематической партии за 1973–1975 гг. 1975.

117. *Маврин К. А. и др.* Оценка перспектив нефтегазоносности южной части Предуральского краевого прогиба на основе анализа истории геолого-гидрологического развития. Отчет по работам Предуральской тематической партии за 1976–1978 гг.). 1978.

118. *Маврин К. А. и др.* Выяснение закономерностей распространения и условий формирования антиклинальных складок Южного Урала и смежной части Предуральского прогиба в связи с перспективами их нефтегазоносности (отчет по работам Предуральской тематической партии за 1971–1972 гг.). 1972.

119. *Маврин К. А. и др.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточной зоны Предуральского краевого прогиба и смежной части Западного склона Южного Урала в бассейне рек Сакмары и Урала. (Отчет по работам Предуральской тематической партии за 1969–1971 гг.). 1971.

120. *Маврин К. А. и др.* Отчет по теме П(Б.1.4/101(9))18–10: «Изучение геологического строения западной бортовой зоны Предуральского прогиба в пределах Оренбургской области с целью выработки направления нефтегазопоисковых работ» (отчет по работам Предуральской тематической партии за 1982–1983 гг.). 1984.

121. *Макарова С. П.* Отчет по теме: «Биостратиграфическое обоснование расчленения средне-верхнедевонских отложений Оренбургской области и прилегающих территорий». 1994.

122. Макарова С. П. Отчет по теме: «Произвести литолого-фациальный анализ и составление литолого-фациальных и формационных карт додевонских, девонских, каменноугольных, нижнепермских отложений по Оренбургской области». 1996.
123. Макарова С. П. Отчет по теме: «Стратиграфия, литология и фации палеозойских отложений по новым площадям сверхглубокого бурения Оренбургской области». 1999.
124. Макарова С. П. Стратиграфия, литология и фации, характер насыщения додевонских и девонских отложений по новым площадям. ОАО «Оренбургнефть». 2000.
125. Макарова С. П. и др. Отчет по теме П (А. П.2/101(9)РСм₁Р₂)19–1/272Д «Обобщение материалов стратиграфических и литолого-фациальных исследований допалеозойских и палеозойских отложений юга Оренбургской области» за 1983–1985 гг. 1985.
126. Малыхин М. Д. и др. Отчет о региональных сейсмических работах на южном погружении Бузулукской впадины (профиль IV) за 1984–1986 гг. Курманаевский, Сорочинский, Тоцкий районы Оренбургской области. 1986.
127. Малютина З. А. Юрские угленосные отложения Орского Урала (стратиграфия, литология, фация). Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. 1959.
128. Маркарова О. И. и др. Отчет о региональных сейсмических исследованиях КМПВ–ОГТ по меридиональному профилю р. Илек–р. Белая вдоль осевой части Предуральского прогиба и по широтному профилю от Мартужного поднятия до Сакмарского разлома с целью изучения строения фундамента и осадочного чехла (Оренбургская с/п 7/80). 1981.
129. Маркарова О. И. и др. Отчет о результатах региональных сейсмических исследований МОГТ в юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы и северо-восточной части Прикаспийской впадины по профилям Оренбург–Дмитровка и Кардаилово–Мрясово с целью изучения структурных условий подсолевого нефтегазоперспективного осадочного комплекса (Оренбургская с/п №53/81). 1982.
130. Маркарова О. И. и др. Отчет о результатах региональных сейсмических исследований МОГТ в юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы и Предуральском прогибе по профилям VI-82 (Кардаилово–Активная) и I-79 (участок Соль-Илецкого выступа) с целью изучения структурных условий подсолевого нефтегазоперспективного комплекса (Оренбургская с/п №53/81). 1983.
131. Меньшиков Ю. П. и др. Отчет о геофизических работах, проведенных в Домбаровском и Гайском районах Оренбургской области в 1972 г. 1973.
132. Мирчинк М. Ф. и др. Окончательный отчет по теме № 120 «Морфогенетическая характеристика нефтегазоносных структур Волго-Уральской области (методика и применение структурно-морфологического и формационного анализа к изучению платформенных структур)». 1970.
133. Навальнева В. И. и др. Отчет по теме «Оценка состояния фонда локальных структур и ресурсной базы углеводородного сырья с уточнением ресурсов углеводородов». Фонды ОАО «ОренбургНИПИнефть». 2007.
134. Найдис Л. М. и др. Отчет по теме №4/62 «Региональные сейсмические исследования Нижнего Поволжья и Западного Казахстана». 1966.
135. Наумов А. Д. и др. Новейшая тектоника Оренбургского Урала. (Объяснительная записка к Карте новейшей тектоники Оренбургского Урала в масштабе 1 : 500 000). 1967.
136. Наумов А. Д., Смоленцев Г. М. и др. Геоморфологическая карта Южного Урала масштаба 1 : 500 000 (Оренбургская область). (Отчет геоморфологической группы металлогенической партии за 1962–1963 гг.) 1964.
137. Неженский И. А. Отчет по объекту: «Карта стоимости запасов и прогнозных ресурсов минерального сырья в недрах Оренбургской области». 2000.
138. Нестоянова О. А. Отчет по теме: «Палеогеография Башкирского и Орского Урала в лудловское и раннедевонское время». Объяснительная записка к Палеогеографическим литолого-фациальным картам Восточного склона Южного Урала для лудлова и раннего девона. 1964.
139. Нечаев П. В., Тесаловский М. Д. и др. Комплексная металлогеническая карта Урала. Металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. 1969.

140. *Никитин И. И. и др.* Геологическое строение восточной части Домбаровского района (планшеты М-40-48А, М-40-48-Б, М-40-48-В, М-40-48-Г, М-40-36-Г, М-41-37-А). Геологический отчет Кiemбаевской ГСП за 1959–1962 гг. 1963.

141. *Никитин И. И., Маегов В. И. и др.* Геологическое строение Халиловского района в среднем течении р. Губерля. Отчет Ново-Халиловской поисково-ревизионной партии за 1965–1966 гг. 1967.

142. *Никифоров А. В. и др.* Составление сводных карт физических полей восточной части Оренбургской области как основы для прогнозных карт на медь и полиметаллы. (Отчет тематической партии за 1976–1977 гг.). 1977.

143. *Никифоров А. В. и др.* Геофизическое обоснование структурно-формационных и прогнозных карт на площадь Оренбургского Урала. (Отчет тематической партии за 1978–1979 гг.). 1979.

144. *Новицкий Ю. В.* Отчет по теме «Литолого-фациальная характеристика и условия формирования зон нефтенакопления эйфельско-нижнефранского структурно-формационного комплекса южной части Оренбургской области». 1992.

145. *Ноякова Л. Д.* Гравиметрическая карта Оренбургской области масштаба 1 : 500 000. Система 1971 г. Листы N-39-Г; 40-В, Г; М-39-Б; М-40-А,Б; 41-А. Объяснительная записка. 1998.

146. *Оганесова Р. М. и др.* Отчет о результатах региональных сейсмических исследований МОГТ в юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы по профилю УП-83 в междуречье Самара–Салмыш с применением невзрывных источников колебаний с целью изучения региональной структуры докунгурского нефтегазоперспективного комплекса (Оренбургская с/п 55–83). 1984.

147. *Огаринов И. С.* Основные черты строения земной коры Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Дис. на соискание уч. степени д. г.-м. н. 1969.

148. *Огаринов И. С., Арсланбекова Л. Б.* Отчет по теме «Структура земной коры Южного Урала и сопредельных территорий по геолого-геофизическим данным». 1980.

149. *Олли А. И., Сенченко Г. С. и др.* Научный отчет за 1963–1965 гг. по теме №20 «История тектонического развития и структурные формы южной части Уральской геосинклинали». 1965.

150. *Отрешко А. И. и др.* Восточно-Европейская сероносная провинция. Отчет по теме №6 «Прогнозная оценка территории Среднего Поволжья на самородную серу и разработка рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ». 1966.

151. *Палант И. Б.* Объяснительная записка к типовым разрезам каменноугольных отложений Оренбургской области. 1966.

152. *Пахтель В. И.* Отчет о результатах проведения комплексной АГСМЭ (аэрогаммаспектрометрической, аэромагнитной, аэроэлектроразведочной) съемки масштаба 1 : 50 000 на топопланшетах N-40-124, 125, 136-138; М-40-3, 5, 6, 15-20, 27-33, 39-41 в пределах Предуральского краевого прогиба в 1987–1990 гг. на территории Оренбургской области (Ленинградская комплексная аэрогеофизическая партия №12). 1990.

153. *Пестов Ю. А., Байдова А. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые Урало-Сакмарского междуречья. Отчет за 1964–1965 гг. Т. 1–2. 1965. ТФГИ, Оренбург.

154. *Пестов Ю. А.* Отчет по теме «Составление сводной геологической и структурной карт в масштабе 1 : 200 000 Предуральского краевого прогиба в пределах Оренбургской области как основы для прогнозирования работ по поискам стратиформных месторождений меди и нерудных полезных ископаемых». 1983.

155. *Петровский А. Д.* Стратиграфия, литология и фации силурийских осадочно-вулканических толщ южной части Южного Урала (окончательный отчет). 1963.

156. *Петровский А. Д., Хабаков А. В.* Стратиграфия, литология и фации кембрийских и ордовикских отложений южной части Южного Урала. (Окончательный отчет о полевых и лабораторных исследованиях по теме №31) за 1960–1962 гг. 1963.

157. *Пнев В. П. и др.* Отчет по теме «Изучение стратиграфии и литологии пермских отложений восточного борта Предуральского краевого прогиба и передовых складок Урала». 1974.

158. *Померанцева И. В. и др.* Отчет о работах опытно-производственной сейсмической партии 196/65 ТГЭ ВНИИГеофизика по теме «Дальнейшее усовершенствование методики

- исследования строения коры с помощью станций «Земля» и изучение глубинного строения северного борта Прикаспийской впадины» за 1965–1967 гг. 1967.
159. *Поляков В. А. и др.* Тема №0615-76 «Генеральный проект поиска нефти в карбонатных отложениях палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции». Этапный отчет: «Геологические предпосылки поиска нефти в карбонатных отложениях палеозоя Куйбышевской и Оренбургской областей». 1977.
160. *Попов Е. А. и др.* Отчет о работах партий №24/72-73, 25/72-73, 28/72-73, проведенных в 1972–1973 гг.: «Глубинные систематические зондирования земной коры по профилям Элиста–Бузулук, Саратов–Гурьев, Бузулук–Кушмурун с использованием больших, средних и малых взрывов». 1976.
161. *Поповин В. В.* Отчет по теме №11(Б.1.4/101(9))18–10/412: «Оценка перспектив нефтегазоносности северных и юго-восточных областей Урало-Поволжья и определение наиболее эффективных направлений поисково-разведочных работ с целью обеспечения выполнения плана прироста запасов нефти и газа в 1981–1985 гг.». 1980.
162. *Понсуй-Шапко Г. П. и др.* Составление тектонической схемы Оренбургской области по данным дешифрирования космических снимков масштаба 1 : 1 000 000. 1978.
163. *Посталовский А. М.* Отчет по поискам хромитов на Аккаргинском массиве. Т. 1 и 2. 1980. ФГУ «ТФИ по Приволжскому ФО». Оренбургский филиал.
164. *Пронин А. А.* О возможной бокситоносности каменноугольных отложений Восточного склона Среднего Урала и необходимости проверки ее промышленного значения». 1964.
165. *Пронин В. А. и др.* Отчет по теме «Закономерности размещения и условия формирования колчеданных месторождений Южного Урала». 1969.
166. *Пронин В. Г. и др.* Отчет по проведению опытно-методических работ по составлению космотектонической карты масштаба 1 : 1 000 000 Арало-Каспийского региона (листы М-38-А, В (часть); М-38-Б, Г; М-39; М-40-А, В; М-40-Б, Г; L-38-Б (часть); L-39; L-40; К-39-Б; К-40-А); партия №3, работы 1977–1981 гг. 1981.
167. *Пуркин А. В. и др.* Исследования по геолого-геофизическому обоснованию и разработке методики поисков и разведки скрытых месторождений железных и медных руд, а также бокситов на Урале. 1975.
168. *Пуцаев А. М., Ефремов В. А.* Отчет по ГДП-200 и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, лист М-40-І (Переволоцкий). Серия Средневолжская. 2000.
169. *Пуцаев А. М., Ефремов В. А.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листов М-40-І, ІІ (издание второе) в 1994–2000 гг. 2000.
170. *Романов В. М.* Отчет о результатах работ опытно-методической аэромагнитной партии 17/56 в районе Волго-Уральской нефтеносной провинции. 1957.
171. *Руднев Г. А. и др.* Отчет об аэромагнитной съемке масштаба 1 : 50 000 Бузулукского участка (северо-западная часть Оренбургской и юго-восточная часть Куйбышевской области). 1976.
172. *Руднев Г. А. и др.* Отчет об аэромагнитной съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной на Чапаевском (южная часть Куйбышевской области) и Шарлыкском (центральная часть Оренбургской области) участках. 1975.
173. *Руднев Г. А., Судаков Ю. Н.* Отчет об аэромагнитной съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в южной части Татарской АССР и северной части Куйбышевской области. (Аэромагнитная партия №46/72-Д). 1973.
174. *Садовникова Т. К.* Государственная карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-ІХ. 1971.
175. *Садрисламов Б. М.* Изучение конодонтов, табулят, криноидей и радиолярий в стратиграфических и опорных разрезах среднего девона и радиолярий в разрезах кембрия–ордовика Южного Урала. Отчет по теме: А. П.185-5/(10) за 1985–1988 гг. 1988.
176. *Салихов Д. Н. и др.* Магнитогорская мегаструктура: магматизм, геохимия вулкано-генных и интрузивных формаций (научный отчет по теме: «Палеозойский магматизм эвгео-синклинальной зоны Урала»). 1982.

