

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Алтае-Саянская*

**Лист М-44 – Рубцовск**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Алтай-Саянская*

Лист М-44 – Рубцовск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000): 528.942(571.15)

*Гусев Н. И., Вовшин Ю. Е., Круглова А. А., Пушкин М. Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-44 – Рубцовск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 415 с. + 1 вкл.

В объяснительной записке приводится описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований Западного Алтая. Обобщены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых и рассмотрены закономерности их размещения, оценен ресурсный потенциал территории.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 2, ил. 32, прил. 3, список лит. 358 назв.

#### Авторы

*Н. И. Гусев, Ю. Е. Вовшин, А. А. Круглова, М. Г. Пушкин, Л. С. Николаева,  
Г. Г. Русанов, О. А. Плеханов, В. П. Богомолов, Т. С. Строев, Н. В. Морева,  
Л. Ю. Сергеева*

Главный научный редактор *С. П. Шокальский*

Рецензенты *В. Е. Руденко, Б. А. Борисов, С. В. Кашин,  
В. В. Петров, А. А. Пуговкин, Н. П. Пежемская*

Редактор Алтае-Саянской серии *С. П. Шокальский*

Рекомендовано к печати  
НРС Роснедра 18 декабря 2014 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2015
- © Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2014
- © Коллектив авторов, 2014
- © Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015

---

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-44 – Рубцовск находится в Юго-Западном Алтае, одном из важных горнопромышленных районов страны с разведанной минерально-сырьевой базой цветных металлов, железных руд, минеральных солей и других полезных ископаемых. Площадь исследований, занимающая северную часть листа между 50°40' и 52° с. ш., ограничена на западе и юге Государственной границей с Республикой Казахстан (рис. 1) и составляет 36,7 тыс. км<sup>2</sup>. В административном отношении она принадлежит к Алтайскому краю и незначительно, на востоке – Республике Алтай.

Комплект карт подготовлен отделом региональной геологии и полезных ископаемых Восточной Сибири ФГУП «ВСЕГЕИ». В состав комплекта входят Геологические карты масштаба 1 : 1 000 000, в том числе: четвертичных, дочетвертичных и докайнозойских образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, объяснительная записка и сопровождающая база данных. Комплект карт подготовлен в программной среде ArcGis 10.2.2. Макеты карт сформированы в формате Corel Draw 15, базы данных – в MS Access 2003, текст – MS Word 97-2003. Созданный комплект Госгеолкарты-1000/3 листа М-44 увязан с картами масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения смежного листа М-45 (Горно-Алтайск) [44] и листа N-44 (Новосибирск) [45].

**Физико-географический очерк.** Территория расположена в *Южной Сибири*, на границе двух физико-географических провинций: *Западно-Сибирской равнины* и *Алтае-Саянской горной страны*. Рельеф территории постепенно повышается от Кулундинской равнины на северо-западе, переходящей сначала в Приобское плато, затем в Предалтайскую равнину, сменяющуюся к юго-востоку низко- и среднегорными Кольванским, Башчелакским и Тигирекским хребтами (рис. 1). Климат района умеренный резко континентальный. Главные реки – Алей и Чарыш, левые притоки р. Обь, пересекают восточную часть территории. Понижения в западной равнинной части территории заняты солончакми, солончаками и бессточными солеными озерами. Почвенно-растительный покров Кулундинской равнины представлен разнотравными типчакково-ковыльными степями, в Приобье – луговыми степями, сочетающимися с мелколиственными березовыми и осиновыми колками. Подножия гор лежат в области развития ковыльно-разнотравных степей на глинистых черноземах. В среднегорье произрастают смешанные леса, состоящие из пихты, елей и кедра с примесью осины, березы и разнообразных кустарников (черневая тайга), на щебеночно-суглинистых почвах. Верхняя граница леса

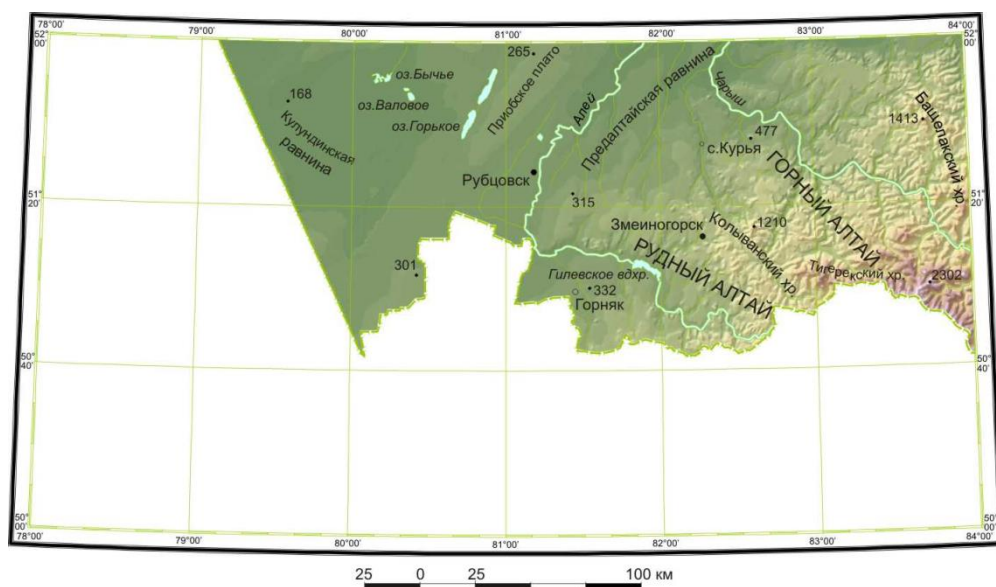
поднимается до 1900 м, выше расположена горная тундра. Лучшей обнаженностью и дешифрируемостью обладают предгорные и низкогорные районы, поверхности высоких нагорий, расположенные выше границы леса и лишенные чехлов ледниковых отложений.

**Население территории** по состоянию на 1.01. 2014 г. составляет около 390 тыс. человек, из которых 80 % – сельские жители. Население занято в сельском хозяйстве, машиностроении, пищевой и горнодобывающей промышленности. Наиболее густонаселенной является центральная часть территории. В г. Рубцовск, в прошлом крупном центре машиностроения Западной Сибири, насчитывается 147,5 тыс. человек. Четыре районных центра – города Горняк и Змеиногорск, а также села Пospelиха и Михайловское имеют численность населения от 10 до 13,5 тыс. человек, шесть остальных – от 3,2 до 5,6 тыс. человек. Средняя плотность населения колеблется от 4 до 7,8 чел./км<sup>2</sup>, минимальны ее значения в юго-западной и юго-восточной частях территории – 1,7 и 2,7 чел./км<sup>2</sup>. Все районные центры связаны с административным центром Алтайского края – г. Барнаул – автомобильными дорогами с твердым покрытием.

**Геологическая изученность.** Начало геологического изучения недр региона уходит в глубокую древность, к периоду неолита (ранней бронзы), когда легендарные племена «Чуди» из выходящих на дневную поверхность окисленных полиметаллических руд извлекали медь, свинец, золото, серебро. Начало систематического изучения и освоения недр Алтая относится к концу XVII–началу XVIII веков. Знаменательно, что оно связано с именем Петра I, который, узнав впервые от бургомистра Амстердама Николая Витзена о наличии серебряных руд на Алтае в районе верховьев рек Иртыша, Чарыша, Оби, Алея, сообщает об этом своей грамотой от 29 апреля 1697 г. Томскому воеводе В. А. Ржевскому из Сибирского приказа [15]. Кем, когда и как были доставлены в Амстердам с Алтая образцы руд, история умалчивает и вряд ли это станет когда-либо известно.

В настоящее время по особенностям геологического строения и экономической значимости на территории листа М-44 традиционно различают Рудный и Горный Алтай (рис. 1). Геологическая изученность территории неравномерная, наиболее изучены известные с XVIII–XIX столетий участки колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая. Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), созданная в 1980 г. [33], охватывала только восточную часть территории листа М-44, на западную половину карта не составлялась. В период 1957–1983 гг. на всю территорию были составлены Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000 первого поколения. В это же время почти вся территория Рудного Алтая была изучена геологическими съемками масштаба 1 : 50 000 с общими поисками. При ГСР-50 широко применялись горные и буровые работы, что позволило создать карты поверхности докайнозойского фундамента высокой степени детальности. Полученные геологические материалы послужили основой для направления дальнейших поисковых работ, нацеленных в первую очередь на обнаружение месторождений цветных металлов. При проведении ГСР-50 было открыто Корбалихинское месторождение богатых полиметаллических руд (В. П. Ходарев), выявлено Крючковское полиметаллическое месторождение (Б. В. Со-

рокин и А. Ф. Черных), Рубцовское полиметаллическое месторождение (В. Ф. Михайлов). Дальнейшие региональные работы в Рудном Алтае были ориентированы на геологическое доизучение площадей и глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 [315, 329]. В 1986 г. было завершено ГДП-50 северной части Золотушинского рудного района [236], аналогичные работы по южной части, проведенные в 1990–1994 гг., остались незавершенными. Восточная часть территории в 1977–1993 гг. также была охвачена крупномасштабной геологической съемкой [321, 232, 273, 353, 354, 265, 358]. В настоящее время большая часть территории обеспечена современной геологической основой масштаба 1 : 200 000 второго поколения [42, 43, 342, 343, 335, 325]. Для приграничной с Республикой Казахстан западной части имеются геологические карты масштаба 1 : 200 000, изданные в 1974–1980 гг. [46, 47, 48]. В дальнейшем при характеристике геологической изученности основное внимание будет уделено наиболее значимым геологоразведочным работам, выполненным в течение последней четверти века после издания Геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) и карт масштаба 1 : 200 000 первого поколения.



**Рис. 1. Орографическая схема.**

В Рудном Алтае в 1980-е годы региональные и поисковые работы были сосредоточены на поисках колчеданно-полиметаллических руд в фундаменте Бийско-Барнаульской впадины [282, 315]. В Рубцовском рудном районе в 1977–1987 гг. поисковыми буровыми работами масштаба 1 : 25 000 в комплексе с геофизическими и геохимическими исследованиями были выявлены

и оценены Новоогорьевский [307] и Шубинский [284] перспективные участки.

В 1984–1990 гг. в западной части региона были выявлены два месторождения сапропеля [308], три озера с проявлениями соды. В четырех озерах установлены соли смешанного состава, еще в двух озерах – натриевые, для выделенных объектов подсчитаны прогнозные ресурсы [317, 318]. Поисково-оценочными работами на кирпичное сырье в 1987–1991 гг. выявлен ряд мелких месторождений кирпичных глин [243].

В 1976–1983 гг. были составлены прогнозно-металлогенические карты масштаба 1 : 50 000 Змеиногорского [345] и Рубцовского [328] рудных районов, детализированы схемы стратиграфии и магматизма, уточнены стратиграфические уровни локализации полиметаллических руд и методика поисков полиметаллических месторождений. В результате изучения фундамента южной части Кулундинской впадины были оконтурены различающиеся в металлогеническом отношении рудные зоны [282, 256]. В 1983–1988 гг. был составлен комплект прогнозно-металлогенических карт Рудного Алтая масштаба 1 : 200 000, давших перспективную оценку северо-западной части Рудного Алтая на полиметаллические руды [296]. В результате палеонтологических исследований девонского разреза Рубцовского прогиба в 1983–1985 гг. были фаунистически охарактеризованы ранее немые подразделения, впервые выделен стратотип позднеэйфельских бобковских слоев [224]. В 1987–1991 гг. на основании структурно-формационного анализа Змеиногорского рудного района была разработана модель его строения [248], значительно уточнена схема стратиграфии девонских отложений. В пределах Белорецко-Холзунского железорудного района [272] было выполнено расчленение девонских отложений, установлена продуктивность верхнеэйфельской вулканогенно-осадочной толщи на промышленное железуруднение. Прогнозно-металлогеническими исследованиями ВИМС [217] была дана перспективная оценка марганценосных площадей Коргонского прогиба.

В 1980–1990 гг. интенсивно проводились поисковые и разведочные работы на полиметаллические и железные руды [191, 192, 193, 202, 203, 204, 218, 219, 220 и др.]. В результате было открыто Захаровское полиметаллическое месторождение и ряд рудопроявлений (Бобковское, Южно-Бобковское и др.) [230], разведаны и утверждены в ГКЗ СССР запасы по Юбилейному, Новозолотушинскому, Захаровскому, Корбалихинскому месторождениям полиметаллических руд [203, 199, 231, 347], а также Белорецкому железорудному месторождению [241]. В 1999–2004 гг. в результате поисковых работ на уголь выполнена оценка с предварительным подсчетом запасов углей Успенско-Раздольнинской и Луговской площадей [299, 208, 210, 211].

Новый этап региональных геологических исследований начался в 1999 г. с составления легенды Алтайской серии листов Госгеолкарты-200/2 [269] и Алтае-Саянской серии листов Госгеолкарты-1000/3 [270]. В 1996–2001 гг. было проведено геологическое доизучение (ГДП-200) российской части Рудного Алтая [288], по материалам которого изданы комплекты Госгеолкарт-200 второго поколения листов М-44-Х, М-ХI [42, 43]. Материалы содержат уточненные палеонтологические, палеоботанические и палинологические характеристики стратифицированных подразделений, данные по радио-

логическому возрасту магматических образований, их геохимической специализации и металлогении. Приведена оценка золото- и сереброносности ряда месторождений, рудопроявлений, перспективных площадей, узлов и участков.

В 1999 г. было начато ГДП-200 на юго-востоке территории [332], которое в 2002 г. было переориентировано на прогнозно-поисковые на золото в пределах Чарышско-Курынской площади. В результате этих работ были выявлены перспективные аномальные геохимические поля золота в пределах Новофирсовского и Башелакского рудных узлов, оконтурено Новофирсовское золоторудное поле [332]. В 2000 г. на Курынской площади было начато ГДП-200, которое завершилось прогнозно-поисковыми работами на ванадий в пределах Харловского рудного узла [289]. Переоценка титаномагнетитовых руд Харловского месторождения показала, что они бедные по содержаниям и запасы категории С<sub>2</sub> были переведены в прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub>.

В 2003–2006 гг. в северо-восточной части территории были проведены опережающие геохимические работы с целью перспективной оценки региона на коренное золото, по результатам которых был рекомендован ряд перспективных прогнозных площадей для постановки дальнейших поисковых работ [324] и выполнены прогнозно-поисковые работы на Новофирсовской площади [333].

Для территории северо-западной части Рудного Алтая в 2001 г. была составлена карта золотоносности масштаба 1 : 100 000, определены направления поисковых работ на благородные металлы, степень перспективности прогнозируемых объектов и очередность их проведения [302].

В 1998–2010 гг. с периодичностью в 5 лет проводилась количественная переоценка прогнозных ресурсов важнейших полезных ископаемых Алтайского края, в том числе коренного и россыпного золота и полиметаллических руд [198, 290, 314, 350]. В 2001–2004 гг. с целью обеспечения принятия управленческих решений в сфере недропользования была проведена систематизация разноплановых геологических материалов по Алтайскому краю в масштабе 1 : 500 000 на основе ГИС-технологий и составлен ГИС-Атлас Алтайского края [223], который актуализируется в режиме мониторинга.

В 2005 г. для соседней с востока территории был подготовлен комплект современной Госгеолкарты-1000/3 листа М-45 – Горно-Алтайск [44].

В 2005–2011 гг. на большей части территории были проведены ГДП-200 и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-200 второго поколения листов М-44-III, -IV, -IX, -X, -XI, -XII [342, 343]. Составление геологических карт сопровождалось полевыми работами по доизучению стратотипических и опорных стратиграфических разрезов свит силура и девона, девонских гранитоидов, ревизией месторождений в районах Змеиногорска, Новокамьшенки, Колывани, корреляцией и прослеживанием стратиграфических и рудоносных уровней золото-полиметаллического оруденения в пределах Рудно-Алтайского полиметаллического пояса смежных территорий России и Казахстана. В настоящее время готовятся к переизданию комплекты Геологических карт листов М-44-V, М-VI [325, 335].

Крупная обобщающая работа по переоценке перспектив полиметаллических руд Рудного Алтая, с целью создания ведущего в Российской Феде-



рации центра по добыче свинца и цинка, была завершена в 2012 г. ФГУП «ЦНИГРИ» [264].

**Геофизическая изученность.** Территория листа М-44 характеризуется высокой степенью геофизической изученности.

*Аэромагнитометрическая и аэрогамма-спектрометрическая изученность.* В 1991 г. АГП «Аэропоиск» ГПП «Сосновгеология» выполнена АГСМ-съемка масштаба 1 : 1 000 000 Алтайского края с целью поисков урановых месторождений, охватившая 75% рудно-алтайской части территории [285]. В 1988–1999 гг. на территории листа М-44 выполнена высокоточная аэромагнитная [278, 277] и аэрогамма-спектрометрическая съемки масштаба 1 : 200 000 [279]. По их результатам уточнены границы структурно-формационных зон, составлена геолого-тектоническая схема с элементами прогноза полезных ископаемых.

*Гравиметрическая изученность.* В 1976–1982 гг. на территориях известных полиметаллических рудных районов [339, 340] и перспективных на золото площадей [340, 254] выполнены наземные гравиметрические съемки масштаба 1 : 50 000. В 1983–1987 гг. проведены наземные гравиметрические съемки масштаба 1 : 200 000 для изучения глубинного геологического строения и тектонического районирования территории листов М-44-V, -VI, -XI, -XII [346, 331]. Результаты геофизических работ по мере накопления материала неоднократно обобщались [259, 327, 337, 338, 341, 336].

*Сейсморазведочная изученность.* С целью изучения глубинного строения Золотушинского и Рубцовского рудных районов в 1975–1977 гг. было выполнено их сейсмическое зондирование [188]. По опорному сейсмическому профилю МОВЗ-ГСЗ «БАЗАЛЬТ» была проведена детальная оценка значений сейсмических скоростей с построением блоковой структуры среды до уровня поверхности мантии. В 2001 г. по результатам ранее выполненных геофизических исследований была составлена геофизическая основа (ГФО) масштаба 1 : 1 000 000 листа М-44 – Рубцовск [190]. Базу информационного обеспечения ГФО составили площадные аэромагнитные (по результатам среднемасштабных аэромагнитных съемок, выполненных в период с 1954 по 1969 год) и гравиметрические матричные данные масштаба 1 : 200 000, хранящиеся в федеральных банках Гравимаг и Экобанк. В 2010 г. по материалам ранее выполненных аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемок масштаба 1 : 25 000 и наземной гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 были созданы ГФО масштаба 1 : 200 000 листов М-44-V, М-44-VI [253]. В 2012 г. с учетом этих материалов была произведена актуализация ГФО-1000 листа М-44 – Рубцовск [271], уточнены сведения о глубинном строении территории, границы тектонических блоков, региональных геологических структур и минерагенических подразделений.

**Геохимическая изученность.** В Рудном Алтае в период с 1976 по 1990 год геохимические поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния проводились в комплексе с геофизическими методами [298, 291, 293, 287, 351, 215]. В результате обобщения этих работ составлены геохимические и прогнозные карты масштаба 1 : 200 000 на полиметаллическое оруденение северо-западной части Рудного Алтая [296]. В горно-алтайской части территории в этот период проводились геохимические поиски по первичным орео-

лам, площадные литохимические съемки и поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000 в составе геологосъемочных работ [292, 214, 329, 353, 354, 265]. Были выявлены первичные и вторичные литохимические ореолы и потоки рассеяния золота, вольфрама, цветных металлов, оценены их прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub>.

В 1991–1994 гг. на территории листа М-44 было проведено многоцелевое геохимическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 (МГХК-1000) [262]. Были созданы банки аналитических и картографических данных и комплект итоговых карт, характеризующих геолого-геохимические, минерагенические, ландшафтно-геохимические и эколого-геохимические особенности региона. В 2003 г. по материалам МГХК-1000 был составлен комплект карт геохимической основы Госгеолкарты-1000/3 листа М-44 [262].

Литохимические поиски по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 были проведены в 1999–2006 гг. при выполнении незавершенных ГДП-200 на листах М-44-VI, М-44-XII и последовавших затем прогнозно-поисковых работ на Чарышско-Курьинской [332] и Новофирсовской площадях [333], с крупномасштабными литохимическими поисками золота по вторичным и первичным ореолам на перспективных участках. В результате этих работ обосновано и уточнено выделение золоторудных полей, приуроченных к палеовулканической депрессии и объединенных в Новофирсовский рудный узел, перспективный на выявление месторождений золото-серебряного геолого-промышленного типа в вулканогенных комплексах. В 2003–2006 гг. по результатам ОГХР-200 в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса [324], охвативших северо-восточную часть территории, при опробовании донных отложений рек были выявлены потоки рассеяния Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo. В 2006–2009 гг. в южной части Новофирсовского рудного узла были выполнены литохимические поиски по первичным ореолам рассеяния масштабов 1 : 25 000–1 : 10 000 и вторичным – масштаба 1 : 50 000 [313], дана прогнозно-геохимическая оценка южной части Новофирсовского рудного узла. Высоко- и среднеперспективные АГП рекомендованы для дальнейших поисковых работ. По результатам литохимических поисков были уточнены границы рудных полей известных месторождений, выявлены новые перспективные участки, дана оценка уровня эрозионного среза выявленных АГП и оценены прогнозные ресурсы золота. Результаты обобщения геохимических работ последнего периода были использованы в геохимических основах Госгеолкарт-200/2 листов М-44-V, М-44-VI [335, 325].

**Гидрогеологическая и геолого-экологическая изученность.** В западной засушливой части территории листа М-44 гидрогеологические исследования всегда были ориентированы на поиски и разведку подземных вод для целей водоснабжения населенных пунктов, сельскохозяйственных объектов [207, 212, 213, 260, 266, 352] и для орошения колхозных земель [275, 276]. В 1980–1983 гг. была выполнена перспективная оценка эксплуатационных запасов подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна [206] и проведено гидрогеологическое районирование территории масштаба 1 : 500 000 по условиям сельскохозяйственного водоснабжения и орошения земель подземными водами [267]. В 1984–1990 гг. в восточной части Кулундинской впадины было выявлено 20 содовых озер, подсчитаны прогнозные

ресурсы площади на соду и в целом по солям, в глубоких горизонтах отложенный мел-палеогена подсчитаны ресурсы слабоминерализованных вод, перспективных в качестве столовых или лечебных [317, 318]. В 1989–1991 гг. были проведены комплексные гидрогеологические и инженерно-геологические съемки масштаба 1 : 50 000 для целей мелиорации Алейской оросительной системы [281].

В результате обобщение гидрогеологической информации по Степному Алтаю [316, 252, 319] была установлена пространственная связь площадей развития минерализованных вод неоген-четвертичных отложений с участками относительных поднятий поверхности фундамента, а мел-палеогеновых минерализованных вод – с разломами северо-восточного направления. В 2001 г. была разработана гидрогеологическая легенда Омско-Кулундинской подсерии Госгидрогеолкарты-200, выполнено гидрогеологическое районирование территории [280]. Гидрогеологические исследования в этот период были направлены на поиски и разведку подземных вод для целей водоснабжения населенных пунктов и сельскохозяйственных объектов Рубцовского и Угловского районов [252, 251].

В 2001–2002 гг. был выполнен подсчет прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод, формирующихся за счет естественных и привлекаемых ресурсов, на практически неограниченный срок эксплуатации и составлены Гидрогеологическая и Гидрохимическая карты Алтайского края масштаба 1 : 1 000 000 [247]. В 2003 г. подготовлена актуализированная версия карты месторождений подземных вод Алтайского края масштаба 1 : 500 000 в компьютерной форме [234]. В настоящее время проводится начатое в 2014 г. гидрогеологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 площади листа М-44-IV (Рубцовск).

В 1989–1995 гг. проведена геолого-экологическая оценка территории по состоянию ландшафтов на орошаемых площадях. Проведено районирование по степени изменения гидрогеологических условий и развития экзогенных геологических процессов (ЭГП), дана характеристика ЭГП в естественных условиях и развивающихся в связи с мелиорацией [304]. В 1991–1996 гг. выполнена оценка экологической ситуации и составлен комплект геоэкологических карт масштаба 1 : 1 000 000, в т.ч. экологической и ландшафтного районирования [250], созданы цифровые модели гидрогеологической и геоэкологической карт [247]. В 1991–1994 гг. при проведении МГХК-1000 были составлены геолого- и эколого-геохимические карты, выполнен анализ экологической ситуации по всем средам [262]. В 1991–1999 гг. в результате работ по ГЭИК-200 Рубцовско-Локтевского ТПК дана оценка степени природного и техногенного загрязнения [326].

В рамках региональных программ «Семипалатинский полигон» (1985–2000 гг.) и «Эколог» (1991–2003 гг.) НИИ Водных и экологических проблем и НИИ Медико-экологических проблем проведено изучение природной среды (воды, почв, растений) с целью оценки их радиоактивного и иного загрязнения [133, 134]. В 1998 г. Алтайским региональным институтом экологии проведена оценка масштабов загрязнения компонентами ракетного топлива территории Алтайского края и создана аналитическая и картографическая база данных [310].

При подготовке к изданию листа М-44 в 2010–2013 гг. с целью решения проблемных вопросов металлогении, вещественного состава и возраста магматических комплексов региона на опорных площадях были проведены полевые работы Рудно-Алтайской партией отдела региональной геологии и полезных ископаемых Восточной Сибири ФГУП «ВСЕГЕИ». В составлении и подготовке к изданию листа М-44 (Рубцовск) принимали участие Н. И. Гусев, Ю. Е. Вовшин, Л. С. Николаева, В. П. Богомолов, А. А. Круглова, А. О. Плеханов, М. Г. Пушкин, Л. Ю. Сергеева, Т. С. Строев, Н. В. Морева и редактор Алтае-Саянской серии Госгеолкарты-1000/3 С. П. Шокальский. Большую помощь, в том числе в полевых работах, оказывали бывшие и настоящие сотрудники ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция»: Ю. Г. Учкин, О. В. Мурзин, Ю. В. Бузоверов, Л. М. Половникова, В. М. Чекалин. Работы проводились в тесном сотрудничестве со специалистами ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» – С. И. Федаком, Г. Г. Русановым, В. В. Шкилем, В. И. Тимкиным, руководством «Алтайнедра» – А. И. Зайцевым, Л. С. Дымом, Ю. В. Платоновым и Алтайского филиала ФБУ «ГФГИ по СФО» С. В. Троицким, научными сотрудниками СНИИГГиМС Г. А. Бабиным и Института геологии и минералогии СО РАН А. Г. Владимировым и Н. Н. Круком. Всем перечисленным коллегам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные подразделения площади листа М-44 представлены осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями Алтае-Саянской и Обь-Зайсанской складчатых областей, в северо-западной части территории – перекрытые платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты. Алтае-Саянские структуры в восточной части территории представлены каледонидами Алтае-Салаирской и Алтае-Монгольской складчатых систем. Примерно посредине площади листа М-44 они граничат с герцинскими структурами Обь-Зайсанской складчатой системы, слагающими западную половину территории. Стратиграфия Алтае-Салаирской и Алтае-Монгольской складчатых систем представлена отложениями Чарышко-Чуйской, Чарышко-Талицкой и Коргоно-Терехтинской структурно-формационных зон (СФЗ), охватывающими возрастную диапозон от среднего кембрия до позднего девона. Стратиграфический разрез Обь-Зайсанской складчатой системы представлен отложениями Рудно-Алтайской, Иртышской, Калба-Нарымской и Западно-Калбинской СФЗ, формирование которых происходило от силура до средней юры. Время накопления отложений платформенного чехла охватывает диапозон от позднего мела до квартера.

## ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРА ТЕМА

### АЛТАЕ-САЛАИРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

#### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Чарышская свита ( $\mathcal{C}_{2-3\check{c}r}$ ) развита в Чарышко-Талицкой и Чарышко-Чуйской СФЗ. Свита сложена мелко-, среднезернистыми кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, участками филлитами (серицит-хлоритовыми сланцами), редко полимиктовыми гравелитами серо-зеленой и зеленой окраски. В верхней части разреза отмечены лиловые и серо-фиолетовые алевролиты, окраска которых не выдержана, по простиранию лиловые породы сменяются зелеными. Восточнее, на смежной территории, подтверждены несогласные соотношения

аналогичных отложений нижней подсерии горноалтайской серии (кудатинская свита) с подстилающими вулканогенно-осадочными образованиями нижнего кембрия [238]. В основании наблюдается горизонт базальных конгломератов мощностью 5–20 м. Граница с суеткинской свитой согласная и обычно проводится по появлению значительного количества прослоев лиловых и пестроцветных пород. Участками на границе свит фиксируются довольно выдержанные по простиранию горизонты внутрiformационных гравелитов и конгломератов.

В наиболее полном разрезе свиты в приустьевой части правобережья р. Сосновка наблюдается следующая последовательность слоев (здесь и далее снизу вверх) [354]:

1. Ритмичное переслаивание серо-зеленых песчаников и алевролитов; в верхней части пачки редко отмечаются алевролиты лиловато-серой окраски. Элементарные ритмы двучленные (песчаники–алевролиты), мощностью от первых десятков сантиметров до 60 см, при этом на долю песчаников приходится до 80% их мощности. Структура песчаников варьирует от средне- до тонко-мелкозернистых, изредка в подошвах наиболее мощных ритмов отмечаются крупнозернистые разности последних ..... более 300 м
2. Серо-зеленые мелкозернистые песчаники с редкими, тонкими (3–7 см) прослоями серо-зеленых алевролитов и линзами крупно-среднезернистых песчаников 120 м
3. Незакономерное переслаивание серо-зеленых средне-мелкозернистых песчаников (доминируют) и серо-зеленых, редко лиловато-серых алевролитов ..... 220 м
4. Тонкое ритмичное переслаивание серо-зеленых средне-мелкозернистых, редко крупнозернистых песчаников и алевролитов. Элементарные ритмы двучленные (песчаник–алевролит), мощностью от первых сантиметров до 10–11 см, при этом песчаники составляют около 90% от мощности последних ..... 160 м

Мощность свиты – более 800 м (до 1500 м).

В разрезах свиты выделяются крупные пачки (до 100–200 м) неритмичных алевролитов и глинистых сланцев или песчаников, которые перемежаются с пачками (от 2–4 до 100 м) тонко- и ритмично слоистых пород. Ритмичные пачки состоят из двучленных, реже трехчленных ритмов. Ритмы образуют более крупные пакеты, которые закономерно чередуются в разрезе. В зависимости от мощности нижнего элемента (песчаника) выделяются – груборитмичные пакеты (1,0–1,5 м), среднеритмичные (5–15 см) и мелкоритмичные (2–5 см). Нередко ритмичность нарушается мелкими размывами, в результате появляются сокращенные ритмы, в которых верхний элемент (алевролиты) уменьшается по мощности или совсем выпадает из разреза. Иногда отмечаются следы подводно-оползневых явлений, захватывающих как отдельные прослои, так и крупные пачки.

Площадь распространения отложений свиты сопровождается слабopоложительным магнитным полем и пониженными значениями гравитационного поля. Плотность пород свиты варьирует от 2,64 г/см<sup>3</sup> для конгломератов до 2,67–2,69 г/см<sup>3</sup> для алевролитов и песчаников. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность имеют такую же тенденцию ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ):

конгломераты – 240 и 38, алевролиты – 668 и 314, песчаники – 1419 и 355 [271].

Органические остатки в разрезе свиты не выявлены. Ее возраст определяется концом среднего (майский век)–поздним кембрием по положению в разрезе и находкам окаменелостей в отложениях сходного литологического состава нижней подсерии горноалтайской серии (чибитская свита) на смежной территории листа М-45 [18, 125].

#### **КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

Суеткинская свита ( $\text{Є}_3\text{--O}_{1st}$ ) распространена в бассейнах рек Суетка и Чарыш в юго-восточной части Чарышско-Чуйской СФЗ и в Чарышско-Талицкой СФЗ, где прослеживается полосой северо-восточного простирания вдоль Чарышско-Теректинского разлома, а также в Коргоно-Терехтинской зоне. Свита представлена зелеными, зеленовато-серыми, реже лилово-серыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Для терригенных пород характерны слабая окатанность обломочного материала и плохая степень сортировки. Стратотипический разрез свиты расположен по р. Мал. Суетка. Свита сложена флишоидами, представленными зелено- и красноцветными полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, филлитами. Спорадически встречаются маломощные линзовидные горизонты полимиктовых гравелитов и конгломератов внутриформационного типа. Основание свиты в районе не вскрывается, в Чарышско-Чуйской СФЗ она согласно наращивает разрез чарышской свиты и с резким угловым несогласием перекрывается бугрышихинской свитой среднего–верхнего ордовика.

Отложения смяты в линейные и изоклинальные наклонные складки, рассланцованы, местами будинированы, осложнены тектоническими смещениями и почти повсеместно метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациях. Разрезы свиты характеризуются многопорядковой разномасштабной ритмичностью. Пачки (от первых метров до 60–100 м) пород с отчетливо проявленной микро- и мезоритмичным строением чередуются с мощными (до первых сотен метров) неритмичными пачками песчаников или алевролитов и сланцев. Для ритмичнослоистых пород характерны двухкомпонентные элементарные ритмы мощностью от нескольких см до 3–5 м. Преобладают многослой в 0,5–1,5 м. Более грубое чередование ритмов отмечается в верхних частях свиты. Ритмы начинаются со средне-мелкозернистых массивных или градационно слоистых песчаников, алевропесчаников, которые сверху сменяются алевролитами и глинистыми сланцами с разнообразными (мелкомасштабными волнистой, тонкослоистой и массивной) текстурами. В основаниях наиболее крупных элементарных ритмов встречаются крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты с галькой кремнистых и терригенных пород, реже эффузивов среднего и основного составов. Верхи ритмов часто размывы. В разрезе свиты преобладают обычно слабо-

окатанные и плохосортированные зернистые породы, которые составляют около 2/3 от ее мощности. Мощность свиты составляет 1700–2200 м.

В экзоконтактовых частях интрузивов усть-беловского и синюшинского комплексов породы превращены в биотит-кордиерит-полевошпат-кварцевые, альбит-кварц-биотит-кордиеритовые роговики; песчаники, гравелиты и конгломераты эпидотизированы, актинолитизированы и биотитизированы. Гравитационное поле над отложениями свиты спокойное, слабо повышенное, магнитное поле ровное, слабодифференцированное, с локальными повышениями в экзоконтактах интрузий. Плотность пород свиты – 2,63–2,69 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) 270–440 и 20–330 [271].