177. Сальман Г. Б. Строение и история формирования структуры южного склона Волго-Уральской антеклизы. Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. 1967.
178. Сибгатуллин А. Х. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна реки Буруктал (отчет Кос-Кольской партии за 1971–1974 гг.). 1974.
179. Смирнова И. А. и др. Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 1.01.1988 г. Оренбург, 1988.
180. Смирнова И. А., Черкасов В. Л. и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Камсак (отчет Домбаровской ГСП за 1961–1963 гг.). 1963.
181. Смирнова И. А., Черкасов В. Л. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Орь-Кумакского междуречья. Отчет Можаровской геолого-поисковой партии за 1964–1965 гг. 1966.
182. Сударигов В. Н. Результаты геологического дешифрирования материалов аэро- и космических съемок территории Оренбургской области. 1981.
183. Твердохлебов В. П. и др. Отчет о ГС-200 и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-III (Саракташ). 1962.
184. Твердохлебов В. П. и др. Материалы к Государственной геологической карте листа N-40-XXXIII. Отчет о результатах геологосъемочных работ Саракташской ГСП за 1963–1965 гг. 1965.
185. Твердохлебов В. П. и др. Отчет Саракташской ГСП о результатах редакционно-увязочных работ на территории листа N-39-XXXIV за 1968–1969 гг. 1969.
186. Твердохлебов В. П. и др. Отчет геологосъемочной партии о результатах редакционно-увязочных работ на территории листа М-40-I за 1969–1971 гг. 1971.
187. Твердохлебов В. П. и др. Отчет Саракташской ГСП о работах по уточнению геологической карты листа N-39-XXXVI за 1971–1973 гг. 1973.
188. Твердохлебов В. П. и др. Отчет Саракташской ГСП о работах по уточнению геологической карты листа N-39-XXXV за 1973–1975 гг. 1975.
189. Твердохлебов В. П. и др. Отчет Саракташской ГСП о работах по геологическому доизучению территории листа N-39-XXXIX в масштабе 1 : 200 000 за 1975–1977 гг. 1977.
190. Твердохлебов В. П. и др. Отчет о результатах работ по геологическому доизучению территории листа М-39-V в масштабе 1 : 200 000 с целью уточнения геологической основы для Государственной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки для целей мелiorации в 1977–1979 гг. 1979.
191. Тищенко В. Т. Объяснительная записка к палеовулканологическим картам масштаба 1 : 500 000 восточной части Оренбургской области. Отчет по теме «Составление палеовулканологической карты масштаба 1 : 500 000 восточной части Оренбургской области» за 1989–1990 гг. 1990.
192. Тищенко В. Т. Составление геологических карт масштаба 1 : 200 000 восточной части Оренбургской области. (Отчет Южно-Уральской партии за 1989–1995 гг.) 1995.
193. Тищенко В. Т. и др. Геологическое строение среднего течения р. Урал в районе г. г. Орска и Новотроицка (планшеты М-40-33-Б/в, г/; М-40-34-А/в, г/; М-40-33-Г/а, б/; М-40-34-В; М-40-46-А /а-2, а-4; б, в-4; г). Отчет Алимбетовской ГСП по работам 1965–1969 гг. 1969.
194. Тищенко В. Т. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые западного крыла Магнитогорского прогиба в пределах Оренбургской области. Отчет Гайской партии по производству аэрогеологического доизучения и глубинного геологического картирования Гайского рудного района в масштабе 1 : 50 000. 1978.
195. Тищенко В. Т. и др. Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 территории листов: М-40-9-В(в, г), М-40-21-А, В(а, б) в 1978–1983 гг. (ст. Халилово) 1983.
196. Тищенко В. Т. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Кураган. Отчет Сакмарской партии о результатах работ по геологическому доизучению масштаба 1 : 25 000 и общим поискам, проведенных в 1984–1988 гг. в Медногорском рудном районе; листы: М-40-19-Г(б, г), М-4020-В. 1988.
197. Тищенко В. Т., Юшина З. А. Отчет Шлиховой партии по теме «Составление прогнозной карты восточной части Оренбургской области на россыпное золото в масштабе 1 : 200 000» за 1978–1981 гг. Т. 1, 2. 1981. ФГУ «ТФИ по Приволжскому ФО».

198. *Тихвинский И. Н. и др.* Отчет по теме В.20.1.2/37 «Закономерности строения и формирования нижнепермской калиенной формации Урало-Поволжья и перспективы ее калиенности». 1968.
199. *Тихвинский И. Н. и др.* Отчет по теме VI-(Б.1.4/642)48-3/169: «Прогнозная оценка Предуральско-Прикаспийского бассейна на сульфатные соли калия». 1977.
200. *Тихвинский И. Н. и др.* Отчет по теме VI(Б. П.4/620(9))52-3/324: «Прогнозная оценка Прикаспийской синеклизы на горнохимическое сырье и разработка рекомендаций по направлению геологоразведочных работ». 1985.
201. *Философов В. П., Черняев Ю. В., Зайонц В. Н.* Отчет по теме «Морфометрический анализ юго-западной части Оренбургской области в целях выявления ее нефтенности». 1960.
202. *Фомина Г. В.* Геологическое строение и перспектива нефтегазоносности северного обрамления Прикаспийской синеклизы в пределах Оренбургской области». Дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. 1966.
203. *Фомина Г. В.* Отчет по теме «Модель геологического строения и нефтегазоносности эйфельского природного резервуара в Оренбургской области и на прилегающих территориях». 1994.
204. *Фунтиков Б. В. и др.* Отчет о работе: «Геологическое дешифрирование материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения поисковой значимости отдешифрированных объектов и составление геолого-минералогической карты масштаба 1:500 000 Южного Урала на медноколчеданное оруденение» (партия №6, работы 1981–1985 гг.). 1986.
205. *Харин В. В., Абдрахманов Э. И., Харина А. Н.* Отчет по поискам горючих сланцев в пределах Иртекской и Илекской прогнозных площадей в 1984–1986 гг. Т. 1–4. 1986
206. *Хасанов В. Н.* Поисковые работы на рудное золото в пределах Кирово-Кваркенского района (Оренбургская область). Т. 1 и 2. 2006. ФГУ «ТФИ по Приволжскому ФО», Оренбургский филиал.
207. *Хворов Б. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Утягуловской и северной части Блявинской вулканических структур. Отчет Южно-Чураевской партии по геологическому доизучению в масштабе 1:25 000 за 1972–1974 гг. 1975.
208. *Храмой А. И. и др.* Отчет по теме №18/63 «Анализ и обобщение результатов поисково-разведочных работ в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Сводный отчет по темам №18/63,19/63,20/63,4/62 по итогам региональных геолого-геофизических работ в северо-западной части Прикаспийской впадины и ее обрамлении. 1966.
209. *Хромых В. В., Колесников В. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Кураган (отчет Кураганской ГСП о результатах Государственной геологической съемки масштаба 1:50 000 по работам 1963–1966 гг.); листы М-40-20-А, М-40-20-В, М-40-19-Б (вост. пол.) и М-40-19-Г (вост. пол.). 1967.
210. *Ченцов А. М. и др.* Прогнозно-металлогеническая карта месторождений марганцевых руд Оренбургской области. Оренбург, ОГУ. 1966.
211. *Ченцов А. М., Котунов А. Я. и др.* Отчет по теме: «Оценка и учет прогнозных ресурсов категорий Р₃, Р₂, Р₁ основных твердых – полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 1.01.1998 г. Т. 1–4. 1999. ФГУ «ТФИ по Приволжскому ФО». Оренбургский филиал.
212. *Ченцов А. М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Урало-Тобольского водораздела (отчет Кос-Кольской ГСП за 1969–1970 гг.; планшеты М-41-26-А, Б, В и Г (сев. пол.). 1971.
213. *Ченцов А. М., Сычев В. М.* Отчет о производстве поисковых работ на медь в пределах Блакской структуры в 1978–1981 гг. (стадия – общие поиски). 1981.
214. *Чепелюгин А. Б., Шереметьева Г. А.* Закономерности строения и распространения месторождений нефти и газа в палеозойских рифовых комплексах Прикаспийской впадины и ее обрамления и обоснование приоритетных направлений поисков новых месторождений. 1999.
215. *Черкасов В. Л. и др.* Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий Р₁, Р₂ Р₃ основных твердых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 1.01.1993 г. Оренбург, 1993.

216. *Черкасов В. Л. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Ащевутакского рудного района (отчет Боярской партии по поисковым работам и составлению геологических карт масштаба 1 : 10 000 за 1971–1974 гг.). Т. 1 и 2. 1974.

217. *Чибрикова Е. В., Олли В. А.* Стратиграфия девонских отложений Южного Урала и сопоставление их с другими регионами СССР по спорах растений. Отчет по разделу темы: «Биостратиграфия девонских образований Южного Урала и сопоставление их с другими регионами СССР». 1986.

218. *Чурсин А. В. и др.* Отчет по по высотной аэрогеофизической съемке, проведенной на восточном крыле южного окончания Магнитогорского мегасинклинория в 1967 г. 1968.

219. *Чурсин А. В. и др.* Отчет о детализационных аэромагнитных работах в южной части Магнитогорского синклинория в 1969–1970 гг. (Аэрогеофизическая партия). 1970.

220. *Шарков А. А.* Отчет по объекту: «Дать прогнозную оценку перспективных на марганец районов СССР (Южный Урал) и внедрить результаты исследований за 1987–1991 гг.». 1991.

221. *Шебухова С. В.* Углубленная обработка геолого-геофизической информации по южной части Волго-Уральской антеклизы с использованием данных гравиметрии, магнитометрии, сейсморазведки и обобщенных результатов бурения. 1999.

222. *Шильников А. А. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа М-40-VI (Джусинская площадь) в 1999–2004 гг. (Информационный отчет Орской партии). 2002.

223. *Эдельштейн И. И.* Отчет по теме «Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания». 1966.

224. *Эйдинов Ю. И.* Геоморфология и антропогенные отложения листа М-41-XIII (отчет Иргизского геоморфологического отряда по работам 1961 г.). 1961.

225. *Яковс Е. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Суундук-Кумакского междуречья. Отчет Мечетинской партии по составлению геологической карты масштаба 1 : 50 000 листа М-40-11-В и геологическому доизучению листов М-40-23-А и В за 1970–1974 гг. 1974.

226. *Яковс Е. И. и др.* Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 территории листов М-41-13-А, Б, В в Кумакском рудном районе за 1978–1982 гг. (пос. Аниховка). 1982.

227. *Яковс Е. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения р. Джарлы. Отчет Кумакской партии по производству работ по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 на площади листов N-41-I-A (в, г), В и Г в Синешиханском рудном районе и общим поискам на золото в 1982–1987 гг. 1988.

228. *Яковлев В. И.* Поиски россыпного золота и платины в р. Губерли и ее притоков рр. Дергаши, Калма-Карауль, Бол. Каяла, Мал. Каяла в Медногорском рудном районе. Отчет Хмелевской партии за 1986–1989 гг.

Указатель месторождений (М), проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых к картам полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, плиоцен-четвертичных образований листа М-40 (Оренбург) с клапаном М-41

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I. ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Углеводородное сырье			
Нефть			
I-1-1	ММ/Э	Капитоновское	169
I-1-3	ММ	Кариновское	169
I-1-9	ММ/Э	Шуваловское	169
I-2-1	ММ/Э	Майорское	169
II-2-3	ММ/Э	Новопавловское	133
Нефть и газ			
I-1-5	МС/Э	Донецко-Сыртовское	169
Нефть и газоконденсат			
I-1-18	МК/Э	Оренбургское	169
I-1-20	ММ/Э	Димитровское	169
I-2-53	ММ/Э	Рождественское	169
I-2-58	ММ	Черниговское	169
I-2-67	МС/Э	Чкаловское	169
I-2-73	ММ/Э	Северо-Копанское	169
I-2-79	МС/Э	Копанское	169
II-2-1	МС/Э	Бердянское	133
II-2-9	МС/Э	Нагумановское	133
Конденсат и газоконденсат			
I-1-22	ММ/Э	Восточно-Песчаное	169
I-2-74	ММ/Э	Южно-Оренбургское	169
I-2-75	ММ/Э	Теректинское	169
I-2-85	ММ	Староключевское	169
II-2-15	ММ/Э	Акобинское	133

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Газ горючий			
I-2-59	П	Комаровское	169
I-2-63	П	Красноярское	169
II-1-1	П	Песчаное	133
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-6-92	П	Нижне-Джусинское	222
II-6-22	П	Западно-Акжарское	99
II-6-93	М	Домбаровское	99
Уголь бурый			
I-2-50	П	Берёзовогорское I	169
I-2-72	П	Букобайское	169
I-3-1	П	Белоглинское	183
I-3-20	П	Берёзовогорское II	183
I-3-21	П	Белогорское	183
I-5-17	П	Скважина в 4 км севернее д. Новокиевка	100
II-1-2	П	Скважина в 12,5 км к СЗ от с/х Землянский	211
II-1-5	П	Скважина в 7 км к СЗ от с/х Землянский	211
II-1-6	П	Скважина в 7,5 км к СЗ от с/х Землянский	211
II-1-11	П	Скважина в 7,5 км к ВСВ от с/х Землянский	100
II-1-12	П	Скважина в 7,5 км к ВСВ от с/х Землянский	100
II-1-13	П	Скважина в 7,5 км к ВСВ от с/х Землянский	100
II-1-14	П	Скважина в 6,5 км к В от с/х Землянский	100
II-1-15	П	Скважина в 6 км к В от с/х Землянский	100
II-1-16	П	Скважина в 9 км к В от с/х Землянский	100
II-1-17	П	Скважина в 13,5 км к В от с/х Землянский	100
II-1-18	П	Скважина в 13 км к В от с/х Землянский	100
II-1-22	П	Дивнопольское	100
II-1-24	П	Скважина №9 в 21 км к В от с. Дивнополье	100
II-1-30	П	Скважина в 5 км к ЮВ от с. Дивнополье	100
II-1-37	П	Аильтонское	100
II-2-16	П	Скважина в 3 км к СЗ от д. Новоуспеновка	100
II-2-17	П	Усть-Утинское	100
II-2-18	П	Скважина в 11 км к ЗЮЗ от д. Новоуспеновка	100