Палеонтологически свита не охарактеризована. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст устанавливается по положению ее в разрезе, а также по аналогии с отложениями горноалтайской серии и ее фациальной разновидности засурьинской свиты, развитых восточнее, где в последнее десятилетие выявлены органические остатки, характерные для нижних и средних частей позднего кембрия и для переходного интервала времени от тремадока к аренигу [342, 335, 87].

Засурьинская свита ( $\text{Є}_3\text{--O}_{1,2,3}$ ) прослеживается в пределах Чарышско-Галицкой СФЗ в зоне влияния Чарышско-Теректинского глубинного разлома. Отложения подвергнуты интенсивной изоклинальной складчатости, рассланцеванию и будинажу. На всей площади развития свита характеризуется блоковым строением и резкой фациальной изменчивостью. Основной объем свиты составляют полимиктовые мелко-среднезернистые песчаники и алевролиты пестрой окраски (зеленые, серо-зеленые, лиловые, фиолетово-серые, реже красные и темно-серые до черных), содержащие пачки и горизонты сургучно-красных, вишнево-лиловых и, реже, зеленовато-серых кремнистых аргиллитов, плейчатых кремнистых сланцев, массивных яшмоидов и гематитовых кварцитов. С кремнистыми породами ассоциируют маломощные покровы пиллоу-лав вариолитов, афириновых, реже плагиоклаз- и пироксен-плагиоклазовых базальтов, их туфов.

Отложения свиты разделяются на нижнюю часть, где красноцветные кремнистые породы пользуются значительным распространением, и верхнюю, существенно терригенную. К верхам свиты приурочены маломощные (2–5 м) горизонты конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников. Кластический материал хорошо окатан, но плохо сортирован, среди обломков преобладают (до 80 %) пестроокрашенные яшмоиды и кварциты, меньше – кварц, кислые и, реже, средне-основные вулканиты, редко обломки пород. В восточной части в разрезах свиты нередко отмечаются мощные (до 200 м и более) пачки сургучно-красных, пестроцветных яшмоидов, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, в подчиненном количестве развиты мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники, тела будинированных вариолитов, афириновых и мелкопорфировых базальтов и долеритов, участками отмечаются линзы гематитовых кварцитов, а в районе с. Харлово наблюдаются внутриформационные конгломераты, содержащие включения яшмоидов.

Мощность засурьинской свиты меняется от 133 м в северной части площади до 2000 м на юго-востоке. Контакт с вышележащей маралихинской



свитой тектонический. Соотношения засурынской свиты со среднекембрийско-раннеордовикской горноалтайской серией также тектонические.

Площадь распространения отложений свиты сопровождается спокойным положительным магнитным полем и пониженным рисунком гравитационного поля. Плотностные характеристики пород свиты (среднее  $2,69 \text{ г/см}^3$ ) повышенные.

В кремнистых образованиях свиты установлены комплексы конодонтов, радиолярий и кремнистых губок переходного возраста между тремадоком и аренигом [84, 146, 182] (поздний кембрий–ранний ордовик).

К яшмоидным горизонтам приурочено Засурынское проявление золота и ряд пунктов минерализации золота [342, 333].

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижнеануйская серия ( $O_{1-3na}$ ) распространена вблизи Северо-Восточной зоны смятия в Чарышско-Чуйской СФЗ и в Чарышско-Галицкой СФЗ. Серия состоит из двух свит: аренигско-раннелланвирнской воскресенской и позднелланвирнско-среднекарадокской бугрышихинской. Отложения представлены латерально невыдержанными, часто фациально замещающимися зелено-серыми, зелеными, серыми, редко темно-серыми и розовато-серыми разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми, существенно кварцевыми, реже полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, участками известковистыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, пачками и линзами кварцевых и кварцитовых гравелитов, конгломератов с незначительной примесью обломков песчаников и алевролитов, прослоями светло- и темно-серых (до черных) пелитоморфных глинистых известняков [342].

*Воскресенская свита* пользуется распространением в пределах Чагырской грабен-синклинали, где имеет трехчленное строение. Нижняя часть сложена грубообломочными породами (песчаниками, гравелитами и конгломератами) и характеризуется резкой фациальной изменчивостью. Средняя часть – тонкозернистые песчано-алевритовые осадки, содержащие большое количество прослоев известняков. Верхняя, наиболее мощная часть разреза свиты, представлена тонкопереслаивающимися алевролитами и мелкозернистыми песчаниками серой и зелено-серой окраски с наличием горизонта подводно-оползневой генезиса. Свита охарактеризована большим количеством фауны [342], определяющей возраст от низов аренига до нижнего лланвирна включительно.

Наиболее представительный разрез свиты описан в верховьях р. Громотуха [342], где на песчаниках суеткинской свиты с угловым и азимутальным несогласием залегают

1. Мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой белого и розового кварца, черных и зеленых кварцитов, лиловых яшмоидов .....	5 м
2. Светлые зеленоватые разнозернистые существенно кварцевые песчаники с плавающей галькой кремнистых пород и кварца, мелкими линзами гравелитов и конгломератов .....	50 м
3. Крупногалечные конгломераты, по составу аналогичные пачке 1 .....	25 м
4. Зелено-серые мелкозернистые песчаники .....	5 м

5. Серо-зеленые глинистые алевролиты с остатками трилобитов: <i>Raphiophoridae</i> gen. et sp. ind., <i>Telephina(?)</i> sp. ind., <i>Remopleurides</i> sp. ind. и брахиопод <i>Archaeorthis(?)</i> sp. ind. низов среднего ордовика .....	100 м
6. Тонко переслаивающиеся серо-зеленые алевролиты и мелкозернистые песчаники .....	100 м
7. Светлые зеленовато-серые мелкозернистые существенно кварцевые песчаники .....	2 м

Мощность свиты по разрезу – 487 м, по району – 450–550 м.

*Бугрышихинская свита* выделяется в южной части Чарышско-Чуйской СФЗ. Состав свиты однотипен и представлен чередованием существенно песчанниковых и тонкослоистых алевролитово-сланцевых пачек. Песчаники мелко- и тонкозернистые, редко мелко-среднезернистые полимиктовые и кварцполевошпатовые, в различной степени карбонатизированные. В низах свиты отмечаются линзы известняков и известковистых песчаников. Породы имеют серый, темно-серый, черный, зелено- и табачно-серый цвет [343]. Бугрышихинская свита согласно залегает на отложениях воскресенской свиты и согласно перекрывается ханхаринской свитой.

Гравитационное поле над отложениями серии ровное, относительно повышенное; магнитное – спокойное отрицательное. Плотность пород в среднем  $2,67 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ)  $< 25$  и  $< 10$  [271].

Возраст отложений по многочисленной фауне средний–верхний ордовик в интервале верхний лланвирн–нижний карадок [270]. Мощность – от 200 до 2000 м.

Верхнеануйская серия (*O<sub>3va</sub>*) развита в основном на тех же участках, что и нижнеануйская серия. Состоит из двух свит: позднекарадокской ханхаринской и ашгиллской техтенской. В отличие от нижнеануйской серии она имеет терригенно-карбонатный состав и сложена серыми, темно-серыми (до черных) слоистыми известняками, зелеными, зелено-серыми, в разной мере известковистыми алевролитами, алевропесчаниками, редкими прослоями и линзами разнозернистых кварцевых песчаников и гравелитов с обломками кварца и кремнистых пород. Выветрелые разности пород имеют коричневые, желтые и бурые тона окраски. Нижняя граница с нижнеануйской серией согласная, верхняя – эрозийная. Юго-восточнее она согласно перекрывается громотухинской серией раннего силура [335].

В составе серии доминируют горизонтально и полого-волнистослоистые, участками в разной мере глинистые известняки, которые образуют мощные (первые сотни метров) пачки или находятся в тонком переслаивании с известковистыми алевролитами и алевропесчаниками. В известняках отмечаются остатки криноидей плохой сохранности, обломки водорослевых строматолитов и раковинный детрит неясного происхождения. Терригенные породы большей частью тонкосланцеватые алевропелиты (среди известняков залегают в виде четко обособленных пачек мощностью до 50–120 м) и, очень редко, линзовидные маломощные горизонты кварцевых песчаников и гравелитов. В целом серия представляет отложения разнообразных мелководно-морских

и, реже, прибрежно-морских литоральных фаций. Суммарный разрез предполагает мощность серии до 1700–1800 м [335, 342].

На фоне окружающих толщ отложения серии в магнитном поле не выделяются, характеризуясь ровным отрицательным полем. В гравитационном поле характерен пониженный относительный фон.

Породы верхнеануйской серии подвержены интенсивным процессам будинажа, катаклаза, милонитизации и рассланцевания. Зоны окварцевания содержат минерализацию шеелита и золота [335, 342].

В породах нижнеануйской серии определены остатки позднеордовикских гелиолитид и брахиопод [335]. Более представительную палеонтологическую характеристику отложения имеют в стратотипических районах [44], где в нижней части серии (ханхаринская свита) установлены позднекарадокские, а в верхней (техтеньская свита) – ашгилские фаунистические остатки. С учетом этих данных отложения серии датируются поздним карадоком–ашгиллом.

### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Маралихинская свита ( $O-S_1^{?mr}$ ) распространена в Чарышко-Талицкой СФЗ в бассейнах рек Маралиха, Камышенка, Берёзовка, Молчаниха. Свита представляет собой существенно алевропелитовую толщу (алевролиты, глинистые сланцы) с крайне ограниченным развитием песчаных пород (кварц-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые алевропесчаники, мелко-, очень редко средне-крупнозернистые песчаники) и с единичными тонкими прослоями и линзами глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Доминирующая окраска пород серая, темно-серая (до черной), реже отмечаются зеленоватые оттенки.

Соотношения маралихинской и засурынской свит – тектонические. В зоне влияния Чарышко-Теректинского разлома вдоль их границ наблюдается чередование тектонических пластин, сложенных породами обеих свит. Верхняя граница свиты с антоньевской толщей согласная и определяется появлением в разрезе прослоев светло-серых известковистых мелко-среднезернистых песчаников, алевролитов и сменой окраски алевролитов от черных и темно-серых до зелено-серых и красноцветных.

Наиболее полный разрез свиты расположен по правому и левому борту р. Маралиха ниже устья р. Выдриха. Здесь наблюдается следующая последовательность слоев, в задернованных интервалах, возможно, осложненная тектоникой.

1. Темно-серые (до черных) неяснослоистые глинистые сланцы..	более 50 м
2. Алевролиты с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников..	100 м
3. Темно-серые, черные алевролиты с будинированными прослоями песчаников ..	30 м
4. Зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты ..	25 м
5. Зеленовато-серые тонкослоистые песчаники ..	10 м

6. Темно-серые с зеленоватым оттенком глинистые сланцы, в кровле прослой серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников .....	3 м
7. Темно-серые с зеленоватым оттенком алевролиты с тонкими (до 2 см) прослойками песчаников .....	50 м
8. Тонкое переслаивание темно-серых алевролитов и зеленовато-серых песчаников .....	2 м
9. Зеленовато-серые филлитизированные глинистые сланцы, реже серые, темно-серые алевролиты с единичными тонкими прослоями песчаников .....	375 м
10. Задернованный интервал .....	145 м
11. Зеленые филлитизированные глинистые сланцы .....	100 м
12. Задернованный интервал .....	175 м
13. Темно-серые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников .....	275 м
14. Задернованный интервал .....	175 м
15. Зеленые, реже темно-серые алевролиты с прослоями глинистых сланцев, редко песчаников.....	450 м
16. Темно-серые, реже зеленовато-серые глинистые сланцы с прослоями алевролитов .....	более 175 м

Мощность свиты по разрезу – более 2140 м. По площади она колеблется в пределах 1500–2200 м.

Подобное строение свита имеет и на других участках. Она характеризуется следующими литолого-фациальными особенностями строения:

- широким развитием сероцветных (темно-серых до черных), реже зеленовато-серых и зеленых алевролитов и глинистых сланцев, иногда с повышенной кремнистостью;

- ограниченным количеством песчаных пород, среди которых доминируют тонко- и мелкозернистые разности при практически полном отсутствии или присутствии в единичных маломощных (1–5 см) прослоях более грубых песчаников в верхней части разреза;

- очень низкой известковистостью (обычно породы содержат только единичные зерна карбоната), несколько повышающейся в верхах толщи в зоне контакта – постепенного перехода к отложениям антоньевской толщи за счет появления прослоев известковистых песчаников, содержащих до 10–20 % карбоната от объема породы.

На отдельных участках в составе свиты отмечаются единичные маломощные линзы и линзовидные прослои кремнистых пород (зеленовато-серые глинисто-кремнистые, кремнистые сланцы и яшмоиды красных оттенков) [335].

Характерной особенностью внутреннего строения маралихинской свиты является чередование пачек (50–400 м) серых, темно-серых (до черных) филлитизированных глинистых сланцев с редкими, обычно маломощными прослоями алевролитов, реже песчаников и пачек (первые метры–первые десятки метров) переслаивающихся (слоистость мелко- и тонкогоризонтальная ритмическая неравномерная, реже равномерная) серых, темно- и зеленовато-серых глинистых сланцев, алевролитов, алевропесчаников и тонко-мелкозернистых песчаников. Слоистые пачки образуют пакеты двух-, реже трехкомпонентных микроритмов с уменьшением зернистости вверх по разрезу. Эле-

ментарные ритмы имеют мощность от первых сантиметров до 10–15 см, редко до 30–35 см. Нижний элемент двухкомпонентных ритмов сложен тонко-мелкозернистыми песчаниками, алевропесчаниками массивной текстуры, в более мощных ритмах отмечается градационная или микроволнистая прерывистая слоистость, выраженная микропрослойками алевропелитов среди песчаников. Верхний элемент ритмов сложен микрослойчатыми (слоистость горизонтальная, неправильно-волнистая и линзовидно-волнистая) алевролитами и глинистыми сланцами. Мощности нижнего элемента ритмов – от 0,3–0,5 до 5,0 см, редко до 10–12 см; верхнего – от 1–2 до 10–20 см. В относительно редких наиболее мощных ритмах присутствует третий элемент (3–5 см) последних, представленный массивными серыми, темно-серыми (до черных) алевропелитами. В алевропелитах, менее в песчаниках иногда отмечается неравномерно рассеянная вкрапленность, изредка тонкие послонные линзовидные (до 10–15 × 1–2 см) скопления кристаллов (1–3 мм, реже более) кубического пирита, что более характерно для вышележащей антоньевской толщи. В составе свиты выделяются песчаники двух типов – низкокремнеземистые, подобные граувакковым песчаникам засурийской свиты, в низах свиты и существенно кварцевые, в ряде случаев с кремнистым цементом, в ее средней и верхней частях. Химический состав маралихинских алевропелитов характеризуется высокой магнезиальностью при повышенной кремнеземистости, в целом сходен с составом засурийских алевропелитов, но отличаясь от них более низкой степенью окисленности железа.

Отложения маралихинской свиты рассланцованы и смяты в изоклинальные наклонные и опрокинутые складки, осложненные мелкой складчатостью высоких порядков.

Отложениям свиты отвечает спокойное отрицательное магнитное поле, лишь в пределах экзоконтактов с гранитоидами слабо дифференцировано. Гравитационное поле над отложениями серии ровное, относительно повышенное. Плотность пород в среднем 2,67 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 650 и 310 [271]. Дешифрируемость отложений свиты слабая в связи с монотонностью ее состава и в целом плохой обнаженностью. Для свиты характерен ровный серый, темно-серый фототон и полосчатый, участками слабоволнистый фоторисунок.

Породы свиты широко используются в качестве источников щебня в строительных целях и для отсыпки дорог.

Палеонтологически свита охарактеризована слабо. Комплекс микрофоссилий *Baltisphaeridium* sp., *Peteinosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.), *Leiofusa* sp. и др., а также неопределимые, участками многочисленные остатки растительных микрообрывков и сколекодонд, установленные в ряде точек в бассейне верхнего течения р. Ниж. Калманка, указывают на послекембрийский возраст формирования пород свиты [358]. По положению в разрезе возраст маралихинской свиты определяется как предположительно ордовикско-раннесилурийский.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Громотухинская серия (*S<sub>igr</sub>*) развита в Чарышско-Чуйской и Коргоно-Терехтинской СФЗ. Серия включает чинетинскую и полатинскую свиты, которые обнажены в междуречье Ханхара–Бол. Тигирек в пределах Инского прогиба, а также по рекам Локтевка, Евстифеевка и Белая в пределах Северо-Восточной зоны смятия. Ранее отложения данного стратиграфического интервала рассматривались в качестве чинетинской (или подчагырской) свиты [342].