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-20	П	Скважина в 2 км на В от моста через р. Утя	100
II-2-22	ММ/О	Хобдинское	100
II-2-25	П	Южно-Новоуспенское	100
II-3-12	П	Сазанское	63
II-3-22	П	Буртинская группа проявлений	63
II-3-23	П	Колубайское	63
II-3-24	П	Бурлашанское	63
II-6-60	П	Скважина № 64 в 5 км к ЮЗ от д. Аккудук	63
II. МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Железо			
I-4-38	П	Сухоташское	80
I-5-2	П	Скважины в 10 км ВЮВ д. Новосимбирка	194
I-5-4	П	Кульбердинское	194
I-5-7	П	Скважины в 16 км ЮВ д. Новосимбирка	194
I-5-9	П	Ново-Уманское	194
I-5-10	ММ/О	Ново-Петропавловское	194
I-5-18	П	Скважина в 13,5 км ВСВ д. Новопокровка	194
I-5-22	ММ/О	Туя-Ташское	194
I-5-23	ММ/О	Ново-Георгиевское	194
I-5-27	ММ/О	Ново-Киевское	194
I-5-29	ММ/О	Промежуточное	194
I-5-34	ММ/О	Мало-Халиловское	194
I-5-41	ММ/О	Западно-Айдербакское	194
I-5-51	ММ/О	Орловское	194
I-5-52	П	Репинское	194
I-6-63	П	Шиликтинское	222
I-6-136	П	Мусогатка	222
I-6-139	П	Мусогатка-2	222
I-6-150	П	Новоорское	222
II-2-13	П	Карабутакское	100
II-2-19	П	Балка Ставковая	100
II-2-21	П	Малохобдинское	100
II-2-23	П	Утиновское	100

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-3-25	П	Бурлашанское	63
II-5-15	ММ	Аккермановское	63
II-5-17	П	Аккермановское II	63
II-6-6	ММ	Новоорское (Яшкина Мельница)	99
II-6-39	П	Тюлькубайское	99
Ж е л е з о , т и т а н			
I-6-1	П	Бездорожное	222
I-6-22	П	Базарбайское	222
I-6-35	П	Базарбайское 1	222
II-8-20	П	Кенгуссайское	101
М а р г а н е ц			
I-4-1	П	Чеботаревское-1	211
I-4-2	П	Чеботаревское-2	211
I-4-5	П	Чеботаревское-3	211
I-4-6	П	Чеботаревское-4	211
I-4-7	П	Чеботаревское-5	211
I-4-13	П	Чеботаревское-6	211
I-4-14	П	Чеботаревское-7	211
I-4-15	ПМ	В 2,5 км на С от д. Каилово	80
I-4-19	ПМ	В 2,5 км на ССВ от д. Новосакмарск	80
I-4-35	ПМ	Т. н. в 10,5 км на ВСВ от д. Краснознаменка	80
I-4-40	ПМ	Т. н. в 11 км на ВЮВ от д. Краснознаменка	80
I-6-129	П	Степное	222
I-6-152	П	Новоорское	222
II-5-13	ММ	Аккермановское	99
II-6-26	П	Северо-Исимбайское	99
II-6-52	П	Кукбуктинское	211
Х р о м			
I-4-4	П	Восточно-Катралинский массив	80
I-4-11	П	Катралинская группа	80
I-4-16	П	Чураевский массив	80
I-5-28	ММ	Халиловская группа проявлений	80
I-5-36	ПМ	В 1 км ВСВ пос. Халилово	195

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-44	ПМ	В 12 км В пос. Халилово	195
I-6-45	П	В 2,5 км на С от пос. Речной	222
I-8-4	ММ	Выход «Северный» (в 4 км на Ю от пос. Тобольский)	101
I-8-5	ММ	Выход 32 (в 5 км на Ю от пос. Тобольский)	101
I-8-6	ММ	Аккаргинское (в 5,5 км на Ю от пос. Тобольский)	101
I-8-7	ММ	Выход 4-4а (в 6,5 км на Ю от пос. Тобольский)	101
II-4-17	П	Хмелевское	80
II-4-20	П	В 15 км на СЗ от д. Губерля	80
II-4-23	П	В 7 км на С от слияния рек Урал и Киндерля	80
II-4-26	П	В 7 км на С от слияния рек Урал и Вязовка	80
II-5-21	ММ	Хабарнинское	80
II-7-9	ММ	Кайрактинское	101
Т и т а н			
I-2-82	Р	Карагачинская	169
I-6-12	П	Сиенитовое	222
В а н а д и й			
I-6-44	П	Нурбайское	222
I-6-46	П	Нурбайское-1	222
Цветные металлы			
М е д ь			
I-2-2	П	Гора Сакмарская	169
I-2-4	П	Гребени-2	169
I-2-3	П	Гора Верблюжья	169
I-2-16	П	Студенцкое	169
I-2-27	П	Чебеньковское	169
I-2-29	П	Боевое	169
I-2-30	П	Вязовское северо-западное	169
I-2-34	П	Шубинское	169
I-2-35	П	Островное	169

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-41	П	Проявление скважины в 2,5 км на Ю от д. Чкалов	169
I-2-44	П	Вязовское	169
I-2-46	П	Вязовское юго-восточное	169
I-2-47	П	Островное центральное	169
I-2-60	П	Красноярское	169
I-2-64	П	Проявление скважины в 1,7 км на СЗ от д. Пугачевский	169
I-2-76	П	Цветочное	169
I-2-86	П	Ключевское	169
I-3-2	ПМ	Холмогорский	183
I-3-3	ПМ	Ново-Кульчумовский	183
I-3-4	ПМ	Туембетский	183
I-3-5	ПМ	Васильевский	183
I-3-10	ПМ	Ивановский	183
I-3-11	П	Богословское	183
I-3-12	ПМ	Красногорский	183
I-3-13	П	Сакмарское	183
I-3-14	П	Дмитриевское	183
I-3-15	П	Чанкинское	183
I-3-17	П	Белогорское	183
I-3-18	П	«Белогорский карьер» (ур. Белогоры, абс. от-метка 268)	183
I-3-22	П	Шиханское	183
I-3-35	П	Гирьяльское	183
I-3-37	ПМ	Алабайтальский	183
I-3-44	ПМ	Беляевский	183
I-3-45	П	Сургульское	183
I-4-8	ПМ	Акташский	80
I-4-20	П	Ярайское	80
I-4-43	П	Байкасовское	80
I-4-45	ПМ	В 4,5 км на З от д. Байкас	80
I-5-5	ПМ	В 5 км на ЗСЗ от д. Вишнёвое	195
I-5-11	ПМ	Новониколаевский	195
I-5-14	ПМ	Георгиевский	195
I-5-15	ПМ	В 1 км восточнее д. Уральск	195

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-16	ПМ	Уч-к Северо-Калиновский, в 4,5 км на ЮЮВ от д. Уральск	195
I-5-20	ПМ	В 3 км на С от д. Поповка	195
I-5-49	ПМ	Скв. №440 в 9 км на ЗСЗ от д. Банное	195
I-5-53	ПМ	Уч-к Репинский	195
I-6-23	ПМ	Северо-Кусемское	222
I-6-40	П	Нурбайское	222
I-6-67	ПМ	Кильтинское	222
I-6-73	ПМ	Южно-Кильтинское	222
I-6-83	П	Шиликтинское	222
I-6-88	ПМ	Ириклинское	222
I-6-93	ПМ	Суундукская балка в 3,5 км на С от пос. Добровольское	222
I-6-101	ПМ	Теренсайское	222
I-6-114	ПМ	Каинды-Кумакское	222
I-6-115	ПМ	Северо-Джусинское-II	222
I-6-134	ПМ	Золотая Горка	222
I-6-142	ПМ	Аномалия-28	222
I-6-147	ПМ	Жартыкольское	222
I-6-148	ПМ	Восточно-Крабутацкое	222
I-6-157	П	Полевой Стан	222
I-7-55	П	Скважина в 12 км на ЗЮЗ, вверх по течению р. Сасыксай	101
I-8-9	П	Североблакское	101
II-3-6	П	Карагаштинское	63
II-3-7	П	Восточно-Карагаштинское	63
II-3-17	П	2-е Западно-Кызыл-Адырское	154
II-3-18	П	1-е Западно-Кызыл-Адырское	154
II-4-1	П	Шурф, в 3 км на ССЗ от д. Кидрясово	31
II-4-2	П	Шнек, в 3 км на ВСВ от д. Кидрясово	31
II-4-4	П	Байкасовское	31
II-4-7	П	Шушагайское	31
II-4-9	П	Ижбулган	31
II-4-10	П	В 4 км на Ю от д. Якнаир	31
II-4-13	П	Южно-Хмелевское	31
II-4-16	П	Шнек, в 13 км на С от впадения р. Киндерли в р. Урал	31

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-4-19	П	Северо-Киндерлинское	31
II-4-33	П	Каработырское	31
II-5-1	П	Узембаевское	195
II-5-14	П	Аккермановское	195
II-5-31	П	Плакунское	196
II-5-36	П	Анастасьевское	195
II-6-8	П	Северо-Караусское	195
II-6-64	МС/Э	Летнее	195
II-6-69	МС/Э	Осеннее	195
II-6-98	П	Кызыл-Аше	195
II-7-28	П	Мечетное	101
II-7-55	П	Кокпектинское	101
II-7-63	П	Южно-Кокпектинское	101
II-7-97	П	Скважины в 5,8 км на С от пос. Светлый	101
II-7-100	П	Скважина в 8,5 км на СВ от пос. Светлый	101
II-7-102	П	Скважина в 4,5 км на СВ от пос. Светлый	101
II-7-116	П	Скважина в 11 км на Ю от пос. Светлый, ЮЗ берег оз. Шалкар-Егакара	101
II-8-4	П	Скважина №301 в 8,5 км на В от д. Блак	101
II-8-35	П	Северное	101
II-8-36	П	Широкий Бугор	101
II-8-45	МС	Светлинское	101
Медь, цинк			
I-4-25	МК	Блявинское	80,211
I-4-26	ПМ	Псячинский	80,211
I-4-28	П	Разумовское	80
I-4-30	П	Цесовское	80
I-4-31	П	Первонадеждинское	80
I-4-32	М	Комсомольское	80,211
I-4-33	МС/О	Яман-Касы	80,211
I-4-34	П	Саринское	80,211
I-5-1	П	Ново-Черкасское	194
I-5-6	П	Вишневленное	194
I-5-32	МК/Э	Гайское	194,211
I-6-39	П	Западно-Нурбайское	222
I-6-107	П	Северо-Джусинское-IV	222

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-138	П	Аномалия-31, в 11 км на СВ от д. Караганка	222
I-6-145	П	Аномалия-16, в 8,5 км на ВСВ от д. Караганка	222
I-6-146	П	Северо-Карабутацкое	222
I-6-149	П	Новоорское	222
I-8-12	П	Блакское 1	101
I-8-13	П	Блакское 2	101
II-4-25	П	Южно-Киндерлинское	196
II-4-28	П	Северо-Хабарнинское	196
II-5-9	МС	Орское	195
II-5-12	П	Орь-Кумакское	195
II-6-10	МС/О	Барсучий Лог	99
II-6-11	П	Аул-Кумакское	99
II-6-19	П	Можаровское	99
II-6-21	П	Шн-419	99
II-6-25	П	Ретрансляторное	99
II-6-27	П	Зимнее	99
II-6-29	П	Аномалия X, в 13,5 км на ЗСЗ от д. Акжарское	99
II-6-30	П	Северо-Восточное	99
II-6-31	П	Аномалия XIV, в 4,5 км на С от пос. Ащебутак	99
II-6-32	П	Центральное	99
II-6-33	П	Западно-Ащебутацкое	99
II-6-35	П	Бурожелезняковское	99
II-6-36	П	Новое	99
II-6-37	П	Исимбайское	99
II-6-46	П	Заречное	99
II-6-45	П	Ащебутак I	99
II-6-48	П	Аномалия IX, в 7,5 км на Ю от пос. Акжарское	99
II-6-49	П	Акжарское	99
II-6-50	П	Мазарское	99
II-6-51	П	Южное	99
II-6-53	П	Кустарниковое	99
II-6-62	П	Сурчиное	99
II-6-65	П	Западно-Джаилганское	99

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-68	П	Водопадное	99
II-6-78	П	Лучистое	99
II-6-79	П	Курмансайское	99
II-6-80	М	Левобережное	99
II-6-82	П	Посадское	99
II-6-90	П	Тассайское	99
II-6-103	П	Домбаровское II	99
II-6-104	П	Майское	99
II-6-105	П	Малдыгулсайское	99
III-6-3	МС/Э	Весенне-Аралчинское	99
Медь, цинк, свинец			
I-6-31	П	Скважина 549 в 2,5 км на ЮВ от д. Майский	222
I-6-94	П	Кумус-Тюбе	222
I-6-99	П	Теренсайское	222
I-6-109	П	Северо-Джусинское-III	222
I-6-116	П	Элеваторное	222
I-6-117	П	Северо-Джусинское-I	222
I-6-120	П	Западно-Джусинское	222
I-6-121	МС/Э	Джусинское	222
I-6-126	П	Верхне-Будамшинское	222
I-6-131	П	Южно-Джусинское-1	222
I-6-132	П	Южно-Джусинское-2	222
I-6-154	П	Аномалия-1, в 6 км на З от д. Карабутаг	222
II-6-1	П	Аномалия 1, в 2,5 км на ЮЗ от д. Карабутаг	99
II-6-2	П	В 2,2 км на ЮЮЗ от д. Карабутаг	99
II-6-3	П	Южно-Карабутагское	99
II-6-9	П	Р-414, в 3 км на С от д. Рассвет	99
II-6-13	П	Иссиргужинское	99
II-6-18	П	Радужное	99
II-7-35	П	Урожайное	101
Медь, кобальт			
I-5-31	П	Ишкинское	195
I-5-35	ПМ	В 4,5 км на ЮЮВ от д. Ишкинино	195
I-5-37	ПМ	В 5,5 км на ЮЮВ от д. Ишкинино	195