*Чинетинская свита* в северной части Инского прогиба сложена тонкообломочными терригенными породами – глинистыми, алевроито-глинистыми, известково-глинистыми сланцами, алевролитами, алевропесчаниками серой, темно-серой, черной, иногда зелено-серой окраски. Редко наблюдаются маломощные (до 1–1,5 м) прослои и линзы карбонатных пород, представленных в разной мере глинистыми и песчанистыми, обычно обломочными известняками серого и темно-серого цвета. В южной части Инского прогиба в бассейне р. Громотуха и в Майорском грабене она имеет более пестрый состав, в разрезах в заметных количествах появляются мелкообломочные породы (мелко- и среднезернистые существенно кварцевые песчаники), более широко развиты органогенно-обломочные известняки, терригенные породы, обычно, в разной мере известковистые, их цвет изменяется от серого до зеленого, в основании залегают неравномерно обогащенные песчаным и галечно-гравийным материалом кварцевого и кремнистого состава конгломератовидно-обломочные известняки с переходами по простиранию в сильно карбонатные песчаники и гравелиты. Чинетинская свита согласно залегает на отложениях позднего ордовика и согласно перекрывается полатинской свитой раннего силура. Верхняя часть свиты сложена пачкой (6 м) серых и зеленовато-серых алевроито-глинистых сланцев и глинистых алевролитов. В основании пачки найдены граптолиты *Spinograptus minor* (Bouček) и др., в 45 м – *Rastrites linnaei* Barrande и др., в 50 м – *Spinograptus turriculatus* (Barrande) [325].

По рекам Локтевка, Евстифеевка и Белая (Северо-Восточная зона смятия) отложения свиты представлены толщей (400–600 м) неравномерно переслаивающихся зелено-серых, серых, нередко известковистых алевролитов, глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников. Изредка наблюдаются маломощные (первые метры) прослои кварцевых гравелитопесчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а также небольшие линзовидные тела серых, темно-серых, розовато-серых органогенных, в разной мере песчаных известняков, известняковых песчаников. На левобережье р. Белая на уровне средней части разреза известняки образуют довольно выдержанный по простиранию горизонт мощностью 10–30 м. В пределах таких участков отложения свиты интенсивно рассланцованы, подвержены процессам будинажа и милонитизации, участками превращены в серицит-хлоритовые и известково-хлорит-серицитовые сланцы. Окаменелости обычно плохой сохранности или имеют широкий возрастной интервал распространения в пределах раннего силура. Мощность свиты варьирует от 400 до 600 м.

В северной части Инского прогиба разрезы свиты довольно монотонны и представлены алевроито-глинистыми и глинистыми фациями. Почти повсе-

местно в средней части разреза (уровень граптолитовых зон *convolutus-sedgwicki*) отмечается широкое развитие воднооползневых нарушений слоистости с отчетливо проявленными текстурами течения и растаскивания осадка, которые охватывают отдельные пакеты слоев мощностью до 10–15 м. В бассейне верхнего и среднего течения р. Громотуха, а также в пределах Майорского грабена она представлена карбонатно-терригенными прибрежными осадками литорали–верхней сублиторали, при этом резко доминируют фации мелкозернистых, хорошо отсортированных песков, нередко с примесью раковинного детрита. В основании свиты залегает горизонт (50 м) конгломератовидно-обломочных известняков с колониями кораллов с фациальными переходами по простиранию в сильно известковистые кварцевые песчаники и гравелиты. Все перечисленные литологические разности представляют большей частью «смешанные» породы с разными пропорциями содержащихся в них терригенного и карбонатного компонентов с частыми переходами как от слабо- и сильноизвестковистых алевролитов (песчаников) до сильно- и слабоглинистых (песчанистых) известняков. Известняки, обычно органогенно-обломочные – шламовые, разнотерритовые, иногда органогенно-брекчиевые с брахиоподовым, коралловым и криноидным детритом. В средней части пачки прослежен горизонт (мощность – первые метры, участками – более) розовато-, светло-серых сильно песчаных и глинистых ракушечников, сложенных на 50–70% детритом брахиопод. В составе комплекса окаменелостей этой части разреза имеются элементы фауны так называемого тувинского типа (брахиоподы *Tuvaella račkovskii* Tchern, *Stegerhynchus angaciensis* Tchern.). Мощность свиты – до 1300 м, в целом по площади – 500–1300 м.

В зоне влияния Майорского интрузива отложения превращены в тонкопосчатые, узловато-пятнистые кордиеритовые, амфибол-кордиеритовые роговики с прослойками мраморизованных известняков и мраморов. В зоне Чарышско-Теректинского разлома широко проявлены процессы катаклаза и сланцеватости.

Выходы пород свиты характеризуются слабомагнитным полем интенсивностью 50–100 нТл и ровным гравитационным фоном. В экзоконтактах с интрузивными массивами напряженность магнитного поля резко возрастает, достигая 200–500 нТл и более.

Возраст свиты по фауне определяется в пределах раннего–начала позднего лландовери раннего силура (объем граптолитовых зон от *persculptus* до *turriculatus* включительно).

*Полатинская свита* сложена переслаивающимися органогенными, органогенно-обломочными, обломочными и хемогенными известняками, известково-глинистыми, глинистыми сланцами, реже алевролитами и мелкозернистыми существенно кварцевыми песчаниками. Окраска пород серая, темно-серая до черной, изредка отмечаются зеленовато-серые тона. С нижележащей чинетинской и вышележащей чесноковской свитой контакты согласные. Мощность отложений свиты – 200–400 м.

В западной части Чарышско-Чуйской СФЗ в пределах Северо-Восточной зоны смятия породы тонкосланцеватые, известняки мраморизованы, карбонатно-терригенные отложения превращены в известково-хлорит-серицитовые

сланцы. В экзоконтактах Синюшинского и Тигирекского гранитных массивов свита сложена мраморами с прослоями полосчатых, узловато-пятнистых известково-силикатных роговиков, телами пироксеновых, пироксен-гранатовых, гранат-эпидотовых и магнетитовых скарнов. В Белорецком железорудном месторождении рудная зона сложена перемежающимися телами скарнов с разным содержанием магнетита и мраморами. Интенсивность магнитного поля над отложениями свиты составляет 30–50 нТл; в районе Белорецкого месторождения железа аномальная зона достигает интенсивности от 2000 до 10 000 нТл.

Отложения свиты содержат остатки корралов, криноидей и брахиопод. Из окаменелостей установлены ругозы *Evenkielia uralicum* Soshk., *E. parisidalis* Zhelt., *Neopaliphyllum soshkini* Zhelt., *Zelophyllum* ex gr. *conicum* Bulv., *Руснаотис* ex gr. *mitratus* (Schl.) и др.; табуляты *Favosites hisingeri* M. Edw. et H., *F. gothlandicus* Lam., *Paleofavosites balticus* (Rukhin), *P. angoporoides* Sok., *P. paulus* Sok., *Mesofavosites densus* Sok., *Multisolenia toptuosa* Fritz, *M. misera* Tes., *M. formosa* Sok., *Heliolites parvus* Miron., *Stelliporella parvistella* F. Roem., *Crassilasma crassiseptatum* Ivn., *Striatopora* aff. *anuyensis* Miron., *Halysites catenularis* (Ln.), *Barrandeolites bowerbankii* (M. Edw. et H.) и др., характерные для лландоверийского века. Наряду с бентосной фауной выявлены граптолиты *Dictyonema graptolithorum* Poeta, *Polygonograptus* sp., *Stromatograptus* sp., *Monograptus* sp., *Oktavites* sp., присущие подзоне *griestonensis* зоны *spiralis* и определен комплекс конодонт, указывающий на верхи зоны *Pterospathodus celloni* и низы зоны *Pterospathodus amorphognathoides*. Возраст свиты по фауне и положению в разрезе установлен как середина позднего лландовери (соответствует большей части граптолитовой зоны *spiralis*, подзона *griestonensis* – нижняя часть подзоны *grandis*) [342].

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Черноануйская свита ( $S_2\check{c}a$ ) распространена в северной части Чарышско-Чуйской СФЗ. Она сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами, известняками, гравелитами и конгломератами с галькой кремней, яшм, известняков и сланцев. Здесь ее отложения согласно наращивают разрез куймовской свиты и перекрываются камышенской свитой с конгломератами и гравелитами в основании. Мощность отложений – 390 м. Темно-серые и серые глинистые известняки содержат остатки строматопоройд *Parallelostroma typicum* (Rosen.), *Densastroma* ex gr. *podolicum* (Yavor.) и др., ругоз *Spongophylloides nikiforovae* (Bulv.) и др., табулят *Favosites humilis* Sok. и др., трилобитов *Warburgella waigatschensis* (Tschern. et Yak.), брахиопод *Machae-raria nymphaeiformis* (Nikif.), *Stegerhynchus nuculus* (Sow.) и остракод *Neobey-richia anuica* Pol., *Ochescaphella altaica* Pol. [335].

На других участках отложения черноануйской свиты развиты фрагментарно и представлены переслаиванием буровато-зеленых и вишнево-красных алевролитов с линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Среди них на различных стратиграфических уровнях залегают крупные органогенные постройки, сложенные белыми и розоватыми массивными известняками с



остатками табулят *Favosites* cf. *fuscus* Klaam., *F. victorius* Klaam., *Faralicio-porella favositiformis* (Holtedahl.), *Cladopora salairica* Miron.; ругоз *Lyriellasma dubroviensis* (Zhelt.), *Tryplasma stepanovii* Tchern., *Tr. multitabulata* Nikolaeva, *Neomhpyma originata* Soshk.; брахиопод *Schellwinella williamsi* Kulk., *Stegerynychus nuculus* Sow., *Rhynchatrypa* aff. *cuncata* Dalm. Участками в верхних частях разреза свиты присутствуют линзы кремней и яшм. Возраст свиты по комплексу вышеприведенных органических остатков соответствует пржедольскому веку [335, 325].

### СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ(?)

Антоньевская толща ( $S_1$ – $D_1$ (?)an) развита в северо-восточной части площади, в междуречье Чарыш–Ануй, в пределах Чарышско-Талицкой СФЗ. Антоньевская толща выделена [335] вместо предусмотренных ранее Алтайской серийной легендой базальт-кремнисто-сланцевой и кремнисто-терригенной толщ. Она сложена алевролитами, разнозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, филлитизированными глинистыми сланцами серой, серо-зеленой, реже лилово-серой и лиловой окраски. В нижней половине разреза встречаются линзовидные прослои, линзы и олистолиты серых, светло-серых массивных известняков, пачки известковистых песчаников и алевролитов, прослои светло-серых, зеленых глинисто-кремнистых, кремнистых сланцев, лиловых и вишневых яшмоидов. В верхней части разреза отмечаются линзовидные прослои гравелитов наряду с линзами и аллохтонными глыбами слоистых и рифогенных известняков.

Толща согласно, с постепенным переходом залегает на отложениях маралихинской свиты и с размывом и угловым несогласием перекрывается осадочно-вулканогенными образованиями куяганской свиты среднего–верхнего девона.

По характерным особенностям литологического состава толща подразделяется на три подтолщи [335]: *нижнюю* существенно алевропелитовую с подчиненным количеством песчаных пород и максимальным развитием известняков, а также в разной мере известковистых терригенных и кремнистых пород; *среднюю* – песчано-алевролитовую с подчиненным развитием глинистых пород, редкими линзами известняков и кремнистых пород; *верхнюю* – существенно песчаную с подчиненным развитием алевропелитов, короткими линзовидными горизонтами гравелитов, линзами и олистолитами известняков, редко кремнистых пород.

Антоньевская толща характеризуется следующими особенностями:

– большей, по сравнению с подстилающей маралихинской свитой, песчаностью в целом и возрастанием песчаности вверх по разрезу; при этом в низах, в зоне перехода от маралихинской свиты развиты тонкие прослои песчаников при наличии пачек темноцветных (до черных) подобных маралихинским алевролитам, а в верхах песчаники количественно доминируют и образуют пачки мощностью до нескольких десятков и первых сотен метров;

– повышенной известковистостью, в том числе в песчаных разностях, где она составляет в средней части разреза 20–30% и более при появлении линз, прослоев и пачек известняков с органическими остатками;

– наличием пачек пестроцветных пород при доминирующей сероцветности и широком развитии терригенных пород зеленоватых оттенков с чередованием зеленых и лиловых разностей алевролитов, развитых в частности в нижней подтолще наряду с прослоями известняков с фауной (район Слюдянского озера);

– наличием в терригенных породах различной степени известковистости вкрапленности аутигенного пирита при вариациях его содержаний от единичных мелких зерен до первых процентов, что позволяет отличать слабоизвестковистые породы антоньевской толщи от подобных образований маралихинской свиты.

Нижняя подтолща антоньевской толщи состоит из пачек переслаивающихся темно-серых (до черных), зелено-серых, изредка красноцветных глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов с прослоями зеленовато-серых, светло-серых, преимущественно мелкозернистых, менее более грубых аркозовых, полимиктовых, реже известковистых существенно кварцевых песчаников, известковистых и известковых алевролитов. Присутствуют линзы и линзовидные прослои серых, светло-серых, редко темно-серых массивных и тонкополосчатых мраморизованных органогенных и органогенно-обломочных пород (глинисто-кремнистые, кремнистые сланцы, яшмоиды).

Лектостратотипический разрез антоньевской толщи и ее нижней подтолщи расположен по р. Вятчиха [358, 335].

1. Серые тонкослоистые алевроито-глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов мощностью до 2 м .....	110 м
2. Лиловые кремнисто-глинистые сланцы с силлами базитов.....	100 м
3. Светло-серые полевошпат-кварцевые алевролиты.....	28 м
4. Серые алевроито-глинистые сланцы с редкими будинированными прослоями кварцевых алевролитов.....	80 м
5. Светло-серые алевролиты, в основании – слой (мощностью 5 м) среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников .....	65 м
6. Тонкое (до 1 см) переслаивание серых филлитизированных глинистых сланцев и светло-серых алевролитов. В средней части пачки – прослой светло-серых среднезернистых песчаников мощностью 5 м.....	130 м
7. Лиловые кремнисто-глинистые сланцы .....	23 м
8. Зелено-серые рассланцованные алевролиты с будинированными прослоями кремнисто-глинистых сланцев. В верхах – лиловые яшмоиды (15 м) .....	120 м
9. Зелено-серые филлитизированные кремнисто-глинистые сланцы .....	80 м
10. Темно-серые кремнисто-глинистые сланцы с будинами кремнистых пород ..	120 м
11. Светло-серые алевроитисто-кремнистые сланцы .....	25 м
12. Темно-серые кремнисто-глинистые сланцы .....	45 м
13. Переслаивание зелено-серых филлитизированных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев .....	40 м
14. Светло-серые алевроитисто-кремнистые сланцы .....	30 м

Выше по разрезу залегают глинистые сланцы средней подтолщи. Мощность отложений нижней подтолщи по разрезу составляет 996 м. В разрезе

породы сильно изменены, что выражается в их рассланцевании, будинаже слоев и окремнении.

Сходное строение нижняя подтолща антоньевской толщи имеет и на других участках своего развития. Характерна многопорядковая разномасштабная ритмичность, где пачки (от 50–100 до 350–450 м) однородных алевропелитов с относительно редкими, часто будинированными прослоями песчаников, известняков и кремнистых пород перемежаются с пачками (50–150 м) микро- и тонкогоризонтально равномерно или неравномерно ритмически слоистых глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Кремнистые породы обычно массивной, иногда полосчатой или пятнистой текстуры на разных уровнях разреза образуют рассеянные линзовидные горизонты мощностью от первых метров до 10 м, редко более, протяженностью до первых сотен метров, реже до 1–2 км. Контакты их с вмещающими филлитизированными алевропелитами нередко постепенные, в наиболее крупных телах – резкие.

Линзовидные прослои и линзы известняков часто встречаются по всему полю развития осадков подтолщи. Вверх по разрезу возрастает количество песчаников, при этом большей частью они развиты в пределах ритмичнослоистых пачек, реже образуют отдельные горизонты, мощностью первые метры, редко до 15 м, среди алевропелитовых пачек.

Известняки содержат табуляты *Subalveolitella repentina* (Sok.), *Laceripora cribrosa* Eichv., *Palaeofavosites* sp.; раннесилурийские брахиоподы *Caranatia* cf. *dianae* Kulk., *Gypidula* sp., *Pentanuroides*? sp. [332], *Pentamerus longiseptatus* M. Bor.; ругозы *Zelophyllum ludlovensis* Zhelt., *Neomphyta rosiformis* Zhelt., *Entelophyllum* sp. и др. [358, 332]; криноидеи *Decacrinidae*(?), *Mediocrinus*(?) sp. aff. *M. medius* (Yelt.), *Salaiocrinus*(?) sp. ind., *Calleocrinus*(?) sp. ind., *Stenocrinus*(?) sp., *Peribolocrinus*(?) sp. ind., *Mediocrinus*(?) sp. ind., *Calleocrinus*(?) sp. ind.; конодонты *Belodella resima* (Philip); зеленые водоросли *Vermiporella* cf. *fragilis* Stol., которые датируют их горстийско-лудфордским веком позднего силура [67]; фрагмент более молодого, чем ордовикский, конодонта и силурийские зеленые водоросли *Mirocodium* sp., *Vermiporella* sp. [332].

Средняя подтолща антоньевской толщи определяется доминирующим развитием зеленых, серо-зеленых, зеленовато-серых, серых алевролитов, известковистых алевролитов, мелко- и среднезернистых, реже крупнозернистых, часто известковистых аркозовых, полевошпатово-кварцевых, кварцевых, реже полимиктовых песчаников. Менее развиты темно-серые, серо-зеленые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Отмечаются линзовидные горизонты пестроокрашенных кремнистых пород (кремнистые сланцы, яшмоиды) и, редко, светло- и темно-серых мраморизованных известняков. Для подтолщи характерны частые латеральные фациальные вариации.