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Медь, молибден			
I-6-43	П	Кусемское	222
I-6-130	П	Ансукпай	222
II-6-63	П	Восточная зона	99
II-6-66	П	Джаилган	99
II-6-72	ММ/Э	Еленовское	99
II-6-73	П	Участок №3, в 4,5 км на В от д. Еленовка	99
II-6-84	П	Тритикольское	99
II-6-99	П	Ушкотинское	99
II-6-106	П	Домбаровское (Малдыгуслайское) III	99
Цинк, свинец и цинк			
I-6-61	П	Речное II (Pb, Zn)	222
II-7-61	ПМ	В 3 км на С от пос. Озерный	101
II-7-117	П	Скважины в 13 км на ЮЮВ от с/х Буруктальский	101
II-7-121	П	Шалкарское	101
Никель			
I-4-3	П	Катралы-Назаргуловское	80
I-4-17	П	Верхне-Григорьевское	80
I-4-21	П	Демьяновское	80
I-5-40	П	Воронежское	80
I-5-46	П	Южно-Халиловское	80
I-6-14	П	Северо-Жулдыбайское	222
I-6-25	П	В 11 км на восток от с/х Майский	222
I-6-53	П	Южно-Жулдыбайское	222
I-7-31	П	Шункуркольское	101
I-8-15	М	Аккаргинское, рудное тело 4	101
II-5-18	ММ/О	Аккермановское	196
II-5-20	П	Карьер 5/П	196
II-5-22	П	Ново-Плакунское	196
II-5-29	П	Горюнское	196
II-5-32	П	«18-я Казарма»	196
II-5-34	П	Южное	196
II-6-59	МС	Киембаевское (Афанасьевское)	99

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-87	П	Южно-Тритикольское	99
II-6-108	П	Южно-Ушкотинское	99
II-7-2	МС	Кайрактинское	101
II-7-34	П	Карашакольское	101
II-7-89	МС	Буруктальское, залежь VII	101
II-7-96	МС	Буруктальское, залежь VI	101
II-7-98	МС	Буруктальское, залежь V	101
II-7-99	МК	Буруктальское, залежь II	101
II-7-103	МК/Э	Буруктальское, залежь III	101
II-7-104	МК/Э	Буруктальское, залежь I	101
II-8-3	ММ	Аккаргинское	101
II-8-6	П	Скважина №218 в 11,5 км на юг от пос. Восточный	101
II-8-18	ММ	Аккаргинское 1	101
II-8-28	ММ	Коскольское	101
II-8-43	ММ	Буруктальское, залежь 10	101
II-8-46	ММ	Буруктальское, залежь 8	101
Н и к е л ь , ж е л е з о			
I-7-11	МС	Южно-Тасыбаевское	101
I-7-13	МС	Северо-Восточное Подольское	101
I-7-15	ММ	Западно-Подольское	101
I-7-58	ММ	Аниховское	101
М о л и б д е н			
I-6-10	П	Маячное	222
I-7-4	П	Алтуйское	101
I-7-33	П	Нововинницкое	101
II-6-23	П	Балка Соленая	99
II-6-42	П	Славенское	99
II-6-94	П	Нижнеушкотинское	99
III-6-9	МС	Восток	99
М о л и б д е н , в о л ь ф р а м			
I-7-38	П	Боетское	101
I-7-41	П	Джаныбайское	101
I-7-51	П	Аниховское	101
I-7-62	П	Карагачинское	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-101	П	Поток	
Вольфрам			
I-6-9	П	Октябрьское	222
I-6-133	П	Уч-к Северный	222
II-7-101	П	Скважина № 57 в 5 км на С от пос. Светлый	101
II-8-21	П	Айкенское	101
II-8-30	П	Скважина в 8 км на СВ от д. Какуль	101
Алюминий			
I-6-137	П	Карагандысайское	222
Висмут, бериллий, молибден			
I-6-85	П	Каменнологское	222
I-6-86	П	Елизаветинское	222
Редкие металлы и редкоземельные элементы			
Стронций			
II-3-8	П	Надеждинское	154
II-3-20	П	Кызыл-Адырское	154
II-3-21	П	Безымянное	154
II-4-32	П	Курашинский	154
Бериллий			
I-6-112	П	Баймуратское	222
I-6-158	П	Мечетинское	222
II-6-91	П	Нижнеушкотинское	99
II-7-81	П	Котансинское	101
II-7-82	П	Котансинское II	101
II-7-93	П	В 7,5 км на ВСВ от ст. Союзная	101
Тантал, бериллий, ниобий			
II-6-16	П	Кумакское	99
Ниобий			
II-7-72	П	Жетыколь	101
Цирконий			
II-8-29	Р	Коскольская россыпь	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Редкие земли			
I-6-27	П	Мироновское	222
I-6-104	П	Аномальное	222
II-7-118	П	Скважина 247, в 4,5 км на ЗЮЗ от д. Ряжский	101
III-6-4	П	Кугутыкское	101
Благородные металлы			
Золото			
I-4-27	ПМ	Псячинский	80
I-4-46	ПМ	Уч-к Кантан	80
I-5-33	ПМ	В 4,5 км на ВСВ от д. Ялнаир	195
I-5-48	ПМ	В 2,5 км на ССВ от слияния рек Губерля и Сухая Губерля	195
I-6-6	ММ/О	Каиндинское	222
I-6-8	П	Октябрьское	222
I-6-11	П	Коскульское	222
I-6-13	П	Восточно-Коскульское	222
I-6-15	ММ/О	Ненастное	222
I-6-20	ММ	Опушка	222
I-6-30	П	В 3 км ЮВ д. Майский	222
I-6-32	П	В 5 км ЮВ д. Майский	222
I-6-34	ММ/О	Урус-Кискен	222
I-6-38	ММ/О	Чертыковское	222
I-6-42	ММ/О	Мироновское	222
I-6-54	П	Карстовая Воронка	222
I-6-57	П	Северо-Восточное	222
I-6-66	ММ/О	Кусемское	222
I-6-72	ММ/О	Северо-Мещеряковское	222
I-6-80	П	Железная Гора	222
I-6-82	ММ/О	Шиликтинское	222
I-6-87	ММ	Мещеряковское	222
I-6-108	П	Теренсайское	222
I-6-122	П	Будамшинское	222
I-6-153	ММ/О	Западно-Карабутакское	222
I-7-1	ММ	Синешаханское, участок-2	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-7-2	ММ	Воскресенское	101
I-7-3	ММ	Прииск Николаевский	101
I-7-5	П	Солоники	101
I-7-7	ММ	Жила Вронского	101
I-7-8	ММ	Джанаспай	101
I-7-9	П	Аккудукское	101
I-7-10	ММ	Котлован	101
I-7-12	П	Каменецкая зона	101
I-7-18	П	Каменецкое	101
I-7-20	ММ	Белый Камень	101
I-7-22	П	Анеевское	101
I-7-25	ММ	Безьянное	101
I-7-28	П	Жарбутак 2	101
I-7-30	П	Жарбутак 1	101
I-7-32	П	Нововинницкое 1	101
I-7-34	П	Нововинницкое 2	101
I-7-48	П	Кокпектынсаяское	101
I-7-49	П	В 1,8 км на С от д. Мунтайка	101
I-7-50	П	Бостыбай 1	101
I-7-52	П	Бостыбай 2 (Попова балка)	101
I-7-54	П	В 12,5 км на ЗЮЗ от д. Мунтайка	101
I-7-56	П	Сасыксайское	101
I-7-63	П	Бостыбай 3	101
I-8-1	ММ	Бисмулла	101
I-8-2	П	Правотобольское (т. н. 2124)	101
I-8-3	ММ	Правотобольское	101
I-8-10	П	Скважина в 6,5 км на Ю от с/х Восточный	101
I-8-14	П	Аккаргинское	101
I-8-16	П	Ковыльное 1	101
II-3-2	Р	Буртинская	63
II-3-3	Р	Карагаштинская группа россыпей	63
II-3-4	Р	Карагачинская	63
II-3-5	Р	Тузлук-Кульская	63
II-3-10	Р	В 13,5 км ЮЮЗ с/х Бурлыкский (мелкая непромышленная россыпь)	63

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-3-14	P	Сандагашская (мелкая непромышленная россыпь)	63
II-3-15	P	В 11 км к ЮВ от д. Карагач, в среднем течении р. Муелды	63
II-3-16	P	Муелдинская (мелкая непромышленная россыпь)	63
II-3-27	P	Орловская	63
II-3-29	P	Кайратская	63
II-3-30	P	Северо-Браиловская	63
II-3-36	P	Южно-Браиловская (мелкая непромышленная россыпь)	63
II-3-38, 39	ШП	Шлиховой поток в верхнем и среднем течении р. Джамылчисай	63
II-4-3	P	Ижбулган	31
II-4-8	P	Красный Труд	31
II-4-11	P	Крым	31
II-4-21	P	Чебакла	31
II-4-30	ПМ	В 5,5 км на СВ от д. Ровный, в верхнем течении р. Киялы-Буртя	31
II-4-31	ПМ	В 3,4 км на СВ от д. Ровный, в среднем течении р. Киялы-Буртя	31
II-5-3	ПМ	В 3,5 км на ЮВ от д. Узембаево	80
II-5-16	ПМ	В 4,5 км на В от слияния рек Губерля и Каяла	80
II-5-27	ПМ	В 7,9 км на ЗЮЗ от с. Хабарное	196
II-5-30	ПМ	В 8 км на ЗЮЗ от с. Хабарное	196
II-6-38	П	Верхне-Тюлькубайское	99
II-6-44	П	Верхне-Славенское	99
II-7-1	П	В 3 км к В от с/х Обильный в среднем течении р. Кайракты	101
II-7-7	П	В 5 км на ЮЮВ от с/х Обильный	101
II-7-8	ММ	Цезарь	101
II-7-10	ММ	Ермак	101
II-7-11	ММ	Танин	101
II-7-12	ММ	Восточно-Тыкашинское	101
II-7-13	МС	Васин	101
II-7-14	ММ	Коммерческое	101
II-7-16	ММ	Тамара	101
II-7-17	ММ	Миля	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-7-19	Р	Проливной Байкал	101
II-7-20	ММ	Забайкальское	101
II-7-21	ММ	Амур	101
II-7-22	ММ	Зачиликсайское	101
II-7-23	ММ	Байкал	101
II-7-24	ММ	Хищник	101
II-7-25	ММ	Проливное	101
II-7-26	ММ	Центральное	101
II-7-27	ММ	Ефим	101
II-7-32	П	В 7,5 км на Ю от с/х Обильный	101
II-7-33	П	Западно-Урожайное (скв. 536)	101
II-7-36	П	Верблюжья Гора	101
II-7-37	МС	Кумак	101
II-7-38	Р	Итальянская	101
II-7-39	Р	Сальниковская Балка	101
II-7-40	ММ	Босфор-Галич	101
II-7-41	ММ	Кумак-Южный	101
II-7-42	ММ	Октябрь	101
II-7-43	Р	Босфор	101
II-7-44	П	Скважина в 3,5 км на ЮВ от пос. Кумак	101
II-7-45	ММ	Закия	101
II-7-47	ММ	Мечетное	101
II-7-48	Р	Поселковая	101
II-7-49	ММ	Смоленское	101
II-7-50	ММ	Ольгинское	101
II-7-51	ММ	Талицкое	101
II-7-52	ММ	Сабержан	101
II-7-53	ММ	Трио	101
II-7-54	П	Березитовый Увал	101
II-7-56	ММ	Сибирь	101
II-7-57	ММ	Новое	101
II-7-58	ММ	Петроградское	101
II-7-59	П	Скважина в 12,5 км на ЗСЗ от с/х Озерный	101
II-7-67	ММ	Биктас	101
II-7-76	П	Южная окраина д. Казанчи	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-7-77	П	Скважины в 1,5 км на юг от д. Казанчи	101
II-7-78	П	Скважины в 2 км на ЮЮВ от д. Казанчи	101
II-7-80	П	Полевой Стан	101
II-8-2	П	Скважина в 12,5 км на ЮЮВ от с/х Восточный, в среднем течении р. Ащису	101
II-8-5	П	Скважина 2190 в 10 км к ВСВ от д. Блак	101
II-8-7	П	Скважина в 12,5 км на Ю от с/х Восточный	101
II-8-8	П	Восточно-Кенгуссайское	101
II-8-9	ММ	Блак	101
II-8-10	ММ	Старый Блак	101
II-8-12	ММ	Блак (Жила 9)	101
II-8-13	ММ	Блак (Жила 14)	101
II-8-14	ММ	Блак (Жила 20)	101
II-8-15	П	Ковыльное 2	101
II-8-16	П	Скважина 476, в 5 км к ЮЗ от д. Ковыльный	101
II-8-17	П	Верхне-Аккаргинское	101
II-8-19	П	Скважина 377, в 15 км к ЗСЗ от с/х Актюбинский	101
II-8-22	П	Скважина 1087, в 13 км к З от с/х Актюбинский	101
II-8-23	П	Скважина 667, в 12, 5 км к З от с/х Актюбинский	101
II-8-31	Р	Коскольская	101
II-8-42	П	Айкенское	101
Серебро			
II-4-14	ПМ	В 13 км на СВ от д. Урал, в нижнем течении р. Елшанка	154
II-4-22	ПМ	В 3 км на СЗ от с. Подгорное	154
Радиоактивные элементы			
У р а н			
II-6-24	П	Слюдковское	99
II-6-47	П	Акжарское	99
II-6-67	П	Джаилганское	99
II-6-88	П	Аралтюбинское	99
II-6-100	П	Ушкотинское	99
II-7-87	П	Аккудукское	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-7-107	П	Желтинское	101
III-6-1	П	Малдыгулсайское	101
III-6-2	П	Домбаровское	101
III. НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптические материалы			
Кварц пьезооптический			
I-6-3	П	В 8 км на ЗСЗ от с/х Красноярский	222
I-6-7	П	Коскульское	222
I-6-41	П	Нурбай	222
I-6-51	П	В 5 км, от ст. Шильда на север	222
I-6-52	П	В 10 км на СВ ст. Шильда	222
I-6-60	МС	Теренсайское (участок Джаман-Акджар)	222
I-6-62	ММ	Северо-Восточное	222
I-6-64	ММ	Теренсайское (участок Речной)	222
I-6-78	ММ	Мироновское	222
I-6-96	ММ	Кумус-Тюбе	222
I-6-102	П	Участок Сигнальный	222
I-6-103	ММ	Участок Северный	222
I-6-110	ММ	Теренсайское	222
I-6-113	П	Северо-Аршалинское	222
I-6-118	П	Жильное поле-5	222
Кварц для плавки			
I-6-103	ММ	Северо-Мироновское	222
I-7-26	ММ	Брацлавское (Белый Камень)	101
II-6-12	П	В 8,5 км на ЮЮЗ от д. Осетин	99
II-7-85	П	Жандыкольское	101
Химическое сырьё			
Флюорит			
I-6-4	П	Маячное	222
I-6-71	П	Мещеряковское	222
Барит			
I-6-75	ММ	Баритовая Жила	222