В стратотипическом разрезе по р. Вятчиха средняя подтолща имеет следующее строение [358]:

1. Переслаивание серо-зеленых и лиловых филлитизированных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. В подошве – лиловые, в кровле – светло-зеленые яшмоиды (вероятно, зона окремнения в контакте силла афировых базальтов) .....	235 м
2. Силл афировых базальтов (микродолеритов) .....	30 м
3. Светло-серые кремнистые сланцы .....	55 м

4. Переслаивание серо-зеленых глинистых и кремнистых сланцев .....	80 м
5. Темно-серые филлитизированные кремнисто-глинистые сланцы .....	130 м
6. Переслаивание серо-зеленых глинистых, в кровле (17 м) зеленые кремнистые сланцы .....	157 м
7. Тонкое переслаивание зелено-серых алевролитов и глинистых сланцев .....	35 м
8. Темно-серые филлитизированные глинистые сланцы с будинами кварцевых песчаников .....	150 м
9. Серо-зеленые филлитизированные глинистые сланцы с прослоями (или зонами) лиловых и зеленых яшмоидов .....	140 м
10. Зелено-серые филлитизированные глинистые сланцы пиритсодержащие, с будинами кварцевых песчаников и кремнистых пород .....	85 м
11. Переслаивание зелено-серых и рыжих мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников и филлитизированных глинистых сланцев .....	35 м
12. Темно-серые и зелено-серые филлитизированные глинистые сланцы с будинами полевошпат-кварцевых, кварцевых песчаников и кремнистых пород. В нижней части пачка (20 м) зелено-серых полевошпат-кварцевых песчаников с тонкими (до 5 см) прослоями алевролитов .....	160 м
13. Переслаивание зелено-серых алевролитов и глинистых сланцев .....	35 м
14. Переслаивание зелено-серых, рыжих, светло-серых полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев .....	120 м
15. Переслаивание лилово-серых, зелено-серых кремнистых пород .....	50 м
16. Силл метабазальтов, долеритов с ксенолитами лиловых кремнистых пород ..	35 м
17. Зелено-серые, светло-серые алевритисто-глинистые и глинистые сланцы с прослоями и пачками (или зонами окремнения) кремнистых сланцев и яшмоидов. Пачка соответствует участку тектонического нарушения .....	92 м
18. Переслаивание буровато-серых аркозовых известковистых песчаников и зелено-серых алевролитов .....	83 м
19. Темно-серые филлитизированные кремнисто-глинистые сланцы с прослоями (или зонами) лиловых яшмоидов .....	18 м
20. Мелкое и тонкое (0,5–20 см) переслаивание светло-серых аркозовых известковистых песчаников и алевролитов с редкими более мощными (до 4 м) прослоями градационно-слоистых песчаников, переходящих в алевролиты .....	110 м
21. Светло-серые, буровато-серые градационно-слоистые аркозовые известковистые песчаники .....	290 м
22. Тонкое (2–3 см) переслаивание лилово-серых глинисто-кремнистых и зеленых филлитизированных глинистых сланцев. Пачка соответствует участку тектонического нарушения .....	330 м
23. Переслаивание зеленых аркозовых песчаников и алевролитов .....	120 м
24. Лилово-серые глинисто-кремнистые сланцы .....	110 м
25. Тонкое переслаивание лиловых, зеленых глинисто-кремнистых и серых, зеленых филлитизированных глинистых сланцев. В средней части редкие прослои (4–12 см) зеленых алевролитов .....	200 м
26. Зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники .....	10 м
27. Лиловые глинисто-кремнистые сланцы .....	22 м
28. Переслаивание зеленых и серых филлитов .....	85 м
29. Зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями алевролитов мощностью до 10 см .....	30 м
30. Зеленые филлитизированные глинистые сланцы с прослоями серых алевритоглинистых сланцев .....	110 м

Выше по разрезу залегают песчаники верхней подтолщи. Мощность отложений средней подтолщи антоньевской толщи по разрезу – 3132 м, возможно, является завышенной в результате сдвоения отдельных фрагментов разреза по тектоническим нарушениям.

В глинистых сланцах, алевролитах и известняках выявлены растительные микрообрывки, остатки неопределимых сколекодонт и микрофоссилий *Ostiana microcystis* (Herm.), *Leiomarginata pusilla* Naum., *Leiosphaeridia bituminosa* Tim., указывающие на палеозойский возраст формирования отложений [358, 332]. Возраст подтолщи по положению в разрезе определяется как поздний силур.

Верхняя подтолща антоньевской толщи имеет следующее строение в стратотипическом разрезе по р. Вятчиха [358]:

1. Серо-зеленые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники .....	115 м
2. Лиловые кремнисто-глинистые сланцы .....	3 м
3. Серо-зеленые полимиктовые песчаники с редкими прослоями (до 0,3 м) лилово-серых алевролитов .....	130 м
4. Переслаивание серо-зеленых алевролитов и полимиктовых песчаников .....	140 м
5. Голубовато- и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники .....	230 м
6. Табачно-зеленые полимиктовые алевролиты .....	35 м
7. Табачно-зеленые градационнослоистые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими линзами (мощностью до 2–3 м) алевролитов с отчетливыми контактами в подошве и кровле; по простиранию замещаются алевролитами	380 м
8. Табачно-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники с маломощными (до 3–4 м) линзами и бесформенными включениями гравелитов, по простиранию на коротких интервалах, постепенно переходящих в песчаники и алевролиты .....	90 м
9. Табачно-зеленые градационнослоистые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники (мощность ритмов первые метры) с маломощными линзами алевролитов. В основании – горизонт серых крупнозернистых полимиктовых песчаников .....	более 160 м

В разрезе соотношения слоев 5 и 6 задернованы и, вероятно, нарушены разломом. Мощность отложений верхней подтолщи по разрезу – более 1283 м, по площади листа – не менее 2500 м. Общая мощность антоньевской толщи по стратотипическому разрезу – не менее 5400 м, по площади – 4100–5500 м.

В южном направлении от стратотипа разрезы подтолщи относительно однообразны и характеризуются неравномерным, участками ритмичным переслаиванием (мощность прослоев от первых сантиметров до 4–10 м) массивных или градационнослоистых песчаников и алевролитов. При этом характерна резкая фациальная невыдержанность по латерали отложений с частыми переходами на коротких расстояниях (3–5 м) от алевролитов к крупнозернистым песчаникам, гравелитам и наоборот. Изредка отмечаются маломощные пачки и линзы глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. В северном направлении от стратотипа в разрезах подтолщи по рекам Галовка и Татарка появляются мощные (до 200–300 м) пачки переслаивающихся лиловых, фиолетово-серых и зеленых филлитизированных глинистых сланцев, редко лин-

зы глинисто-кремнистых сланцев. В верхах разрезов подтолщи появляются линзовидные прослои известняков. Из палеонтологических остатков в разрезах подтолщи выявлены растительные микрообрывки и остатки микрофоссилий *Leiosphaeridia crassa* Naum., по которым возраст неопределим; кораллы *Mesofavosites ajaguensis* Barskaja, *Favosites* ex gr. *horribilis* Koval., *Heliolites jacki* (Dun.), *H. salairicus* Tchern., *Pachypora* ex gr. *vaigacensis* Tchern., *Cladopora isensis* Yanet., *Axulolites* sp.; а из верхней – кораллы, типичные для локховского века (томь-чумышское время) раннего девона – *Syringopora schmidty* Tchern., *Favosites* cf. *fungites* Sok., *F. socialis* Sok. et Tes. В этом же районе в аллохтонных глыбах известняков установлены кораллы *Mesofavosites mediocrinus* Miron., *Cladopora isensis* Yanet. (силурийские формы), *Gephuropora(?) paleoforma* Miron., *F. socialis* Sok. et Tes., *Khmeria* sp., *Trachypora* sp. (раннедевонские формы) [335].

Для отложений антоньевской толщи характерны пониженные значения регионального гравитационного фона и слабодифференцированное спокойное слабоотрицательное магнитное поле с локальными положительными аномалиями, связанными с выходами вулканических пород основного состава, которые при ГДП-200 [335] ошибочно отнесены к дайкам и sillам урскульского габбродолеритового комплекса. На аэрофотоснимках поля развития свиты выделяются серым и светло-серым фототонном, тонкополосчатым фоторисунком, подчеркивающим лениаменты кливажа. Границы между подсветами не дешифрируются вследствие близости их составов и структурно-текстурных особенностей строения.

Химический состав песчаников нижней подтолщи антоньевской толщи характеризуется низкой глиноземистостью и щелочностью, что связано с увеличением в них обломков кварца и снижением полевых шпатов.

Металлогения антоньевской толщи определяется в первую очередь многочисленными проявлениями и пунктами минерализации железа в кремнистых сланцах и яшмоидах (гематитовый и гематит-магнетитовый типы). Присутствуют также медноколчеданные и медные проявления.

Временной интервал формирования антоньевской толщи в целом по палеонтологическим остаткам и положению в разрезе определяется шейнвудским веком раннего силура–раннелокховским веком раннего девона, но по решению СибРМСК раннесилурийско–раннедевонский возраст антоньевской толщи принимается как предполагаемый [335].

#### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Камышенская свита (*D<sub>1km</sub>*) развита в бассейне р. Ануй в пределах Чарышско-Чуйской СФЗ, где слагает тектонические блоки в бассейне рек Локтевка и Боровушка. Свита сложена кварцитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами серого, зелено-серого цвета, редко красного цвета, слоистыми и массивными биогенными, биокластическими и пелитоморфными глинистыми известняками серой, светло- и темно-серой окраски. В нижней части свиты отмечаются прослои и линзы гравелитов и конгломератов с галькой черных силицилитов, пестроокрашен-

ных песчаников, алевролитов и известняков. Камышенская свита несогласно с конгломератами в основании залегает на различных горизонтах силурийских отложений и в свою очередь с размывом перекрывается отложениями барагашской свиты эмсского века. Из-за незначительных размеров выходов камышенская свита на фоне окружающих терригенно-карбонатных отложений силура в геофизических полях не выражается. Полезных ископаемых, связанных с отложениями свиты, не выявлено. Известняки свиты очень чистые и пригодны для производства воздушной извести, а также могут быть использованы в качестве строительного материала.

Мощность свиты на различных участках варьирует от 360 до 1300 м. Возраст свиты по фауне отвечает локховскому и пражскому векам раннего девона [333].

### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Куяганская свита ( $D_{2-3kg}$ ) развита в низовьях и по водоразделу рек Чарыш и Ануй в пределах Чарышско-Чуйской и Чарышско-Талицкой СФЗ. В состав свиты входят лавы, лавобрекчии, туфолавы и туфы андезитов, андезибазальтов, базальтов, андезидацитов, в верхней – туфы и туфолавы риодацитов и риолитов. В Новофирсовском и Курьино-Акимовском прогибах, севернее распространения одноименного андезит-дацит-трахириолитового комплекса, отложения свиты представлены широким спектром мелководно-морских и прибрежно-морских сероцветных, реже пестроцветных карбонатно-терригенных осадков, участками с незначительным развитием пирокластических, осадочно-пирокластических и кремнистых пород. Среди осадочных пород резко преобладают песчаники, редко встречаются прослои глинистых сланцев, известняков, гравелитов и конгломератов. В нижних частях разреза доминируют низкотитанистые андезибазальты, андезиты, их лавобрекчии и туфолавы, розовато-лиловые и малиновые слоистые туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты с обломками и гальками порфириров, реже песчаники и известняки; в верхних – туфы и туфолавы среднего и кислого состава, количество которых возрастает в восточном направлении.

В правобережье р. Локтевка, севернее пос. Новофирсово, отложения свиты детально охарактеризованы палеонтологическими остатками [333, 325] в обобщенном разрезе.

1. Чередование темно-лиловых, лиловых и вишнево-лиловых алевроаргиллитов, алевролитов и мелко-среднезернистых песчаников с отдельными маломощными (от первых десятков сантиметров до 1–3 м) горизонтами и прослоями туффитов, разномощных туфопесчаников, туфогравелитов, мелкогалечных туфоконгломератов, редко туфов среднего состава зеленовато-серой, светло-серой и голубовато-серой окраски, с редкими линзами мраморизованных известняков мощностью до 3–4 м. .... 352 м
2. Чередование пестроцветных туфогравелитов, туфопесчаников, туффитов и кремнистых туфоалевролитов ..... 48 м
3. Грубое переслаивание зеленовато-серых и грязно-зеленых туффитов, туфоконгломератов, менее туфогравелитов и туфопесчаников ..... 80 м

4. Переслаивание серо-зеленых и табачно-зеленых туфопесчаников и разнозернистых песчаников, алевролитов и туфоалевролитов с обломками брахиопод плохой сохранности, реже туфогравелитов, туффитов и туфов смешанного и кислого состава с линзами серых и темно-серых известняков с маломощными будинированными прослойками черных фтанитов .....	70 м
5. Тонкое переслаивание розовато- и красновато-серых алевролитов и туфоалевролитов с зеленовато-серыми, серыми кремнистыми аргиллитами, редко кремнистыми туффитами, иногда в значительной степени состоящими из радиолярий и спикул губок .....	50 м
6. Табачно-зеленые и серо-зеленые нечеткослоистые, реже слабо косослоистые разнозернистые песчаники и туфопесчаники с тонкими прослоями алевролитов и алевропесчаников. В нижней части горизонты (0,3–0,4 м) туфогравелито-конгломератов. В прослоях алевролитов содержатся фрагменты растений <i>Lycopsidea, Balkhashiodendron kiselevi</i> Senk. ....	800 м
7. Светло-серые разнозернистые туфопесчаники и песчаники с прослоями алевролитов, алевропесчаников, туфогравелитов и витро-кристаллокластических туфов кислого состава .....	более 350 м

Мощность свиты по площади варьирует от 1500 до 2000 м.

Куяганская свита с размывом залегает на отложениях барагашской свиты (верхний эмс) и несогласно перекрывается малафеевской свитой позднего живета–франа. Возраст формирования субвулканических тел в Курьинском ареале, полученный по цирконам U-Pb методом (SHRIMP II) – позднедевонский: от  $382 \pm 3,5$  млн лет до  $372,7 \pm 3,7$  млн лет, общей продолжительностью порядка 10 млн лет [66]. На основании геохронологических и палеонтологических данных куяганский комплекс и куяганская свита датируются средним–поздним девонем.

Малафеевская свита ( $D_{2-3ml}$ ) распространена в пределах Чарышско-Чуйской СФЗ, узкой полосой выходит на левобережье р. Мал. Белая от ее устья до р. Глубочанка. Она сложена серыми, буровато-серыми, зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми, кварцевыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами с частыми прослоями и линзами органогенных известняков, редко отмечаются линзовидные горизонты конгломератов с галькой андезитов, розовых мраморов и гранитоидов. Отложения интенсивно проработаны тектоническими процессами. Верхний и нижний контакты свиты в районе тектонические, в стратотипической местности она несогласно перекрывает образования куяганской свиты среднего–позднего девона, верхняя граница эрозионная. Опорный разрез расположен по левому притоку р. Мал. Белая выше впадения в нее руч. Рябиновый, где наблюдается следующая последовательность слоев.

1. Буровато-серые мелкозернистые песчаники .....	более 7 м
2. Переслаивание серых известняков и песчаников .....	40 м
3. Грубозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и известняками .....	32 м
4. Желтовато-зеленые мелкозернистые песчаники .....	125 м
5. Зеленовато-серые известковистые алевролиты с прослойками песчаников .....	60 м
6. Темно-серые известняки с колониями кораллов <i>Tabullophyllum abditum</i> (E. et H.) .....	4 м



7. Переслаивание песчаников и алевролитов .....	52 м
8. Задерновано .....	50 м
9. Светло-серые известняки с остатками неопределимой фауны .....	10 м
10. Задерновано .....	90 м
11. Песчано-глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников	более 10 м

Мощность свиты по разрезу – более 480 м.

По простиранию из разреза иногда выпадают известняки и преобладающими становятся песчаники. В средней части свиты по руч. Рябиновый появляются линзы конгломератов, здесь же выявлены мшанки *Fenestella ex gr. elongata* Krasn. Приведенная органика не противоречит отнесению свиты к позднему живету–раннему франу (мазаловско-киттатское и вассинское время) [42, 43, 342].

## АЛТАЕ-МОНГОЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

### СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Тигерекская серия ( $S_{1-2tg}$ ) развита в Коргоно-Терехтинской СФЗ в междуречье Бол. Тигирек–Ханхара и в Чарышско-Чуйской СФЗ в виде крупных тектонических пластин в Северо-Восточной зоне смятия. В состав серии входят чесноковская, чагырская и куимовская свиты.

*Чесноковская свита* в юго-восточной части Чарышско-Чуйской СФЗ сложена переслаивающимися серыми, темно-серыми до черных и зелено-серыми глинистыми, глинисто-известковыми сланцами, алевролитами, в разной мере глинистыми комковатыми, органогенно-обломочными и органогенными известняками, редко мелкозернистыми известково-глинистыми песчаниками. С нижележащей полатинской и вышележащей чагырской свитами она имеет согласные контакты. Свита охарактеризована граптолитами *Octavites spiralis* (Geinitz), *Monoclimacis linnarssoni linnarssoni* (Tillberg), *Monograptus* (s.l.) sp. и обильными остатками кораллов, брахиопод, остракод, гастропод, трилобитов и мшанок [73], на основании которых возраст свиты определяется концом позднего лландовери–ранним венлоком [43].

*Чагырская свита* распространена в бассейне р. Локтевка, на водоразделе рек Чарыш и Суетка, по правому и левому бортам р. Чарыш в районе дер. Чагырка. Она представлена светло-серыми и темно-серыми, редко розовыми массивными, иногда слоистыми пелитоморфными и мелкокристаллическими известняками, участками органогенно-обломочными и рифогенными, с примесью глинистого и песчаного материала, с прослоями и линзами известковистых сланцев и содержит органические остатки, характерные для позднего венлока. В основании залегают кварцевые песчаники на известковистом цементе и известковые конгломераты. С ниже- и вышележащими подразделениями имеют согласные соотношения. Ее мощность варьирует от 1300 до 1500 м [43].

*Куимовская свита* в Чарышко-Чуйской СФЗ прослеживается в отдельных тектонических блоках к югу и востоку от дер Акимовка, а также в междуречье Чагырка–Тулата, по лево- и правобережью р. Иня, севернее с. Тигирек (стратотипическая местность). Свита сложена неравномерно переслаивающимися серыми, темно-серыми и черными слоистыми, иногда массивными, в разной мере обогащенными глинистым и тонкопсаммитовым кварцевым материалом органогенно-брекчиевыми, детритовыми и шламовыми известняками с небольшими телами водорослевых биогермов, реже мергелями, известково-глинистыми сланцами и известковыми алевролитами. Нижний контакт с чагырской свитой согласный, верхняя граница денудационная, но восточнее она согласно перекрывается черноануйской свитой пржидолия. Мощность свиты – 200–400 м. Особенности внутреннего строения, обилие разнообразных органических остатков указывают на ее формирование в условиях открытого мелководного шельфа. Породы свиты характеризуются слабоотрицательным магнитным полем и несколько повышенным гравитационным. По органическим остаткам куимовская свита датируется лудловским веком [342].

#### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Барагашская свита ( $D_{1br}$ ) распространена в Чарышко-Чуйской и в Коргоно-Терехтинской СФЗ. Отложения свиты подразделяются на три пачки, ранее выделяемые как мурзинская, курьинская и акимовская свиты: нижняя – переслаивание конгломератов, состоящих из обломков известняков, серых гравелитов и песчаников разнозернистых известковистых; средняя – известняки серые тонкослоистые запесоченные; верхняя – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, средне-мелкозернистых зеленовато-серых, желтовато-зеленых часто известковистых. В пределах Новофирсовской синклинали в разрезе свиты отмечаются песчаники кварц-полевошпатовые на кремнистом цементе. Мощность свиты – более 640–700 м. Отложениям свиты отвечает спокойное отрицательное магнитное поле. Гравитационное поле над отложениями серии ровное. Плотность пород в среднем  $2,72 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 20 и 23 [271].

В стратотипической местности (на сопредельной территории, в правобережье р. Куваш (правый приток р. Песчаная) она несогласно перекрывает отложения камышенской свиты раннего девона и также с несогласием перекрывается шивертинской свитой среднего девона [342, 335, 333].

В скарнах и скарнированных породах свиты в экзоконтакте Мурзинского массива присутствует золоторудная и медная минерализация.

Возраст барагашской свиты по многочисленной фауне определяется в пределах эмса [342, 333].

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Коргонская свита ( $D_{1-2}krg$ ) на левобережье р. Бол. Тигирек залегает в приазломных структурах, вытянутых в субширотном направлении вдоль Тигирекского разлома, а также на право- и левобережье р. Белая в верхнем течении слагает большую часть западного фрагмента Коргонского прогиба. Свита сложена пестроокрашенными вулканокластическими породами и лавами кислых, реже средних и основных эффузивов, пирокласто-осадочными, вулканотерригенными отложениями, лавами массивных, флюидальных, брекчиевых риолитов, риодацитов, иногда порфирировых андезитов, в меньшей мере полимиктовыми и олигомиктовыми терригенными, карбонатными и кремнистыми породами с линзовидными горизонтами гематитовых, гематит-магнетитовых и магнетитовых руд, редко марганцовисто-карбонатно-кремнистых пород. По южному склону Тигирекского хребта породы в значительной мере метаморфизованы. Нижняя граница свиты установлена восточнее в стратотипическом разрезе в центральной части Коргонского прогиба, где она согласно наращивает осадочно-вулканогенный разрез эмса и несогласно перекрывается еловской свитой верхнего живета. В северном направлении в экзоконтактной зоне Тигирекского гранитного массива породы превращены в полосчатые кварц-эпидотовые, кварц-эпидот-актинолитовые и кварц-эпидот-роговообманковые роговики. Суммарная мощность разреза (без учета субвулканических тел) – 2130–2200 м, а свиты в целом по южному склону Тигирекского хребта – 2000–2400 м. Мощность свиты – 2940–3070 м.

В отложениях свиты выявлены остатки кораллов: *Thamnopora kuznetskiensis* (Tchern.), *Chaetetes regularis* Lec., *Alveolites* cf. *taeniformis* Schl., *Syringopora* sp., *Plagiopora* sp., характерных для верхов раннего–низов среднего девона. В разрезах свиты по руч. Львиный, р. Быстрая, а также на правобережье р. Иня в 2,2 км к северу-северо-востоку от пос. Комсомолец в туффитах и алевролитах встречаются отпечатки девонской флоры плохой сохранности и споры: *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. minutissimus* Naum., *L. pullatus* Naum., *L. plicatus* (Waltz.) Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Dictyotriletes* sp., *Archaeozonotriletes* cf. *rugosus* Naum., *Archaeozonotriletes abnormis* Tschibr., *Acanthotriletes* sp. и др., характерные для отложений эмского и начала эйфельского веков [342].

Плотность пород в среднем  $2,63 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ): 45–19 000 и 20–26 800 [43]. Коргонский железорудный горизонт непрерывно прослеживается в северо-западном направлении по правобережью р. Коргон около 9 км, мощность его варьирует от 10 до 80 м. Внутри горизонта в виде линз, мощностью до 19 м (в среднем около 3–4 м), протяженностью от 30 до 500 м (максимальная 350 м), залегают грубослоистые гематитовые и гематит-магнетитовые руды, которые представляют в разной мере минерализованные разноминеральные туффопесчаники и песчаники с содержанием железа от 12,28 до 49,8%, среднее – 33,48%. Количество пластовых рудных тел внутри горизонта колеблется от 5 до 7. В пределах горизонта выявлено малое Коргонское железорудное месторождение и ряд проявлений. В магнитном поле этим площадям соответствует

вытянутая магнитная аномалия с высокими горизонтальными градиентами и интенсивностью до 10 000 нТл. [342].

### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Еловская свита ( $D_{2el}$ ) развита в юго-восточной части территории в пределах Коргоно-Терехтинской СФЗ. Свита состоит из мелководно-морских и прибрежно-морских сероцветных, реже пестроцветных карбонатно-терригенных осадков, участками с незначительным развитием пирокластических, осадочно-пирокластических и кремнистых пород, которые несогласно с локальными размывами залегают на осадочно-вулканогенных образованиях коргонской свиты. Верхняя граница – денудационная. Стратотип свиты расположен по правобережью р. Коргон у восточной рамки листа, при этом нижняя половина разреза находится на смежной площади листа М-45. В магнитном поле отложения свиты выражены неоднозначно, в одном случае – это отрицательные высокоинтенсивные поля, в другом – положительные аномалии интенсивностью до 1000 нТл.

Наиболее крупное поле выходов свиты находится на южном склоне хр. Еловский Белок в среднем течении р. Коргон и ее левому притоку р. Горелый Коргон (стратотипический район). Здесь свита представлена грубопереслаивающимися серыми, темно-серыми, в разной мере известковистыми алевролитами, аргиллитами, мергелями, часто с прослоями глинистых органогенных, органогенно-обломочных известняков, реже горизонтами (до 15 м) кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников, отдельные прослои которых обогащены пирокластическим материалом. Участками в основании залегают линзующаяся пачка (до 110–250 м) грубоградационно сортированных крупногалечных конглобрекчий, полимиктовых и вулканомиктовых крупнообломочных осыпных брекчий, агломератовых, гравийных и псаммитовых тефроидов серой и темно-серой окраски, состоящих из неокатанных обломков кислых эффузивов и криноидно-коралловых известняков с колониями *Thamnopora bublitchenkoi* Dubat., *Th. cervicornis* Blainv. *Pachycanalicula kartzewae* Dubat., *Alveolitella* ex gr. *orbuskula* (Rad.), *Heliophyllum varioseptatum* Spassk., *Actinostroma* ex gr. *mamontovi* Javor. Из отложений свиты определены брахиоподы *Isorthis sibirica* Khalf., *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.), *Cyrtina heteroclita* (Defr.), *Productella subaculeata* (Murch.) и многие др.; табуляты *Heliolites* ex gr. *interstinctus* Linn., *Striatopora vermicularis* M'Coys, *Thamnopora boloniensis* (Gosselet.), *Th. gosseleti* (Salee) и др.; ругозы: *Altaiphyllum belgebashicum* Iv., *Natalophyllum* ex gr. *rarus* Tchud. и др. Мощность свиты на данном участке является максимальной и составляет 1200–1400 м.

Еще два поля выходов еловской свиты расположены в северо-западной части Коргонского прогиба, в районе водораздела р. Иня и его правого притока р. Ионыш, а также по водоразделу рек Иня и Сентелек (хр. Горький Белок). На этих участках свита сложена неравномерно переслаивающимися зеленовато-серыми и темно-серыми, в разной мере известковистыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами, реже прослоями глинистых орга-

ногенно-обломочных известняков, горизонтами (до 40 м) зеленовато-серых мелкообломочных туфопесчаников, туфов и туффитов. В известковистых алевролитах и известняках установлены брахиоподы *Euryspirifer* cf. *cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia martianovi* (Stusk.), *Schellwienella* cf. *umbraculum* Schloth., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn. и др. Мощность свиты в этих районах – около 800 м.

Четвертое поле развития отложений свиты находится в левобережье р. Иня юго-восточнее с. Тигирек. Здесь разрез представлен неравномерным переслаиванием серых, зеленовато-серых и лиловых, в разной мере известковистых алевролитов, серых и светло-серых органогенных известняков с горизонтами (до 10–15 м) желтовато- и сиренево-серых туфов кислого состава. В верхней части разреза в пачке светло-серых известняков установлены брахиоподы *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Leptaena rhomboidalis* var. *sinuate* Ržon., *Atrypa waterlooensis* var. *lebedjanica* Ržon., *Productella* cf. *productoides* Murch., *Streptorhynchus devonicus* (Keys), *Chonetes coronatus* Cong. и др. Неполная мощность свиты в данном разрезе составляет более 170 м. Плотность пород в среднем – 2,63 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ): < 20 и < 10 [43]. Возраст свиты по органическим остаткам позднеживетский (мазаловско-китатское время) [342].

## ОБЪ-ЗАЙСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

### СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Корбалихинская толща (S–D<sub>1</sub>kr) развита в Рудно-Алтайской СФЗ, где слагает небольшие участки в центральной и южной частях территории и вскрыта скважинами под кайнозойскими образованиями мощностью 105–150 м на глубину 10–25 в обрамлении Рубцовского прогиба. Толща сложена глинисто-песчаными породами с незначительным развитием псефитовой и карбонатной групп пород, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Это ритмично переслаивающиеся серовато-зеленые метапесчаники, метаалевролиты, эпидот-хлорит-серицитовые, кварц-хлоритовые и глинисто-хлоритовые сланцы, редко прослои гравелитистых метапесчаников. В контакте с гранитоидами Локтевского массива породы превращены в плагиоклаз-амфиболовые и кварц-эпидот-роговообманковые роговики. Основание толщи не вскрывается. В южной части территории она трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается породами мельничной свиты нижнего–среднего девона и подразделяется на три подтолщи, связанные между собой постепенными переходами. Нижнюю – мощностью 1000–1200 м метапесчаниково-зеленосланцевую с прослоями мраморов, среднюю (2500 м) – преимущественно метапелитовую с прослоями и линзами метаморфизованных песчаников и алевролитов и верхнюю (2000–2200 м) – преимущественно метапесчаниковую с прослоями зеленых сланцев. Общая мощность корбалихинской толщи составляет около 5000 м.

Площадь распространения пород толщи характеризуется повышенным уровнем гравитационного поля, обусловленным средней плотностью равной 2,7–2,8 г/см<sup>3</sup>. Магнитное поле положительное, дифференцированное, с локальными положительными аномалиями в областях нахождения интрузивных массивов. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ): 92 и 17 [43].

В отложениях толщи выявлены раннедевонские споры: *Leiotriletes pigmeus* Tschibr., *L. pullatus* Naum., *L. microrugosus* Naum., *L. devonicus* Naum., *Azonomoletes* cf. *minutus* Tschibr. и др.; микрофоссилий: *Trachypsophosphaera* ex gr. *uspenskae* (Tim.), *Dictiotidium* ex gr. *poligonia* (Stapl.), *Veryhachium* cf. *trispinifflatum* Gramer., *Leiosphaeridia minuta* (Tschibr.), *Symplassosphaeridium* sp., *Gloecapsomirpha* sp., *Synsphaeridium* sp., *Polyedrixium* sp. и др., обрывки тканей высших растений. Возраст корбалихинской толщи определяется как силур–ранний девон, при этом верхний возрастной предел ее формирования ограничивается ранним эмсом (начало формирования мельничной свиты), нижний – условный [42, 43, 342].

#### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Орловская свита ( $D_{1-2or}$ ) развита в юго-восточной части Иртышской СФЗ. Свита представлена переслаивающимися серо-зелеными и зеленовато-серыми, иногда с фиолетовым оттенком филлитизированными глинистыми сланцами, филлитами, хлоритизированными глинисто-кремнистыми сланцами, известковистыми, алевролитами и песчаниками, метаморфизованными в зеленосланцевой фации метаморфизма, редко мраморизованными известняками. Нижний и верхний контакты тектонические. Общая мощность разреза оценивается в 2850 м [42]. Гравитационное поле над отложениями свиты повышенное. Магнитное поле носит знакопеременный характер с узкими поясовыми аномалиями.

В отложениях свиты выявлены акритархи *Leiosphaeridia* sp., *Dyctiotidium* sp., *Brochopsophosphaera* sp., *Baltisphaeridium* sp.; спор *Lophotriletes* sp.; редкие девонские споры *Lophozonotriletes* sp. В породах свиты установлены более многочисленные остатки спор *Leiotriletes trivialis* Naum., *Trachytriletes medius* Naum., *Acanthotriletes mutabilis* Phill., *Archaeozonotriletes polymorphus tacatinicus* Tschibr., *Azonomoletes parvus* Kedo, *Retusotriletes translaticus* Tschibr., *R. hulus* Gramer., *R. medius* Naum. Эти данные позволяют датировать отложения свиты ранним–средним девоном [342].

Мельничная, сосновская, заводская свиты объединены ( $D_{1-2ms}$ ) распространены в Рудно-Алтайской СФЗ.

*Мельничная свита* сложена серыми, зелено-серыми, реже красноцветными полимиктовыми, обычно в разной мере известковистыми алевролитами, глинистыми сланцами, разнозернистыми песчаниками, реже кремнистыми алевролитами, отдельными линзовидными горизонтами органогенных, органогенно-обломочных и глинистых известняков, а вблизи основания – гравелитов и конгломератов. Относительно широко развиты вулканические отложения, представленные преимущественно вулканокластическими и вулканооса-

дочными породами, реже наблюдаются лавовые образования кислого и среднего составов, приуроченные в основном к ее средней части. Свита трансгрессивно с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегает на породах корбалихинской толщи и согласно перекрывается кислыми вулканитами сосновской свиты.

Гравитационное поле над выходами пород свиты спокойное слабоположительное, повышенные его значения обусловлены близостью метаморфических пород корбалихинской толщи. Магнитное поле ровное слабоотрицательное. Общая мощность мельничной свиты оценивается в 320–1410 м. Возраст свиты по фаунистическим остаткам определяется как эмс–ранний живот.

*Сосновская свита* сложена зеленовато- и буровато-серыми лавами, лавобрекчиями, туфами и туффитами риодацитов и риолитов, с линзами и прослоями туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и алевролитов. Нижний и верхний контакты с мельничной и заводской свитами согласные. Мощность свиты по разрезу – 185,4 м, по площади – 60–350 м. Сосновская свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью слагающих ее пород, как по площади, так и по разрезу. Выделяются лавово-пирокластический тип разреза, который характерен для реликтов палеовулканических построек и вулканогенно-осадочный тип, представленный переслаивающимися пирокластическими, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, разбитыми на удалении от вулканических центров [42, 43]. В гравитационном и магнитном полях отложения свиты не выделяются.

Окаменелостей в составе свиты не установлено, по положению в разрезе (между эмс–раннеживетскими отложениями мельничной свиты и позднеживетскими породами заводской свиты) ее возраст определяется как раннеживетский.