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Известняк флюсовый			
II-5-14	МК/Э	Аккермановское	48
II-6-17	МК	Акжарское	99
II-6-97	МС	Ушкотинское	99
Минеральные удобрения			
Фосфорит			
I-1-13	П	Чесноковское	169
I-2-49	П	Островное	169
I-4-39	П	Сухогашское	211
I-4-41	ММ	Блявинское	211
I-4-44	П	Крымское	211
II-1-9	ММ	Хутор Нагорный	100
II-1-10	П	Ветлянское	100
II-1-23	П	Канисайское	100
II-1-31	П	Мечетка	100
II-2-12	П	Карабутакское	100
II-4-6	П	Крымское	31
Керамическое и огнеупорное сырье			
Кварцевые пески			
I-2-14	П	Зыковское	169
I-2-80	П	Карагачинское	169
I-3-36	П	Гирьяльское	183
II-6-76	ММ	Кужанберлинское	99
Каолин			
I-6-28	П	В 4,5 км к ССВ от с/х Энбекши	
I-6-77	П	В 7 км на ЮЮВ от пос. Речной	222
I-6-84	П	Кумус-Тюбинское	222
I-6-98	ММ	Теренсайское	222
I-6-151	П	«Скв-269», в 4,5 км на В от с/х Плодовый	222
I-7-16	П	Южно-Подольское	101
I-7-19	П	Анеевское	101
I-7-59	П	Джасайское	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-7-64	П	Сасык	101
I-7-65	П	Новое	101
I-7-66	П	Курган	101
II-6-55	П	Киёмбаевское	99
II-6-77	МС	Домбаровское	99
II-6-83	П	Богоявленское	99
II-6-85	П	Северо-Ушкотинское	99
II-6-86	П	Южно-Богоявленское	99
II-6-89	МК	Архангельское	99
II-6-107	П	Кошенсайское	99
II-7-31	П	Придорожное	101
II-7-86	П	Линейное	101
II-7-94	МК	Ковыльное	101
II-7-105	П	Гостеприимное	101
II-7-111	П	Южное	101
II-8-25	П	Коскольское 2	101
II-8-33	П	Коскольское	101
III-6-5	МК/Э	Южно-Ушкотинское	99
III-6-6	П	Саздинское	99
III-6-7	П	Среднеушкотинское	99
Глины огнеупорные и керамические			
I-2-71	П	Букобайское	169
I-3-16	П	Белогорское	183
II-5-6	МК/О	Кумакское	211
I-6-48	П	В 11,5 км восточнее с/х Энбекши	222
I-6-49	П	В 12 км восточнее с/х Энбекши	222
I-6-50	П	В 6 км на С от ст. Шильда	222
I-6-56	П	В 6 км на СВ от ст. Шильда	222
I-6-68	ММ	Южно-Шильдинское	222
I-6-155	ММ	В 1,7 км севернее д. Осетин	222
I-6-156	ММ	В 0,8 км к СВ от д. Осетин	222
II-6-54	П	Скважина 671, в 7 км к ЮЗ от пос. Ацибутак	99
II-6-61	П	Скважина, в 12,5 км к ЮЗ от пос. Ацибутак	99
Кианит			
I-6-95	П	Кумус-Тюбе	222

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Волластонит			
I-6-123	П	Белополье	222
Доломит огнеупорный			
I-6-2	ММ	Крыклинское	222
II-6-5	ММ	Мечетинское	99
Горнотехническое сырье			
Асбест			
I-4-10	П	Катралинское	80
I-4-37	П	Сухоташское	80
I-5-30	П	Ишкинское	195
I-6-33	П	Энбекшинское	222
I-6-55	П	«Скважина 266», в 1 км на СВ от пос. Речной	222
I-6-70	П	Дайковое	222
I-6-106	П	Баймуратское	222
I-6-124	П	Южно-Арчалинское	222
I-7-14	П	Подольское	101
I-7-27	П	Белый Камень	101
I-8-8	П	Аккаргинское	101
II-4-5	П	В 1,5 км от д. Ялнаир, вверх по течению р. Чебаклы	31
II-4-15	П	Подгорное	31
II-4-24	П	Коноплянское третье	31
II-4-27	П	Коноплянское второе	31
II-5-28	П	В 7,5 км к ВЮВ от д. Губерля	31
II-5-33	П	«Чилижный дол»	31
II-6-40	П	Северо-Карабутакское	99
II-6-58	МК/Э	Киёмбаевское	99
II-7-79	П	V участок	101
Мусковит			
II-6-20	П	Соленая Балка	99
II-6-28	П	Землемерное	99
II-6-102	П	Ушкотинское	99
II-7-64	П	Второй участок	101
II-7-65	П	Третий участок	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-7-71	П	Озерное	101
II-7-74	П	В 12,5 км на ЗЮЗ от д. Казанчи	101
II-7-75	П	Морозовское	101
III-6-8	П	Саздинское	99
Т а л ь к			
I-4-18	МК	Ишановское	
I-5-39	П	Каялинское	
I-6-17	П	В 7 км севернее д. Энбекши	222
I-6-29	П	В 5 км на ССЗ от д. Базарбай	222
I-6-47	П	На южной окраине д. Энбекши	222
I-6-59	П	Мироновское	222
I-6-69	П	Южно-Шильдинское	222
I-6-105	П	Баймуратское	222
I-7-17	П	Тюлеспай 2	101
II-6-56	П	Киембаевское	99
II-6-74	П	Волчья Балка	99
II-7-84	П	Домбар	99
Г р а ф и т			
I-6-37	П	Энбекшинское	222
I-6-76	П	Шиликтинское	222
I-6-111	П	Бескрюковское	222
II-6-34	П	Акджарское	99
М а г н е з и т			
I-4-4	П	Катралинское	
I-5-47	МС	Халиловское	
I-6-58	П	В 4 км на ЮЗ от д. Базарбай в нижнем течении р. Суундук	222
II-6-57	П	Киембаевское	99
Ц е о л и т ы			
I-6-90	П	«Скв.-304», в 6 км на ЮЮЗ от д. Севастополь	222
Драгоценные и поделочные камни			
А л м а з ы			
II-4-12	ПМ	Россыпь Крым	211

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Изумруды			
II-7-60	П	Карасу	101
II-7-82	П	Котансинское II	101
Халцедоны			
I-6-19	П	Мироновское	222
I-6-26	П	Восточно-Мироновское	222
Агаты			
I-5-26	П	Красивое	195
Яшмы			
I-5-24	ММ	Северо-Калиновское	211
I-5-38	ММ	Калиновское	211
I-5-54	ММ	Казах-Чиккан	211
II-5-24	МС/Э	Гора Полковник	211
II-5-35	П	Анастасьевское	211
Лиственины			
II-6-15	П	В 13,5 км на Ю от д. Осетин, на р. Кумак	99
Строительные материалы			
а) Магматические породы			
Граниты			
I-6-65	МС	Южно-Базарбайское	222
I-6-79	МС	Елизаветинское	222
I-6-125	МС	Дунинское	222
I-6-127	МС/Э	Яршаллинское	222
I-6-141	МК/Э	Новоорское	222
I-6-144	МК	Ульяновское	222
I-7-6	ММ	Алтуйское	101
I-7-21	ММ	Каменецкое	101
I-7-23	ММ	Анеевское	101
I-7-24	ММ	Акташскинское	101
I-7-29	ММ	Жарбутацкое	101
I-7-47	ММ	Аниховское	101
I-7-60	ММ	Кайрактинское	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-43	ММ	Каменная балка	99
II-6-92	МС	Ушкатынское	99
II-7-3	МС	Джабыгасайское	101
II-7-6	ММ	В 5 км на ЮВ от с/х Новосовхозный	101
II-7-73	ММ	В 6 км на СВ от с/х Веселовский	101
II-7-83	ММ	Котансуйское	101
II-7-90	ММ	Карасубайское	101
II-7-92	МС	Озерное	101
II-7-106	МК	Буруктальское	101
II-8-24	ММ	В 5 км на ССВ от д. Коскуль	101
II-8-26	ММ	Коскольское	101
Диорит			
I-7-42	ММ	Комсомольское	101
Габбро, серпентинит			
I-5-19	МК/Э	Новокиевское	
I-7-40	ММ	Сарьобинское	101
I-7-44	ММ	Западно-Аниховское	101
II-7-4	ММ	Безымянное 1	101
II-7-15	ММ	Кайрактинское	101
II-7-29	ММ	Безымянное 2	101
II-8-48	ММ/Э	Спутник-2	101
Кислые эффузивные породы			
I-4-36	ММ/Э	Медногорское	48
Основные эффузивные породы			
II-7-68	ММ	В 1,5 км на В от пос. Озерный	101
I-5-21	МК	Кувацкое	48
II-5-7	МК/Э	Круторожинское	48
II-6-81	ММ	Курмансайское	48
II-7-38	ММ	Шиликтысайское	101
Туфы			
I-6-135	ММ	Мусогатское	48
I-7-39	ММ	Сарьобинское	48

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-11	МК/Э	Гудроновское	48
II-6-71	ММ	Еленовское	48
б) Осадочные карбонатные породы			
М р а м о р ы			
I-6-5	ММ	Суундукское	222
I-6-18	ММ	Мироновское	222
I-6-36	ММ	В 6,5 км на ЮВ от д. Майский	222
I-6-97	ММ	Каинды-Кумакское I	222
I-6-100	ММ	Кызылкольское	222
II-6-4	ММ	В 1,5 км на ЮЗ от д. Осетин	99
II-6-14	ММ	Джарлинское	99
И з в е с т н я к			
I-2-5	ММ	Сакмарское (участок Гора Гребени)	169
I-2-8	МС	Хусаинова Гора	169
I-2-19	ММ	Гора Маяк	169
I-2-23	ММ	Нежинское	169
I-2-37	ММ	Гора Сулак	169
I-3-31	ММ	Южно-Кондуоровское	169
I-5-12	МС/Э	Ириклинское	222
I-6-81	ММ	Мубартауское	222
I-6-91	ММ	Солончатское	222
I-6-119	ММ	Джусинское	222
I-6-128	ММ	Высотное	222
I-7-43	ММ	Джурунтальское	101
I-7-57	ММ	Кайрактинское	101
II-1-8	ММ	Землянское	48
II-1-21	ММ	Дивнопольское	48
II-1-27	ММ	Канисайское-2	48
II-1-28	ММ	Канисайское-1	48
II-2-24	ММ	Новоуспенское	48
II-6-7	ММ	Кумакское	99
II-6-70	ММ	Еленовское	99
II-7-62	ММ	Верхнекумское	101
II-7-88	ММ	Буруктальское	101

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Д о л о м и т			
I-6-2	ММ	Суундукское-2	222
М е л			
II-2-5	МК/Э	Акбулакское	222
II-2-6	ММ	Покровское	222
II-3-26	ММ	Бурлашанское	63
II-3-34	ММ	Куртасское	63
в) Осадочные глинистые породы			
Глины кирпичные, черепичные и гончарные			
I-1-11	ММ	Подгородне-Покровское	169
I-1-12	ММ/О	Чесноковское	169
I-1-16	ММ	Краснохолмское	169
I-2-7	ММ	Кушкульское	169
I-2-48	ММ	Алимсайское	169
I-2-70	ММ	Букобайское	169
I-2-87	ММ	Ключевское	169
I-3-6	ММ	Черкаское	48
I-3-43	ММ	Беляевское	48
I-4-42	ММ	Блявинское	48
I-5-13	ММ	В 13,5 км на СВ от д. Новопокровка	195
I-5-55	ММ	Новоорское	48
I-7-37	ММ	Северо-Аниховское	101
I-7-45	ММ	Восточно-Аниховское	101
I-7-46	ММ	Жанабайское	101
I-7-53	ММ	Джурунтальское	101
I-7-67	ММ	Сасыкское	101
II-1-7	ММ	Белоглинское	48
II-1-19	ММ	Галечный Овраг	48
II-1-26	ММ	Галечная Гора	48
II-1-29	ММ	Уч-к Основной	48
II-1-32	ММ/Э	Линевское	48
II-1-34	ММ	Соль-Илецкое	48
II-2-14	ММ/Э	Левобережное	48

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-34	ММ	Соль-Илецкое	48
II-5-5	ММ	Алимбетовское	48
II-5-23	ММ	Звероферма (участок 2)	48
II-5-25	ММ	Первомайское	48
II-6-75	ММ	Верхне- Киембаевское	99
II-7-66	ММ	В 8 км на З от пос. Озерный	101
II-7-91	ММ	Керуембаевское	101
II-7-95	ММ	Карамолинское	101
II-7-108	ММ	Буруктальское	101
II-7-113	ММ	Егакаринское (западное)	101
II-7-114	ММ	Егакаринское (восточное)	101
II-7-115	ММ	Шалкарегакаринское	101
II-7-119	ММ	Егакаринское (южное)	101
Глины цементные			
II-2-5	МС/Э	Акбулакское	48
II-5-10	МК/Э	Новотроицкое	48
Глины керамзитовые			
I-2-52	МК/Э	Южно-Оренбургское	169
II-1-25	ММ	Ветлянское	48
II-2-8	МС	Акбулакское	100
II-5-19	МС/Э	Воскресенское	100
г) Осадочные обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
I-2-6	МК/Э	Дворики	48
I-3-34	ММ	Дубиновское	48
II-2-4	ММ/О	Григорьевское	48
II-2-10	ММ/Э	Нагумановское	48
Песок строительный			
I-2-13	ММ	Зыковское	169
I-2-57	ММ/Э	Бердянское	169
I-2-66	ММ/Э	Желандайское	169
I-2-69	ММ/О	Михайловское	169
I-2-81	МС	Карагачинское	169

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-3	ММ	Сарбай-Баканское	48
I-5-8	ММ	Ново-Петропавловское	48
I-5-43	ММ	Нарбулатовское	48
I-6-143	ММ	Джарлинское	222
II-1-20	ММ	Соль-Илецкое	48
II-1-33	ММ	Люсинское	48
II-2-7	ММ	Акбулакское	48
II-3-1	ММ/Э	Воротовское	48
II-5-2	ММ/Э	Губерлинское	48
II-5-25	ММ/О	Орское	48
II-5-26	ММ	Оринское	48
II-7-109	ММ	Буруктальское	101
II-7-110	ММ	Озерное	101
II-7-112	ММ	Егакаринское	101
II-8-32	ММ	Коскольское	101
II-8-34	ММ	Жетыкольское	101
II-8-49	ММ	Талдыаша	101
Песчаник			
I-7-61	ММ	Кайрактинское	101
I-7-68	ММ	Обильненское	101
Прочие ископаемые			
Г и п с			
I-2-25	КМ/О	Нежинское	169
I-2-43	П	Джуан-Тюбинское	169
I-2-45	П	Вязовское	169
I-2-61	П	Красноярское	169
I-3-19	П	Белогорское	183
I-3-29	П	Кондуоровское	183
I-3-30	П	Зиянчуринское	183
I-3-33	П	Рамбетовское	183
I-3-39	МС/О	Голубиняя Гора	183
I-3-40	МК/Э	Слудная Гора	183
I-3-41	П	Резинское	183
I-3-42	МС	Три Карста	183
II-3-9	П	Камбинское	183

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-3-19	П	Кызыл-Адырское	154
II-3-31	П	Муелдинское	154
II-3-32	П	Воздвиженское	154
II-8-37	П	Тущесайское I	101
II-8-39	П	Батпакты (т. 2389), в 9 км на СЗ оз. Айке	101
II-8-40	П	Тущесайское II	101
Кварцит			
I-4-12	ММ/О	Поимское	211
I-4-22	ММ/О	Имелля-Покровское	211
I-7-35	ММ	Сарыобинское	101
I-7-36	ММ	Сарыобинское 1	101
I-8-11	ММ	Верблюды	101
I-8-17	П	Т. н. 2402 (ск. Белая)	101
II-3-11	П	В 14 км на ВЮВ от д. Карагач	63
II-3-13	П	Восточно-Сазанское	63
II-3-28	П	Искровское	63
II-3-33	П	Восточное	63
II-3-35	П	Тасубинское	63
II-3-37	П	Кунтусайское	63
II-7-5	ММ	Северное Кокшокинское	101
II-7-30	ММ	Косшокинское	101
II-7-120	ММ/О	Игизское	101
II-8-1	ММ	Ащисуйское	101
II-8-38	ММ	Тущесайское	101
II-8-41	ММ	Айкенское	101
II-8-44	П	В 12,5 км на ВСВ от с/х Первомайский	101
II-8-47	П	В 10 км на С от с/х Первомайский	101
II-8-50	ММ	Кенгуссайское	101
II-8-51	ММ	Игизкаринское	101
Трепел, опока			
I-4-23	МС	Мантулинское	211
I-4-24	МС	Саринское	211
I-6-140	П	В 6 км к ССВ от пос. Новоорск	211
II-2-5	МС/Э	Акбулакское	211

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Маршаллит (песок формовочный)			
I-6-21	ММ	В 5,5 км на С от д. Энбекши	222
I-6-24	ММ	В 10 км на В от д. Майский	222
Глины буровые			
I-1-17	ММ/О	Никольское	169
I-2-26	МС/О	Зыковское	169
I-2-55	ММ/О	Бердянское	169
I-2-56	ММ	Желандовское	169
I-3-23	ММ	Желтое	183
I-3-28	ММ	Активное	183
I-3-38	ММ/О	Алабайтальское	183
I-4-29	МС/Э	Саринское	48
I-6-74	ММ	В 7,5 км на ЮЗ от пос. Речной	222
I-6-89	ММ	В 11 км на ЮЮВ от пос. Речной	222
II-1-3	ММ	Братское	48
II-1-4	ММ	Линевское	48
II-2-11	ММ	Рассвет	48
II-4-29	ММ	Приуральское	48
II-5-4	ММ/Э	Ижбердинское	48
Глины красочные			
I-2-65	ММ	Михайловское	169
I-5-42	П	Воронежское	48
I-5-50	П	Воскресенское	48
II-1-7	СМ	Белоглинское	48
Асфальтит			
I-3-9	ММ	Каировское	183
IV. СОЛИ			
Соли натриевые (галит)			
I-1-4	МК	Струковское	169
II-2-2	МК/Э	Илецкое	211
Соли калиевые (сильвин и др.)			
I-1-6	П	Струковское	169

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоенности*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Соли смешанного состава			
I-2-24	П	Нежинское	169
I-2-42	П	Джуан-Тюбинское	169
I-2-62	ММ	Красноярское	169
V. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ			
Минеральные промышленные воды			
Бромные			
I-1-14	П	Оренбургское	169
I-2-32	П	Восточно-Оренбургское	169
Йодо-бромные			
I-1-2	П	Борисовское	169
I-1-7	П	Шуваловское	169
I-1-19	П	Филипповское	169
I-2-68	П	Черниговское	169
I-2-54	П	Комаровское	169
I-2-78	П	Бердянское	169
Минеральные лечебные воды			
Без разделения по составу			
I-1-10	П	МНТК «Микрохирургия глаза»	169
I-2-11	П	Санатория-профилактория «Озон»	169
I-2-12	П	Цеха безалкогольных напитков №1 Оренбургского пивзавода	169
I-2-15	П	Участок санатория-профилактория «Русь»	169
I-2-17	П	Цеха безалкогольных напитков Облпотребсоюза	169
I-2-18	П	Санатория-профилактория «Солнечный»	169
I-2-20	П	Санатория-профилактория «Оренбургский»	169
I-2-21	П	В районе пос. Ростоши	169
I-2-22	П	Медсанчасть «Оренбурггазпром»	169
I-2-28	П	Санатория-профилактория «Строитель»	169
I-2-33	П	Санатория-профилактория «Дубовая Роща»	169
I-2-36	П	Цеха безалкогольных напитков ТЗБ «Оренбурггазпром»	169
I-2-38	П	Цеха безалкогольных напитков №2 Оренбургского пивзавода	169

Индекс квадрата и номер объекта	Ранг объекта, размер месторождения и степень его освоённости*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-51	П	Южно-Оренбургское	169
II -5-37	П	Орское	194
Питьевые воды			
Пресные воды			
I-1-8	ММ	Сыртинское	169
I-1-21	ММ	Донгузское	169
I-2-9	ММ/Э	Кушкульское	169
I-2-10	МК/Э	Сакмарское	169
I-2-15	ММ	Знаменское	169
I-2-31	ММ	Пречистенское	169
I-2-39	МК/Э	Оренбургское (Уральский участок)	169
I-2-40	МК/Э	Оренбургское (Ивановский участок)	169
I-2-77	ММ	Буртинское	169
I-2-83	ММ	Авангардное	169
I-3-7	ММ	Саракташское	183
I-3-8	ММ	Каировское	183
I-3-24	ММ	Камышинское	183
I-3-25	ММ	Красногорское	183
I-3-27	ММ	Белгородское	183
I-3-32	ММ	Гирьяльское	183
I-3-46	ММ	Беляевское	183
I-4-47	ММ	Рамазановское	80
I-4-48	ММ	Кувандыкское	80
I-5-25	МС/Э	Гайское	194
I-6-159	ММ	Красноярское	222
II-1-34	ММ	Люсинское	100
II-1-35	ММ	Люсинское 1	100
II-5-8	МК/Э	Орское	194
II-5-37	ММ	Новотроицкое	194
II-5-38	ММ	Аккермановское	194
II-6-41	ММ/Э	Славенское	99
II-6-95	ММ	Ушкотинское Центральное	99
II-6-96	ММ	Ушкотинское Северное	99
II-7-18	ММ	Кумакское	101

Принятые сокращения: М – месторождение; МК – месторождение крупное; МС – месторождение среднее; ММ – месторождение малое; П – проявление; ПМ – пункт минерализации. Степень освоённости месторождения: Э – эксплуатируемое, О – отработанное.

**Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов
к листу Госгеолкарты-1000/3 М-40 (Оренбург) с клапаном М-41**

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Вид полезного ископаемого	Площадь S, км ²	Прогнозные ресурсы (тыс. т; для железа, марганца, хрома – млн т, для золота – т)			Завершенная стадия работ	Рекомендуемые виды работ	Источник информации
			P ₁	P ₂	P ₃			
2. Южно-Предуральская меднорудная гипсоносно-соленосная минералогическая зона								
2.0.1. Салмышский меднорудный узел потенциальный	Медь	883			198	ГК-1000/3	Поиски второй очереди	169
2.0.2. Вязовский меднорудный узел потенциальный	Медь	815			156	ГК-1000/3	Поиски первой очереди	169,183
2.0.3. Саракташский меднорудный узел потенциальный	Медь	467		19,8	75	ГК-1000/3	Поиски второй очереди	183
3. Зиганская фосфоритносная железо-марганцеворудная минералогическая зона						ГК-1000/3		
3.0.1. Караадырская стронциеворудная зона потенциальная	Стронций (SrO)	212			2500	ГК-1000/3	Поиски второй очереди	154
3.0.2. Куруильский марганцеворудный узел потенциальный	Марганец	613		89,1	64,9	ГК-1000/3	Поиски первой очереди	211
6. Западно-Магнитогорская хромитосная марганцево-золото-меднорудная минералогическая зона								
6.0.1. Медногорский цинково-меднорудный узел*	Медь Цинк	579			400 500	ГС-50		211,80

10.0.2. Николаевско-Солоникский золоторудный узел	Золото	80,2			36,5	ГДП-200	Поиски второй очереди	101
10.0.3. Нововинницкий молибденово-золоторудный узел потенциальный	Золото	98			31	ГДП-200	Поиски второй очереди	101
10.0.4. Бастыбайский вольфрамowo-молибденово-золоторудный узел потенциальный	Золото Молибден Вольфрам (WO ₃)	96,3			40 38,8 14,4	ГДП-200	Поиски второй очереди	101
10.0.5. Кумакский золоторудный узел*	Золото	192,8	22	23	112,9	ГС-50 ГДП-200		101
10.0.6. Славенско-Ушкатинская медно-никелево-молибденоворудная зона	Молибден Медь	560			106 180	ГК-1000/3	Поиски первой очереди	101,99
11. Троицко-Маринновская слононосная никелево-медно-золоторудная минерагеническая зона								
11.0.1. Тюлеспайский никелево-золоторудный узел	Золото	102,5			28	ГДП-200	Поиски второй очереди	101
11.0.2. Джарбутакский золото-вольфрамowo-молибденоворудный узел потенциальный	Молибден Вольфрам (WO ₃) Золото	157		80,6 30	8 3 40	ГДП-200	Поиски второй очереди	101
11.0.3. Котансу-Жабыгский медно-золоторудный узел	Золото Медь	200			20 156	ГДП-200	Поиски второй очереди	101
11.0.4. Котансинско-Керуембаевский молибденово-бериллиеворудный (с изумрудом) узел потенциальный	Молибден Вольфрам (WO ₃), Бериллий (BeO), Изумруд	175			68,6 18,4 29,4 24,3 кг	ГДП-200	Поиски второй очереди	101
11.0.5. Озерный медно-золоторудный узел	Медь Цинк Золото	735		100 100	590 200 65	ГС-50 ГДП-200	Поиски второй очереди	101
11.0.6. Светлинско-Буруктаьский медно-никелеворудный узел*	Медь Золото	428			390 30	ГДП-200	Поиски второй очереди	101

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Вид полезного ископаемого	Площадь S, км ²	Прогнозные ресурсы (тыс. т; для железа, марганца, хрома – млн т, для золота – т)			Завершенная стадия работ	Рекомендуемые виды работ	Источник информации
			P ₁	P ₂	P ₃			
11.0.7. Коскольский каолиновый узел потенциальный	Каолин	114,3		126	285	ГДП-200	Поиски первой очереди	101
11.1. Ащисуйско-Полевской медно-хромово-никелево-золоторудный район	Золото	1319			249	ГС-50	ГМК-200	101
13. Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерагеническая зона								
13.0.1. Соколовский золотороссыпной прогнозируемый узел*	Золото россыпное	826			2,2	ГС-50 ГДП-200	Поиски второй очереди	211
14. Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона								
14.0.1. Саринский золотороссыпной узел*	Золото россыпное	96		0,5	3,9	ГС-50 ГДП-200	Поиски второй очереди	211

В силу высокой изученности таксона рекомендации по дальнейшему изучению не приводятся.