*Заводская свита* состоит из серых, зеленовато- и буровато-серых, нередко кремнистых алевролитов, туфов, туффитов и лавобрекчий риолитов и риодацитов, туфопесчаников, песчаников, гравелитов, с редкими прослоями и линзами известняков и осадочных брекчий. Контакты с нижележащей сосновской и вышележащей каменевской свитами согласные. Мощность свиты по разрезу – 220 м, по площади – от 180 до 800 м.

По латерали состав и строение свиты невыдержанны. Выделяется три типа разрезов: *вулканогенно-осадочный* (отличается преобладанием осадочных пород над вулканическими), *лавово-пирокластический* (сложен главным образом пирокластическими породами преимущественно псаммитовой размерности) и *вулканогенный* (имеет ограниченное распространение), последний связан постепенными переходами с разрезами предыдущего типа, приурочен к центрам палеовулканических построек, представлен разнообразными лавами и лавобрекчиями риолитов, риодацитов и их крупнообломочными туфами [42, 43]. В гравитационном и магнитном полях породы свиты не выделяются на фоне окружающих вулканогенно-осадочных отложений девона. Плотность пород варьирует от 2,65 до 2,71 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 92 и 17 [43].

Мощность объединенных свит достигает 1720 м.

Возраст формирования объединенных свит начинается с раннего эмса, что устанавливается по остаткам в отложениях мельничной свиты фауны, флоры и конодонтов: *Savdonia ornatha* (Davson) Huebert, *Margophyton goldsmidtii* (Halle) Zakh., *Drepanophycus*(?) sp. и позднего эйфеля–раннего живета *Polygnathus linguiformis* Yinde, *P. hilus ensensis* Zieg. et Klapp., *Icriodus obicuumarginatus* Bish. et Zieg. (в кровле подсвиты), *I. sturuveri* Wedd., *I. regularicrescens* Bult. и др.; остатки флоры *Aneurophyton* sp. Для заводской свиты по брахиоподам *Isorthis* cf. *sibirica* (Khalf.), *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Kransia* cf. *lebedjanicus* (Rzon.), *Streptorhynchus* cf. *devonicus* (Keys) и др. возраст определяется мазаловско-китатским временем позднего живета [42, 43].

### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Кыстав-курчумская свита ( $D_2ks$ ) вскрыта скважинами в юго-западной части территории, в Калба-Нарымской СФЗ к югу от с. Первые Коростели под кайнозойским чехлом мощностью 25–125 м [342]. В составе свиты преобладают переслаивающиеся серые, темно-серые до черных известковистые, известковисто-глинистые, тонкослоистые углеродисто-глинистые метаалевролиты и сланцы, зеленые хлорит-серицитовые сланцы, редко отмечаются прослои и пачки слабоизвестковистых метапесчаников. Породы свиты неравномерно метаморфизованы в пределах зеленосланцевой фации метаморфизма, интенсивно рассланцованы, местами превращены в милониты. Нижняя граница свиты на площади листа не вскрывается, но в смежных районах Республики Казахстан она имеет согласную границу с эйфельскими карбонатно-терригенными отложениями пугачевской свиты, которая проводится по появлению в разрезе характерных пачек темных углеродистых и зеленых слюдистых сланцев. Верхний контакт свиты с песчаниково-алевролитовыми образованиями верхнедевонско-раннекаменноугольной такырской серии также согласный и проводится по выпадению из разрезов характерных известковистых пород и зеленоцветных сланцев. Состав свиты позволяет относить ее к образованиям углеродисто-известковисто-терригенной формации, накапливавшейся в относительно неглубоком бассейне. Мощность свиты в изученном районе – более 700 м, в опорных разрезах в Республике Казахстан – около 1400 м. Магнитное поле над осадочными отложениями свиты ровное низкоградиентное напряженностью 100–200 нТл. Гравитационное поле относительно пониженное. Фаунистические остатки в отложениях свиты известны на территории Республики Казахстан. По положению в разрезе и палеонтологическим данным, возраст кыстав-курчумской свиты принят живетским [342].

### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Каменевская свита ( $D_{2-3kmn}$ ) распространена в Рудно-Алтайской СФЗ в пределах Золотушинского, Рубцовского и Змеиногорского вулканических ареалов. По особенностям состава она разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В связи с технической невозможностью отдельного



отображения подсвит, на карте они показаны нерасчлененными. Нижняя под-свита представлена темными серо-зелеными и серыми, часто кремнистыми, изредка известковистыми алевролитами, аргиллитами, нередко, с пачками и прослоями эффузивных и вулканокластических пород среднего, основного и кислого состава, линзами песчаников, гравелитов и конгломератов, редкими горизонтами известняков; верхняя – зеленовато- и буровато-серыми, серыми эффузивными и вулканокластическими образованиями кислого, изредка среднего и основного составов, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, изолированными массивами органогенных известняков. Свита без видимого перерыва, участками с локальными размывами, залегает на кислых вулканитах заводской свиты и несогласно перекрывается отложениями пихтовской свиты.

Нижняя подсвита. Опорный разрез расположен в 3 км юго-западу от Гериховского месторождения по правому борту р. Золотуха в 2 км выше по течению от устья р. Грязнуха в районе урочища Горюново (стратотипическая местность выделяемой на казахстанской части площади *гериховской* свиты). В данном разрезе залегают [42]:

1. Зеленовато-серые слоистые неравномерно известковистые, кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты ..... более 5,0 м
2. Массивные туфоконогломераты с обломками алевролитов, риодацитов и органогенных известняков с остатками брахиопод *Emanuella cicer* (Eichw.), табулят *Thamnopora boloniensis* (Goss), *Alveolitella polenovi* (Peetz) и др.; конодонт *Klapperina disparilis* (Zieg. et Klapp.), *Polygnathus ovatinodosus* Zieg. et Klapp., *Belodella devonica* (Stauff.) и др. .... 2,4 м
3. Серо-зеленые слоистые кремнистые, глинисто-кремнистые, известковистые алевролиты у подошвы содержат радиолярии: *Palaeoscenidium cladophorum* Defl. и др. .... 9,5 м
4. Массивные туфогравелиты, по составу обломочного материала аналогичные слою 2, содержат обломки известняков с остатками табулят *Alveolitella fecunda* (Salle), *Crassialveolites crassus* (Lec.), *Thamnopora bublichenkoi* Dubat. и др.; ругоз *Zmeinogorskia bublichenkoi* Spass. и др.; конодонт *Klapperina disparilis* (Zieg. et Klapp.), *Polygnathus ovatinodosus* Zieg. et Klapp., *Icriodus difficilis* (Zieg. et Klapp.) ... 1,8 м
5. Серо-зеленые известковистые алевролиты с прослоями туфогравелитов и туфопесчаников ..... 1,6 м
6. Туфогравелиты, аналогичные слою 4, кровля – прослой известковистых песчаников ..... 2,0 м
7. Серые и серо-зеленые кремнистые, глинисто-кремнистые, редко известковистые и песчаные алевролиты с прослоями (0,5–0,7 м) туфопесчаников ..... 18,1 м
8. Туфогравелиты с обломками кислых эффузивов и валунами алевролитов ..... 3,7 м
9. Зеленовато-серые глинисто-кремнистые алевролиты с прослоями туфопесчаников ..... 17,4 м
10. Светлые зелено-серые неяснослоистые псефитовые туфы кислого состава с прослоями (0,2–1,0 м) алевролитов ..... 12,5 м
11. Валунные ксенотуфы кислого состава с обломками окварцованных алевролитов ..... 2,8 м
12. Слоистые песчано-глинисто-кремнистые алевролиты ..... 5,3 м
13. Серые нечетко слоистые псаммитовые литокристаллокластические, участками спекшиеся туфы кислого состава с валунами (до 2×3 м) вишнево-красных и

ярко-зеленых алевролитов с детритом перекристаллизованных криноидей, в средней части линзовидные прослои серых алевролитов ..... 12,0 м

По простиранию пачки в 550 м к юго-западу в туфах встречена линза (3×4 м) серых органогенных известняков с остатками брахиопод *Emanuella cicer* (Eichw.), *Athyris concentrica* (Buch) и др.; остракод, кораллов, аммонитов *Trianoceras tridens* Bogosl. и др. (характерны для *фарцицерасовых слоев* позднего живета); конодонтов *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Zieg. et Bult., *Ancyrodelia binodosa* Uyeno, *An. pristina* Khal. et Chern., *Polugnatus dengleri* Bisch. et Zieg., *P. decorosus* Stauf., *P. pennatus* Hinde, *P. lodinensis* Polser, *P. normalis* Mill. et Young., *Icriodus symatricus* Br. et M. Мощность подсветы в разрезе составляет более 91 м.

Подсвета характеризуется значительной невыдержанностью фациального состава и мощностей. В ряде разрезов подсветы отмечается совместное наличие кислых и основных продуктов вулканизма (северней г. Горняк и южнее пос. Самарка), либо только основных вулканитов (район пос. Александровка). Мощность отложений варьирует от 60 до 220 м, увеличиваясь в ядерных частях синклиналей.

Верхняя подсвета вулканогенно-осадочная представлена переслаиванием зеленовато-серых и серо-зеленых алевролитов, туфопесчаников, и туфогравелитов, кислых туфов и эффузивов с редкими линзами гравелитов, рифогенными массивами известняков (Раздольнинский, Сургутановский) [119]. Сводный разрез подсветы, составленный по данным колонкового бурения [42] в районе Гериховского месторождения, представляется в следующем виде.

1. Зеленовато-серые мелкопорфировые риодациты, в прикровельной части светло-серые брекчиевые и флюидално-полосчатые .....	46,8 м
2. Зеленовато-серые псаммито-псефитовые туфы кислого состава, в кровле – горизонт зеленовато-серых тонкослоистых кремнистых алевролитов .....	20,4 м
3. Зеленовато-серые флюидално-полосчатые лавобрекчии риодацитов, в средней части пачка (35,8 м) массивных и тонкослоистых кремнистых алевролитов .....	205,1 м
4. Переслаивание зелено-серых псефитовых и псаммитовых лито- и кристаллокластических туфов, ксенотуфов кислого состава, туфопесчаников, туфо-алевролитов и кремнистых алевролитов .....	123,4 м
5. Зелено-серые флюидално-полосчатые лавобрекчии и лавы риодацитов	281,2 м
6. Переслаивание зеленовато-серых туфогравелитов, туфопесчаников и алевролитов .....	116,0 м
7. Лавобрекчии риодацитов, аналогичные слою 5 .....	116,0 м
8. Серые массивные риодациты, в подошве слой (2,3 м) туфоконгломератов	71,3 м
9. Светлые серо-зеленые лавобрекчии риодацитов, у кровли – флюидално-полосчатые с редкими обломками алевролитов и прослоями туфоконгломератов	201,6 м
10. Серые пятнисто-полосчатые псаммитовые и псефитовые туффиты кислого состава с прослоями туфопесчаников .....	73,4 м
11. Серые массивные мелкогравийные туфогравелиты .....	8,1 м
12. Светлые зеленовато-серые туфопесчаники с обломками гематитизированных пород и прослоями кремнистых алевролитов (2,1 м), туфоконгломератов (4,8 м).....	38,0 м
13. Коричневато-красные органогенные известняки .....	24,8 м

14. Зеленовато-серые гематитизированные туфогравелиты с обломками гематитизированных пород и прослоем (0,4 м) известняка .....	14,0 м
15. Лиловато-серые пятнисто-полосчатые известняки с прослоем (6,7 м) полимиктовых мелкозернистых гематитизированных песчаников и остатками ругоз <i>Neostriophyllum modicum</i> (Smith), табулят <i>Thamnopora reedi</i> Dubat., <i>Crassialveolites obtortus</i> (Lec.) .....	56,3 м
16. Псефитовые и псаммитовые лито-кристаллокластические ксенотуфы кислого состава .....	3,1 м
17. Зеленовато-серые и темно-серые слоистые кремнисто-глинистые, кремнистые алевролиты у кровли с прослоями (0,1–4,1 м) гравелитов и полимиктовых песчаников.....	150,6 м
18. Зеленовато-серые псаммито-псефитовые кристалло-литокластические ксенотуфы кислого состава, рассеченные телами (от 0,1 до 27,9 м) миндалекаменных долеритов .....	148,4 м
19. Зеленовато-серые флюидално-полосчатые лавобрекчии риодацитов с прослоем крупнообломочных туфопесчаников .....	11,4 м
20. Серые и темно-серые тонкослоистые кремнистые алевролиты, в подошве горизонт (5,2 м) зеленовато-серых массивных туфогравелитов .....	39,6 м
21. Переслаивание зеленовато-серых псаммито-псефитовых лито-кристалло-кластических туфов кислого состава и серых слоистых кремнистых алевролитов .....	16,9 м
22. Зеленовато-серые массивные туфогравелиты с прослоями (0,1–2,2 м) кремнистых алевролитов, реже песчаников и туфопесчаников .....	148,8 м
23. Зеленовато-серые массивные мелкопорфировые риодациты, в нижней части прослой (2,1 м) туфогравелитов, в средней пачка (13,4 м) туфопесчаников .....	22,2 м
24. Туфопесчаники зеленовато-серые массивные .....	13,4 м
25. Зеленовато-серые массивные мелковкрапленниковые риодациты .....	66,3 м

Мощность отложений в разрезе – 2057 м; по району она непостоянна и меняется в широких пределах от 200 до 2100 м, достигая максимальных значений на участках слабоэродированных палеовулканических построек.

Верхняя подсвета каменевской свиты фациально изменчива. Нижние части разреза представлены существенно вулканогенными отложениями кислого состава, которые слагают многочисленные, в разной мере эродированные, палеовулканические постройки центрального типа. По мере удаления от вулканических аппаратов в разрезе начинают преобладать мелкообломочные осадочно-пирокластические, пирокласто-осадочные и вулканотерригенные породы, часто присутствуют горизонты кремнистых алевролитов. Верхние части разреза подсвиты представлены разнообломочными вулканотерригенными и пирокласто-осадочными породами, образованными за счет перемыыва и переотложения продуктов предшествующей интенсивной вулканической деятельности. На склонах и вершинах отдельных потухших палеовулканов возникают относительно крупные рифогенно-аккумулятивные толщи и субкаркасные банки, представленные разнообразными биогенными и биокластическими известняками. Карбонатные породы присутствуют в разрезах свиты и на удалении от органогенных массивов. Они представлены слоистыми темноокрашенными (темно-серые, черные, в отдельных слоях имеют краснотона) пелитоморфными глинистыми известняками, обычно переслаивающимися с тонкообломочными терригенными и кремнистыми породами и участками в значительном количестве содержат нектонно-пелагическую

биоту. Осадки подбиты представляют широкий фациальный спектр пород, образовывавшихся в условиях от прибрежной зоны до глубоко погруженных окраин шельфа. Общая мощность каменевской свиты варьирует от 400 до 2100 м.

Гравитационное поле, в пределах распространения отложений свиты, слабопониженное, на участках преимущественного развития пород повышенной основности нижней подбиты повышенное на 2–4 мГал. Магнитное поле слабоборасчлененное, близкое к нулевому. Средняя плотность пород 2,76 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 39 и 19 [43].

Фаунистические остатки определяют возраст свиты в диапазоне поздний живет–фран, при этом установлена практически непрерывная последовательность ассоциаций конодонт от позднеживетской зоны *dispiralis* до позднефранской зоны *rhena* по модернизированной шкале [342, 343].

Шипуновская свита ( $D_{2-3}\delta p$ ) развита в юго-восточной части Рудно-Алтайской СФЗ, протягиваясь полосой с северо-востока на юго-запад от верхнего течения р. Гольцовка в бассейн р. Вост. Алей. Стратотип расположен по водоразделу рек Шипуниха и Черепаниха у восточной окраины пос. Шипуниха. Свита сложена зеленовато-серыми, серыми, темно-серыми аргиллитами, алевролитами, реже аркозовыми, туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками, редкими прослоями туффитов кислого и смешанного составов, тефроидов, линзами осадочных брекчий и силицилитов. На отдельных участках (район пос. Шипуниха, бассейн р. Гольцовка) в низах разреза отмечаются базальты, андезибазальты, иногда андезиты и, редко, их туфы. На этих же участках широко проявлены серии силлов, дайки и мелкие штоки базальтоидов белорецко-маркакольского комплекса, которые зачастую мало отличаются от шипунихинских базальтоидов. Шипуновская свита несогласно с размытым залегает на отложениях сосновской свиты и трансгрессивно перекрывается алейской свитой.