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых
к листу Госгеолкарты-1000/3 М-40 (Оренбург) с клапаном М-41**

Группа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Черные металлы	Железо	1 рудный узел	P ₂	1,0 млн т
	Хром	1 рудный узел	P ₂	0,7 млн т
	Марганец	1 рудный узел	P ₂ P ₃	89,1 64,9
Цветные металлы	Медь	1 рудный район 9 рудных узлов 1 рудная зона	P ₂ P ₃	100 тыс. т 2760 тыс. т
	Цинк	1 рудный район 3 рудных узла	P ₂ P ₃	100 тыс. т 1024 тыс. т
	Молибден	3 рудных узла 1 рудная зона	P ₂ P ₃	80,6 тыс. т 157,4 тыс. т
	Вольфрам	3 рудных узла	P ₂ P ₃	30 тыс. т 35,8 тыс. т
Редкие металлы	Стронций	1 рудный узел		2,5 млн т
	Бериллий	1 рудный узел	P ₃	29,4 тыс. т
Благородные металлы	Золото коренное	2 рудных района 9 комплексных и золото-рудных узлов	P ₁ P ₂ P ₃	22 т 23 т 514,9
	Золото россыпное	2 золото-россыпных узла	P ₂ P ₃	2,2 т 3,9 т
Керамическое и огнеупорное сырье	Каолин	1 узел	P ₂ P ₃	126 млн т 285 млн т
Драгоценные и поделочные камни	Изумруд	1 рудный узел	P ₃	24,3 кг

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Гостгеолкарты-1000/3 листа М-40 (Оренбург) с клапаном М-41 перспективных объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
	на начало работ	по результатам работ		
Марганец 3.0.2. Куруильский марганцеворудный узел потенциальный	$P_2 = 89,1$ млн т	$P_2 = 89,1$ млн т $P_3 = 64,9$ млн т	+64,9	СП-2
Медь 2.0.1. Салмышский меднорудный узел потенциальный		$P_3 = 198$ тыс. т	+198	СП-2
2.0.2. Вязовский меднорудный узел потенциальный		$P_3 = 156$ тыс. т	+156	СП-1
2.0.3. Саракташский меднорудный узел потенциальный	$P_2 = 19,8$ тыс. т	$P_2 = 19,8$ тыс. т $P_3 = 75$ тыс. т	+75	СП-2
7.0.1. Ащевутацкий цинково-меднорудный узел потенциальный	$P_3 = 180$ тыс. т	$P_3 = 220$ тыс. т	+40	СП-1
Цинк 7.0.1. Ащевутацкий цинково-меднорудный узел потенциальный	$P_3 = 220$ тыс. т	$P_3 = 275$ тыс. т	+55	СП-1
Стронций 3.0.1. Караадырская стронциеворудная зона потенциальная		$P_3 = 2,5$ млн т.	+2,5	СП-1
Молибден 10.0.6. Славенско-Ушкатинская медно-никелево-молибденоворудная зона		$P_3 = 42$ тыс. т	+42	СП-1
Золото 8.0.1. Коскульский золоторудный узел		20 т	+20	ПО1
11.1. Ащисуйско-Полевской рудный район		$P_3 = 249$ т	+249	ГМК-200

**Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений
и буровых скважин, показанных на геологической карте
и карте плиоцен-четвертичных образований**

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
На геологической карте		
1	Скважина, 4165 м, вскрывает разрез нижнего карбона, девона и венда	168, 1
2	Опорное обнажение, граница перми и триаса	168, 5
3	Скважина, 4160 м, вскрывает разрез нижнего карбона и девона	168, 6
4	Скважина, 3969 м, вскрывает разрез нижнего девона	168, 20
5	Скважина, 3966 м, вскрывает разрез франа и живета	168, 15
6	Скважина, 1614 м, вскрывает разрез иренского горизонта нижней перми	168, 25
7	Опорный разрез «Большой овраг» (аманакская свита перми)	168, 4
8	Опорный разрез малокинельской свиты верхней перми	168, 47
9	Скважина, 3942 м, вскрывает разрез перми, карбона и девона	168, 42
10	Опорное обнажение – фрагмент разреза малокинельской свиты	168, 52
11	Скважина, 4197 м, вскрывает разрез ордовика	168, 58
12	Скважина, 3814 м, вскрывает разрез нижнего карбона и девона	168, 60
13	Скважина, 350 м, вскрывает калиновскую свиту средней перми	169, 3
14	Опорное обнажение салмышской свиты средней перми	169, 7
15	Скважина, 65 м, вскрывает гребенскую свиту средней перми	169, 8
16	Скважина, 3700 м, вскрывает разрез девона и ордовика	169, 20
17	Скважина, 222 м, вскрывает блюментальскую серию нижнего триаса	169, 13
18	Скважина, 100 м, вскрывает кульчумовскую свиту верхней перми	169, 17
19	Опорное обнажение блюментальской серии триаса с остатками тетрапод	183, 16
20	Опорное обнажение (отложения донгузской свиты с флорой среднего триаса)	183, 1
21	Опорное обнажение, контакт триаса и перми, охарактеризованный остатками тетрапод	183, 3
22	Опорное обнажение вятского горизонта с комплексом остракод	183, 17
23	Опорное обнажение, разрез белебеевской свиты, возраст которой датируется по остаткам остракод	183, 8

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
24	Опорное обнажение, отложения вятского горизонта с остатками остракод этого возраста	183, 1015
25	Скважина, 10 м, вскрывает разрез морских отложений акчагыльского времени, охарактеризованных остатками остракод и фораминифер, а также миоценовые образования	183, 1
26	Скважина, 5228,7 м, вскрывает разрез перми и верхнего карбона. Редкая фауна пелеципод нижней перми и карбона	183, 11
27	Скважина, 5600 м, вскрывает разрез среднего и нижнего карбона и девона с водорослевыми известняками	183, 14
28	Скважина, 520 м, вскрывает ультрамафиты халиловского комплекса	80, 11
29	Скважина, 274,4 м, вскрывает максютовскую серию среднего рифея	72, 14
30	Скважина, 858,7 м, вскрывает баймак-бурибайскую свиту эмса	194, 1584
31	Опорный разрез урлядинской толщи среднего–верхнего девона	225, 1632, 1812
32	Опорное обнажение, разрез домбаровской свиты нижнего карбона	113, 1153г
33	Петротип крыклинского комплекса, опорное обнажение кварцевых гнейсодиоритов второй фазы комплекса	113, 1122
34	Опорное обнажение, фрагмент разреза энбекшинской толщи ордовика	113, 1003г
35	Петротип урускисенского монцонит-граносиенит-лейкогранитового комплекса позднего девона	101, 1
36	Скважина, 295,4 м, вскрывает разрез березняковской толщи	101, 2
37	Скважина, 168,5 м, вскрывает гнейсодиориты крыклинского комплекса	101, 4
38	Скважина, 174,9 м, вскрывает разрез жетыкольской толщи девона	101, 3
39	Скважина, 288,2 м, вскрывает разрез кундыбаевской, жетыкольской толщ и контакт с серпентинитами подольского комплекса раннего девона	101, 7
40	Петротип подольского дунит-гарцбургитового комплекса	101, 8
41	Петротип каменецкого монцогаббро-граносиенит-гранитового комплекса	101, 9
42	Скважина, 1822 м, вскрывает разрез нижней перми	168, 63
43	Скважина, 2340 м, вскрывает разрез среднего карбона	168, 71
44	Скважина, 1730 м, вскрывает разрез перми и карбона	168, 69
45	Скважина, 5000 м, вскрывает разрез нижней перми и верхнего карбона	168, 78

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
46	Скважина, 5276 м, вскрывает разрез нижнего карбона	168, 77
47	Опорное обнажение гостевской свиты нижнего триаса	168, 75
48	Опорное обнажение, вскрывает разрез старицкой свиты нижнего триаса	168, 80
49	Скважина, 150 м, вскрывает разрез нижнего триаса и кутулукской свиты верхней перми	168, 81
50	Скважина, 150 м, вскрывает разрез аманакской свиты перми	168, 83
51	Скважина, 2750 м, вскрывает разрез среднего карбона	169, 59
52	Скважина, 5328 м, вскрывает разрез ордовика	169, 37
53	Скважина, 3000 м, вскрывает разрез нижней перми и карбона	169, 51
54	Скважина, 3902 м, вскрывает разрез карбона	169, 56
55	Скважина, 4501 м, вскрывает разрез карбона, девона и ордовика	169, 75
56	Скважина, 4141 м, вскрывает разрез карбона	169, 83
57	Скважина, 3832 м, вскрывает разрез нижней перми и карбона	169, 84
58	Скважина, 4402 м, вскрывает разрез акчагыльских отложений, верхней и нижней перми, среднего карбона, содержит фауну фораминифер, миоспоровые комплексы	183, 26
59	Опорное обнажение – опорный разрез верхнеказанского подъяруса «Желтое», охарактеризованный остатками флоры	183, 29
60	Скважина, 340 м, вскрывает разрез нижней части уфимского и верхней части кунгурского ярусов, охарактеризованных миоспоровыми комплексами	183, 39
61	Опорное обнажение зилаирской свиты верхнего девона–нижнего карбона	80, 7635
62	Опорное обнажение баулуской толщи ордовика	80, 7210
63	Опорное обнажение утягуловской свиты и ишмуратовской толщи	80, 4543
64	Скважина, 566,3 м, вскрывает разрез утягуловской свиты девона	80, М830
65	Скважина, 270,4 м, вскрывает разрез максютовской серии рифея	72, 4
66	Скважина, 315 м, вскрывает разрез максютовской серии рифея	72, 44
67	Скважина, 458,7 м, вскрывает разрез дергаишской свиты силура	195, 37
68	Петротип халиловского дунит-гарцбургитового комплекса	195, 1
69	Скважина, 210 м, вскрывает разрез нижней юры, верхнего триаса и серпентиниты халиловского комплекса	28, 2
70	Скважина, 373,8 м, вскрывает разрез баймак-бурибайской свиты	195, 38
71	Скважина, 1576,1 м, вскрывает разрез баймак-бурибайской свиты	194, 1831
72	Скважина, 115,7 м, вскрывает разрез нижней юры, верхнего триаса и серпентиниты халиловского комплекса	28, 8
73	Скважина, 118 м, вскрывает разрез зилаирской свиты	28, 11

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
74	Скважина, 1080 м, вскрывает разрез александринской толщи эйфеля	222, 3952
75	Скважина, 315 м, вскрывает разрезы джусинской (до 104,9 м) и андреевской толщ девона	111, 3951
76	Скважина, 1141,6 м, вскрывает разрез александринской толщи эйфеля	111, 3869
77	Скважина, 348 м, вскрывает разрезы андреевской (до 264 м) и кукбуктинской толщ девона	111, 171В
78	Опорное обнажение – фрагмент разреза яршалинской толщи нижнего рифея	107, 469
79	Опорное обнажение – фрагмент разреза бескрыковской толщи нижнего рифея	107, 173
80	Скважина, 317 м, вскрывает разрез ордовикских стратонов энбекшинской толщи и нижележащей маячной свиты	101, 14
81	Скважина, 309,6 м, вскрывает разрез энбекшинской толщи и нижележащей маячной свиты	101, 10
82	Скважина, 310,5 м, вскрывает разрез биргильдинской толщи и дайку кварцевых сиенитов каменецкого комплекса	101, 12
83	Скважина, 310,9 м, вскрывает разрез березняковской толщи	101, 13
84	Скважина, 155 м, вскрывает разрез аулиетасской толщи фамена	101, 1
85	Скважина, 416 м, вскрывает породы Аккаргинского ультрамафитового массива и его нижний контакт со сланцами кундыбаевской толщи	101, 2
86	Петротип барамбаевского диорит-плагиогранитового комплекса	101, 3
87	Скважина, 345,5 м, вскрывает разрез аккаргинской толщи карбона	101, 4
88	Скважина, 202,6 м, вскрывает разрез нижнего мела и верхней юры	205, 22
89	Скважина, 61 м, вскрывает разрез верхнего мела и альбского яруса	100, 37
90	Скважина, 4780 м, вскрывает разрез нижней перми	62, 25Д
91	Скважина, 211 м, вскрывает разрез нижнего мела и верхней юры	205, 24
92	Скважина, 6516 м, вскрывает разрез нижнего мела	124, 1 Каинсайская
93	Скважина, 110 м, вскрывает разрез верхней и средней юры	62, 15
94	Скважина, 98 м, вскрывает разрез верхней и средней юры	100, 65
95	Скважина, 3950,8 м, вскрывает разрез средней и нижней юры, триаса, верхней и и средней перми	62, 230У
96	Скважина, 197,5 м, вскрывает разрез нижнего мела, верхней и средней юры	62, 1

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
97	Скважина, 180 м, вскрывает разрез илецкой свиты средней юры	61, 25
98	Скважина, 340 м, вскрывает разрез юры, верхнего и среднего триаса	61, 13
99	Скважина, 149 м, вскрывает разрез миоцена, верхнего и среднего триаса	61, 2
100	Скважина, 148 м, вскрывает разрез донгузской свиты среднего триаса	61, 8
101	Скважина, 228 м, вскрывает разрез нижнего мела, верхней юры и илецкой свиты средней юры	61, 14
102	Скважина, 147 м, вскрывает верхний триас и донгузскую свиту среднего триаса	61, 12
103	Скважина, 195 м, вскрывает разрез вязовской и кульчумовской свит верхней перми	51, 26
104	Скважина, 151 м, вскрывает сульфатно-терригенную толщу нижней перми	130, 7
105	Опорный разрез каялинской свиты нижнего венда	195, 3830–3837
106	Скважина, 175,5 м, вскрывает разрез среднего и нижнего мела, нижней юры, верхнего триаса и аккермановской свиты среднего карбона	28, 5
107	Скважина, 260,1 м, вскрывает габбродиориты кураганского комплекса среднего девона	195, 29
108	Скважина, 510 м, вскрывает нижнюю юру, нижний карбон и верхний девон	164, 49
109	Скважина, 533,1 м, вскрывает разрез карамалыташской свиты среднего девона	165, 491
110	Скважина, 90 м, вскрывает нижнюю юру, верхний триас и базальты карамалыташской свиты эйфеля	164, 165
111	Скважина, 521,5 м, вскрывает разрез нижней–средней юры и карамалыташской свиты среднего девона	164, 509
112	Скважина, 498 м, вскрывает разрез юры	164, 112
113	Скважина, 180 м, вскрывает разрез нижней юры, верхнего триаса и известняки кизильской свиты нижнего–среднего карбона	28, 13
114	Скважина, 482,5 м, вскрывает разрез юры, урлядинской и александринской толщ девона	216, 68
115	Опорный разрез александринской толщи среднего девона	110, 1567А
116	Опорное обнажение кукбуктинской толщи нижнего–среднего девона	110, 1229А
117	Скважина, 253,6 м, вскрывает контакт нижнедевонских стратов: киембаевской свиты и тюлькубайской толщи	112, 871Б

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
118	Скважина, 310,5 м, вскрывает контакт кукбуктинской толщи и киембаевской свиты девона	112, 874Б
119	Опорное обнажение пород энбекшинской толщи ордовика	99, 5031
120	Опорное обнажение бескрыковской толщи нижнего рифея	107, 3618–3622
121	Опорное обнажение маячной свиты среднего ордовика	107, 3631
122	Скважина, 270,8 м, вскрывает брединскую свиту нижнего карбона и березняковскую толщу верхнего девона–нижнего карбона	101, 1
123	Петротип джабыгасайского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса	101, 15
124	Скважина, 410 м, вскрывает кокпектинскую толщу среднего девона (верхнюю и среднюю подтолщи)	101, 6
125	Скважина, 405,3 м, вскрывает кокпектинскую толщу (среднюю и нижнюю подтолщи)	101, 7
126	Скважина, 61,6 м, вскрывает энбекшинскую толщу и маячную свиту	101, 13
127	Скважина, 58,6 м, вскрывает осиновскую толщу нижнего рифея	101, 8
128	Скважина, 212,3 м, вскрывает контакт еткульской толщи нижнего карбона и крыклинского метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитового комплекса ордовика	101, 9
129	Скважина, 193,8 м, вскрывает жетыкольскую толщу нижнего девона	101, 4
130	Скважина, 301 м, вскрывает кайрактинскую и еткульскую толщ	101, 11
131	Петротип карашакольского дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса раннего девона	101, 12
132	Петротип коскольского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса позднего девона	101, 15
133	Скважина, 306,9 м, вскрывает разрезы аккаргинской толщи с горизонтом известняков с фораминиферами вize и нижележащей тушесайской толщи верхов турне–низов вize	101, 7
134	Скважина, 490,3 м, вскрывает разрез тушесайской толщи	101, 6
135	Скважина, 311,5 м, вскрывает разрезы нижнекаменноугольных толщ тушесайской и нижележащей кенгуссайской	101, 9
136	Скважина, 344,1 м, вскрывает разрез кенгуссайской толщи турне	101, 11
137	Скважина, 312,5 м, вскрывает разрез верхней подтолщи варненской толщи нижнего силура	101, 12
138	Скважина, 195,5 м, вскрывает разрез нижеварненской подтолщи и контакт прорывающих её гранитов айкенского комплекса перми	101, 16

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
139	Петротип айкенского гранит-лейкогранитового комплекса	101, 17
140	Скважина, 270 м, вскрывает разрез верхней юры	62, 39
141	Скважина, 322 м, вскрывает разрез верхней, средней и нижней юры	62, 146
142	Скважина, 154 м, вскрывает разрез верхнего мела	62, 63
143	Скважина, 133 м, вскрывает разрез верхней юры	62, 77
144	Скважина, 358 м, вскрывает разрез нижнего мела, верхней и средней юры	205, 41
145	Скважина, 175 м, вскрывает разрез нижнего мела, верхней юры и илецкой свиты средней юры	62, 30
146	Скважина, 200 м, вскрывает разрез верхней юры	62, 20
147	Скважина, 132 м, вскрывает разрез нижнего мела, верхней и средней юры	205, 33
148	Скважина, 64,8 м, вскрывает разрез нижнего мела и верхней юры	205, 48
149	Скважина, 53 м, вскрывает разрез нижнего мела и верхней юры	205, 61
150	Опорное обнажение диоритов второй фазы крыклинского комплекса	99, 5520
151	Скважина, 1165,5 м, вскрывает разрез киембаевской свиты и тюлькубайской толщи нижнего девона	106, 3379
152	Опорный разрез киембаевской свиты нижнего девона	106, 3–27
153	Скважина, 68 м, вскрывает яршалинскую толщу нижнего рифея	101, 21
154	Скважина, 62,4 м, вскрывает бескрыковскую толщу нижнего рифея	101, 23
155	Петротип кайранкольского диорит-гранитового комплекса карбона	101, 22
156	Петротип шалкарского гранитового комплекса ранней перми	101, 25
157	Скважина, 78,8 м, вскрывает еткульскую толщу нижнего карбона	101, 27
158	Скважина, 479,9 м, вскрывает ультрамафиты подольского комплекса и кундыбаевскую толщу нижнего девона	101, 19
159	Скважина, 239,0 м, вскрывает известняки тушесайской толщи с поздневизейскими фораминиферами	101, 20
160	Скважина, 83,0 м, вскрывает контакт кенгуссайской толщи (нижний карбон) с нижележащей ацисуйской толщей (верхний девон–нижний карбон)	101, 22
161	Скважина, 484,6 м, вскрывает разрез кенгуссайской толщи	101, 23
162	Скважина, 42 м, вскрывает уркимбайскую свиту олигоцена	

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
На карте плиоцен-четвертичных образований		
163	Скважина, 36 м, вскрыла лессовидные суглинки и плотные озерные глины	101, 23
164	Скважина, 100 м, вскрыла суглинки и плотные пластичные глины с примесью песка	169, 118
165	Скважина, 40 м, вскрыты склоновые суглинки с примесью гравия и полуокатанной гальки	169, 64
166	Скважина, 32 м, вскрыла террасовые отложения – глинистые пески с примесью гальки	99, 54
167	Скважина, 56 м, вскрыла песчаные глины, в основании – с примесью гравия и гальки	57, 306

**Каталог параметрических скважин к карте прогноза на нефть и газ
Госгеолкарты-1000/3 М-40 (Оренбург) с клапаном М-41**

Индекс клетки и номер на карте	Наименование скважины	Номер скважины фондовый
I-1-1	Шуваловская	50
I-1-2	Татищевская	95
I-1-3	Оренбургская-1	28
I-1-4	Димитровская	80
I-1-5	Филипповская	501
I-2-1	Белозерская	630
I-2-2	Учхозовская	40
I-2-3	Слудногорская	640
I-2-4	Оренбургская-2	101
I-2-5	Красноярская	5
I-2-6	Предуральская-1	104
I-2-7	Комаровская	130
I-2-8	Предуральская-2	110
I-2-9	Предуральская-3	105
I-2-10	Буртянская	120
I-2-11	Предуральская-4	111
I-3-1	Сакмарская	625
I-3-2	Предуральская-5	107
I-3-3	Оренбургская-3	108
I-3-4	Оренбургская-4	102
I-3-5	Кандауровская	631
II-1-1	Линевская	8
II-1-2	Дивнопольская	25
II-1-3	Джерексайская	21
II-1-4	Базыровская	20
II-1-5	Ульбинская	250
II-1-6	Каинсайская	1
II-1-7	Буранная	1
II-2-1	Соль-Илецкая-1	10
II-2-2	Карасайская	60
II-2-3	Авангардская	1
II-2-4	Соль-Илецкая-2	503
II-2-5	Нагумановская	1
II-2-6	Вершиновская	501
II-3-1	Донголокская	210

**Каталог перспективных структур к карте прогноза на нефть и газ
Госгеолкарты-1000/3 листа М-40 (Оренбург) с клапаном М-41**

Индекс клетки и номер на карте	Наименование структуры	Индекс клетки и номер на карте	Наименование структуры
I-1-1	Южно-Радовская-2	I-3-3	Красногорская
I-1-2	Восточно-Радовская	I-3-4	Северо-Орловская
I-1-3	Илюхинская	I-3-5	Маховая
I-1-4	Южно-Кариновская	I-3-6	Гирьяльская
I-1-5	Северо-Лычкаревская	II-1-1	Северо-Линевская
I-1-6	Южно-Лаптевская	II-1-2	Линевская
I-1-7	Новолычкаревская	II-1-3	Северо-Базыровская
I-1-8	Платовская	II-1-4	Ветлянская
I-1-9	Западно-Самаркинская	II-1-5	Каинсайская
I-1-10	Южно-Сыртовская	II-1-6	Новопервомайская
I-1-11	Приразломная	II-1-7	Новопокровская
I-1-12	Угольная	II-1-8	Новоивановская
I-1-13	Новотатищевская	II-2-1	Карасайско-Кзылlobинская
I-1-14	Зиновьевская	II-2-2	Северо-Акобинская
I-1-15	Редутская	II-2-3	Акбулакская
I-1-16	Западно-Оренбургская	II-2-4	Меловая
I-1-17	Южно-Кардаилловская	II-2-5	Западно-Хобдинская
I-1-18	Северо-Димитровская	II-2-6	Веселая
I-1-19	Восточно-Димитровская	II-2-7	Акобинская
I-2-1	Новокаргалинская	II-2-8	Новоуспеневская
I-2-2	Лаптевская	II-2-9	Восточно-Хобдинская
I-2-3	Кабановская	II-2-10	Хобдинская
I-2-4	Чулошниковская	II-2-11	Западно-Шаповаловская
I-2-5	Чернострожная	II-2-12	Андреевская
I-2-6	Нежинская	II-2-13	Вершиновская
I-2-7	Западно-Рождественская	II-2-14	Шаповаловская
I-2-8	Северо-Красноярская	II-2-15	Свечковская
I-2-9	Крючковская	II-2-16	Южно-Свечковская
I-2-10	Северо-Буранинская	II-3-1	Донголюкская
I-2-11	Бурачинская	II-3-2	Курмалинская
I-2-12	Цветочная	II-3-3	Новоорловская
I-3-1	Восточно-Родниковская	II-3-4	Северо-Корниловская
I-3-2	Белогорская	III-1-1	Новодонская

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Е. С. Курочкина, А. В. Жданов</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов, Ю. В. Чечулина</i>	10
Верхнепротерозойская эротаема. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов</i>	10
Нижнерифейская эротаема	10
Среднерифейская эротаема	13
Вендская система	15
Палеозойская эротаема. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов</i>	15
Кембрийская система	15
Кембрийская система, верхний отдел–ордовикская система, нижний отдел	16
Ордовикская система	17
Силурийская система	23
Силурийская–девонская системы нерасчлененные	25
Девонская система	26
Девонская система, верхний отдел–каменноугольная система, нижний отдел	49
Каменноугольная система	53
Каменноугольная система, верхний отдел–пермская система, приуральский отдел	67
Пермская система	68
Мезозойская эротаема. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов</i>	80
Триасовая система	80
Юрская система	87
Меловая система	93
Мезозойские коры выветривания	101
Кайнозойская эротаема. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов, Ю. В. Чечулина</i>	103
Палеогеновая система. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов</i>	103
Неогеновая система. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов</i>	105
Четвертичная система. <i>Ю. В. Чечулина, А. В. Жданов</i>	112
ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>П. В. Лядский, А. В. Жданов</i>	129
Позднерифейские интрузии	129
Среднеордовикско-силурийские интрузии	130
Девонско-среднекаменноугольные интрузии	136
Пермские интрузии	166
ТЕКТОНИКА. <i>А. В. Жданов, П. В. Лядский</i>	170
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>А. В. Жданов, П. В. Лядский</i>	182
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Ю. В. Чечулина, А. В. Жданов</i>	192
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>Л. Н. Кваснюк, Н. Т. Шмельков, Е. С. Курочкина</i> ..	201
Горючие ископаемые	201
Металлические ископаемые	206
Неметаллические ископаемые	241
Соли	269
Подземные воды и лечебные грязи	271

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. Л. Н. Кваснюк, А. В. Жданов.	277
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. Ю. В. Чечулина.	292
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. Г. М. Бельц.	296
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. Т. В. Оленица.	320
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. П. В. Лядский, Л. Н. Кваснюк, А. В. Жданов.	327
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.	329
<i>Приложение 1.</i> Указатель месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых к картам полезных ископаемых, закономерностей разме- щения и прогноза полезных ископаемых, плиоцен-четвертичных образований листа.	342
<i>Приложение 2.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их про- гнозных ресурсов.	375
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.	379
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составле- ния листа Госгеолкарты-1000/3 М-40 (Оренбург) с клапаном М-41 перспектив- ных объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.	380
<i>Приложение 5.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте и карте плиоцен-четвертичных образований.	381
<i>Приложение 6.</i> Каталог параметрических скважин к карте прогноза на нефть и газ.	389
<i>Приложение 7.</i> Каталог перспективных структур к карте прогноза на нефть и газ.	390

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Уральская
Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41
Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 10.10.2013. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 24,5 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 39.
Тираж 150 экз. Заказ 81011029

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153