В стратотипе на кислых вулканитах сосновской свиты залегают

1. Серые мелкозернистые миндалекаменные базальты, в кровле брекчиевые .....	20,6 м
2. Зеленовато-серые лавобрекчии миндалекаменных андезитов .....	13,4 м
3. Миндалекаменные базальты, аналогичные слою 1 .....	1 м
4. Зеленовато-серые миндалекаменные олигофиновые андезиты .....	27 м
5. Зеленовато-серые лавобрекчии миндалекаменных и флюидальных андезитов .....	123 м
6. Зелено-, темно-серые, серые массивные, участками неяснослоистые алевролиты с растительным детритом и остатками брахиопод: <i>Dalejina hanusi</i> (Havl.), <i>Orbiculoidea</i> sp. ....	73 м
7. Серые массивные мелко-среднезернистые порфировые базальты .....	4,5 м
8. Темно-серые неяснослоистые алевролиты .....	5,5 м
9. Серые неяснослоистые тонко-мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники .....	21 м
10. Задернованный интервал .....	12,5 м
11. Серые средне-крупнозернистые долериты (субвулканические) .....	6,5 м
12. Задернованный интервал .....	12 м
13. Зеленовато-серые тонко-мелкозернистые миндалекаменные базальты, участками вишнево-серые шлаковидные, в кровле брекчиевые .....	58 м

14. Светло-серые, серые пятнистые разнообломочные брекчии силицилитов .....	7,7 м
15. Переменяющиеся (мощности слоев 5–18 м) темно-серые, серые массивные и слоистые глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые алевролиты, миндалекаменные базальты и силицилиты. В алевролитах встречается детрит криноидей	245,1 м
16. Темно-серые, черные массивные, в кровле и подошве шаровые долериты (силл) .....	84 м
17. Переслаивание (мощность – 1,5–27,5 м) серых, буровато-серых, темно-серых массивных и слоистых глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых алевролитов и аргиллитов .....	46,5 м
18. Серые массивные среднезернистые долериты (субвулканическое тело) .....	6 м
19. Тонко-мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники .....	2,5 м
20. Зелено-серые глинисто-кремнистые алевролиты с прослоями песчаников ....	28 м
21. Тонкое переслаивание алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов .....	25 м
22. Серые массивные среднезернистые долериты, в подошве и кровле шаровые (силл) .....	49 м
23. Переслаивание тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов .....	7,6 м
24. Темно-серые с шаровой отдельностью габбродолериты (силл) .....	50 м
25. Тонкое переслаивание серых мелкозернистых песчаников и алевропесчаников .....	20 м
26. Буровато-серые тонкозернистые песчаники с прослоями песчанистых алевролитов .....	100 м
27. Тонкое ритмичное переслаивание (мощности слойков от 2–3 мм до 10–20 см) серых, зеленовато-серых алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов	130,5 м
28. Переслаивание зеленовато-серых, серых слоистых алевролитов и аргиллитов .....	236 м
29. Светло-серые массивные крупнозернистые аркозовые песчаники .....	6 м
30. Переслаивание зеленовато-серых слоистых алевролитов и аргиллитов .....	82 м

Мощность отложений по разрезу и в целом по району достигает 1360 м.

По латерали отложения свиты довольно монотонны и выдержаны, характеризуются слаборасчлененным, близким к нулевому, магнитным полем, в гравитационном поле не выделяются. Средняя плотность пород – 2,71 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 67 и 42 [43].

В нижней части разреза свиты определены редкие брахиоподы (приведены выше), криноидеи: *Calleocrinus* sp., *Kazachstanocrinus* sp.; аммоноидеи *Agoniatididae*; определение гонианитов показало, что их остатки принадлежат к новому промежуточному между *Pharciceras* и *Neopharciceras* роду, близкому по уровню организации к *Nordiceras bogoslovsky* и характеризующему новое направление в развитии семейства *Pharciceras Haytt* [16]; флора *Pseudosporochnus* cf. *nodosus* Lecl. et Banks., *Protolepidodendron scharyanum* Krejci.; споровые комплексы *Acanthotriletes corneolus* Naum., *Lophotriletes tacatinicus* Tschibr., *Retusotriletes dubius* Tschibr. и др.; в верхней части – брахиоподы *Delthyris* sp.; флора *Candophyton*(?) *aquatilis* S. Step.; споровые комплексы *Camarotriletes minutus* Naum., *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *Retusotriletes immeroratus* Tschibr. и др. Эти остатки определяют возраст свиты как позднеживетско-франский [42, 43, 342]. В северной части Змеино-гоского, Золотушинском и Рубцовском рудных районах Рудного Алтая возрастным аналогом шипуновской свиты является каменевская свита [119].

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Алейская свита ( $D_3al$ ) распространена в Рудно-Алтайской СФЗ, прерывистой полосой протягивающейся от района пос. Гальцовка в юго-восточном направлении к бассейну верхнего течения р. Вост. Алей. Стратотипический разрез свиты находится в районе с. Шипуниха по р. Грязнушка. В нижней части (60–950 м) она сложена переслаивающимися зелеными, серозелеными валунногалечными и галечными вулканомиктовыми и полимиктовыми конгломератами, гравелитами. В составе обломочного материала широко развиты кислые и основные эффузивы, терригенные породы, редко известняки, аркозовые и туфогенные песчаники, тефроиды кислого состава, алевролиты и аргиллиты. В верхней части (280–750 м) свита представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, туфопесчаниками с прослоями гравелитов. Алейская свита несогласно залегают в отложениях шипуновской свиты, верхняя граница – денудационная. По времени образования она синхронна снегиревской и пихтовской свитам Змеиногорского и Золотушинского прогибов, являясь их удаленным от центров извержений фаціальным аналогом. По площади мощность свиты не постоянна и колеблется в пределах от 340 до 1700 м. С убыванием мощности в разрезах уменьшается количество псаммитовой и, резко, псефитовой групп пород. Средняя плотность пород  $2,67 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 125 и 11 [43].

В нижней части разреза свиты определены брахиоподы *Cyrtospirifer* sp., *Schizophoria* sp., *Mucrospirifer mesacostalis* (Hall.), *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch.; кораллы *Coenites gracilis* Salee, *Thamnopora boloniensis* Goss.; флора *Calamophyton primaevum* Kr. et Weyl., *Archaeopteris* sp. и др. позднефранского века; а из верхней получены споровые комплексы *Leiotriletes pullatus* Naum., *Lophotriletes salebrosus* Naum., *Stenozonotriletes simplex* Naum., *Archaeozonotriletes compactus* Naum., *A. famenensis* Naum., *Hymenozonotriletes speciosus* Naum. и др., характерные для фаменского века [42, 43, 342].

Снегиревская, пихтовская, тарханская свиты объединенные ( $D_3sn+tr$ ) показаны в Рудно-Алтайской СФЗ как одно подразделение из-за технической невозможности показать их отдельно. Они слагают небольшие поля в Золотушинском, Змеиногорском и Рубцовском вулканических ареалах. Мощность объединенных свит – до 2180 м.

*Снегиревская свита* в стратотипе находится на р. Снегиревка в Шемонаихинском районе Республики Казахстан. Она сложена серыми, зеленовато- и темно-серыми в разной мере глинистыми, редко кремнисто-глинистыми алевролитами и разнозернистыми аркозовыми песчаниками с редкими горизонтами (1–6 м) светло-серых слоистых пепловых туфов кислого состава, единичными линзами (до 0,2 м) песчаных известняков. Она с разрывом перекрывает каменевскую свиту и стратиграфически несогласно перекрывается позднефаменской тарханской свитой, а в самых южных районах территории несогласно перекрывается ранне-среднефаменской пихтовской свитой [342]. Нижняя часть разреза свиты наблюдается лишь по правобережью р. Склоуха северо-восточнее уроч. Рождественское. Здесь в основании разреза наблюдается мощная (до 100–150 м) пачка массивных, участками градаци-

онно сортированных зеленовато- и розовато-серых от средне- до грубозернистых аркозовых песчаников, иногда с примесью мелкого галечного материала, представленного риолитами, андезитами, алевролитами и известняками. Выше по разрезу залегают (более 150 м) неравномерно переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые песчаники с редкими горизонтами туфов кислого состава. Мощность свиты – от 150 до 350 м.

Аналогичное строение снежиревская свита имеет и в пределах небольшого тектонического блока по правобережью р. Кизиха. Здесь в алевролитах собраны остатки фаменских брахиопод *Mucrospirifer posterus* (Hall), *Schuchertella* cf. *matirica* (Nal.), *Chonetes* aff. *hardrensis* Phill. и др., трилобитов *Phacops* aff. *nalivkini* Z. Max [342].

В физических полях свита не выражена из-за наличия в своем составе практически немагнитных пород, обладающих плотностью около 2,65 г/см<sup>3</sup>. Возраст свиты, по палеонтологическим остаткам, с учетом ее положения в разрезе определяется как позднефранко-раннефаменский [42, 43, 342, 343].

*Пихтовская свита* сложена зеленовато-серыми, вишнево-серыми, вишневыми разнообломочными пирокласто-осадочными и вулканотерригенными породами, участками развиты пирокластические и осадочно-пирокластические, реже лавовые и лавокластические образования среднего, основного, иногда кислого составов, изредка отмечаются прослой и линзы известняков, кремнистых и известковистых алевролитов. Свита с размывом стратиграфически несогласно залегают на разных горизонтах снежиревской и каменевской свит и с несогласием перекрывается менее дислоцированными отложениями тарханской свиты.

Отложения свиты характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Эффузивы, совместно с породами субвулканической и жерловой фаций, участвуют в строении значительно эродированных построек центрального и трещинно-линейного типа. По мере удаления от центров вулканизма преобладает вулканотерригенный и пирокласто-осадочный псефитопсаммитовый состав осадков, а в еще более удаленных фациях – алевропсаммитовый с незначительным развитием карбонатных пород. В широких пределах варьируют мощности – от 100 м (в удаленных от центров вулканизма участках) до 1150 м (в районах развития палеовулканических построек). Отложения свиты характеризуются повышенными на 2–4 мГал значениями гравитационного поля, магнитное поле слабоповышенное – 200–300 нТл. Возраст свиты, с учетом ее положения в разрезе, соответствует раннему–среднему фамену (конец пещеркинского–подонинское время) [42, 43, 342].

*Тарханская свита* представлена глинистыми, углистыми и известковистыми алевролитами, полимиктовыми песчаниками, прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. Свита с размывом залегают на осадках пихтовской свиты и трансгрессивно перекрывается малоульбинской свитой, при этом несогласие в подошве имеет локальный характер, в кровле несогласие угловое. Стратотип расположен у с. Тарханка (Республика Казахстан), где он делится на две пачки: нижнюю брахиоподовую, охарактеризованную *Spirifer julii* Dehee и другой бентосной фауной, и верхнюю – ретепориновую, охарактеризованную *Reteporina altaica* Nekh. и другой органикой. Свита представлена серо- и пестроцветными глинистыми и известковистыми алевролитами,

аргиллитами, разнозернистыми песчаниками, полимиктовыми гравелитами и конгломератами, прослоями и линзами глинистых и песчаных известняков. Тарханская свита с размывом залегает на осадках снегиревской и камневской свит и согласно перекрывается бухтарминской свитой раннего карбона.

Мощность отложений свиты – 60–300 м.

Средняя плотность пород свиты составляет 2,54 г/см<sup>3</sup>, при их практической немагнитности, из-за чего в физических полях они не выражаются [343]. Породы свиты вмещают ряд проявлений и пунктов минерализации колчеданно-полиметаллического и серебряного оруденения.

В верхней половине разреза свиты в алевролитах и известняках нередко присутствуют линзовидные скопления или рассеянный ракушняковый детрит, представленный остатками позднефаменских (зона этрен) брахиопод *Comarotoechia sorbina* Stain., *Fusella* cf. *biplicoides* (Well.), *Imbrexia praeulbanensis* Bubl., *I. ulbaensis* Bubl., *Leptagonia analoga* (Phill.), *Mesoplica* cf. *simplicior* Whidb., *Rugosochonetes burlingstonensis* Well., *Torynifer cooperensis* Swall., *Plicochonetes glenparkensis* Well., *Schellwienella planumbona* Well. На разных уровнях разреза свиты определены позднефаменские комплексы спор Лепидофитусового горизонта *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *H. varius* Naum., *H. granulatus* Kedo, *H. ventosus* Kedo, *H. macrovarius* Naz., *H. speciosus* Naum., *H. mancus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *L. torosus* Naum., *L. rarituberculatus* Naum., *L. melevkensis* Kedo, *Archaeozonotriletes multiplicabilis* Kedo, *A. literatus* (Waltz) Kedo, *Dictiotriletes distinctus* (Naum.), *Archaeotriletes hamulus* Naum., *Punctatisporites glabratus* (Lub.) Kedo, *Retusotriletes setotus* Kedo, *Tenerisporites granulatus* (Naum.) Lub. Эти окаменелости определяют возраст тарханской свиты абышевским временем позднего фамена [42, 43, 343].

#### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Такырская серия (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>tk) вскрыта скважинами в Западно-Калбинской и Калба-Нарымской СФЗ [342, 343]. Серию слагают тонко- и мелкоритмично переслаивающиеся (мощность прослоев от 1–3 мм до 10–20 см) черные, темно-серые, серые песчанисто-глинистые, углисто-глинистые алевролиты, филлитовидные углеродисто-кварцево-слюдистые, редко углисто-слюдисто-кремнистые сланцы, реже прослои мелкозернистых олигомиктовых и аркозовых песчаников. Породы рассланцованы, местами превращены в зеленые динамосланцы и милониты, в контакте с гранитоидами Борисовского плутона – в кварц-кордиерит-биотитовые роговики. Отложения содержат неравномерно распределенную тонкую сыпь (1–5%), мелкие (0,02–2 мм) линзочки сульфидов (пирит и, редко, игольчатый арсенопирит) и углеродистое вещество. В зернах пирита изредка отмечаются включения тонкодисперсного золота [342].

Образования серии слагают большую часть стратифицированных отложений Калба-Нарымской СФЗ. Разрезы серии фациально выдержаны и имеют



довольно однородный литологический состав (алевропелиты, с подчиненным развитием мелкопсаммитовой группы пород), все литологические разности обогащены органическим (углистым) веществом. При этом верхняя часть разреза существенно алевролитовая. Литология и элементы внутреннего строения серии позволяют относить ее к углеродисто-песчаниково-алевролитовой аспидной формации. Мощность такырской серии на площади листа – более 1900 м.

Участкам распространения пород серии соответствует относительное повышение уровня гравитационного поля, но основные площади развития серии расположены в зоне градиентов, обусловленных массивами гранитов калбинского комплекса. Магнитное поле ровное низкоградиентное напряженностью 100 нТл.

В опорных разрезах Республики Казахстан в нижней половине разреза (уровень аблакеткинской свиты) определены споры *Leiotriletes pullatus* Naum., *Acanthotriletes pullus* Naum., *Ac. ignotus* Kedo, *Ac. eximius* Naum., *Lophotriletes grumosus* Naum., *L. minor* Naum., *Retusotriletes puchovii* Naum., *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. notatus* Naum., *A. parvibasilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes varius minor* Naum., *H. pallidus* Naum., *H. rectiformis* Naum., *Lophozonotriletes proscurrens* Kedo, *Trachytriletes uniformis* Naum., характерные для позднего девона; в верхней (уровень батпакской свиты) – *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *Trachytriletes asperatus* Naum., *Lophotriletes turbinatus* Naum., *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *Archaeozonotriletes dedalius* Naum., *A. heteromerus* Nadl., *Lophozonotriletes rarituberculatus* Naum. и др., соответствующие низам раннего карбона. Возраст серии, с учетом ее положения в разрезе и фаунистической характеристики на территории Республики Казахстан, определяется как поздний девон–ранний (турнейский–низы визейского веков) карбон [342, 49].

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Бухтарминская свита ( $C_1bh$ ) распространена в Рудно-Алтайской СФЗ, в районе с. Новоалександровка, а также между селами Потеряевка и Чебуриха. Она согласно налегает на породы тарханской свиты и с угловым несогласием перекрывается малоульбинской свитой [342]. Свита сложена серыми и темно-серыми известковистыми, редко углистыми алевролитами, известняками с прослоями песчаников. В южной части территории она стратиграфически несогласно налегает на породы пихтовской свиты и с угловым несогласием перекрывается малоульбинской свитой. Стратотип находится в низовьях р. Бухтарминка у с. Кондратьево (Республика Казахстан) [42, 342, 343].

Представительный разрез бухтарминской свиты вскрыт [343] в центральной части Таловско-Потеряевского прогиба по буровому профилю у южной окраины с. Троица, где на породах тарханской свиты залегают

1. Серые биоморфные и биокластические известняки с обильными остатками криноидей, мшанок, кораллов *Caninophyllum tomiensis* (Tolm.), *Siringopora ramulosa* Goldf., *S. reticulare* Goldf., *Zaphrentites* sp.; брахиопод *Pustula altaica* Tolm.,

- Mucrospirifer ussiensis* (Tolm.), *M. kondratievensis* Gret., *Spirifer baiani* Nal., *Rhipidomella kuzbassica* Besn., *Torynifer pseudolineatus asiaticus* Besn., *Martiniopsis* cf. *washkurica* (Fred.), *Avonia semicostata* Tolm., *Beecheria khalfini* Besn., *Composita communis* (Tolm.), *Syringothyris skinderi* Sok., *Rotaia subtrigona* (M. et W.), *Camarotoechia peetzi* Tolm., *C. elegantula* Row., *C. biplex* (Tolm.) и др. .... 90–200 м
2. Неравномерное переслаивание серых и темно-серых известковистых алевролитов и известняков с остатками брахиопод *Syringothyris typa* Winch, *Schuchertella planumbona* (Well.), *Fusella ussiensis* Tolm., *Rhipidomella altaica* Tolm. и др. .... 180 м
3. Серые, зеленовато-серые тонкослоистые известковистые алевролиты с детритом брахиопод *Dictioclostus* cf. *deruptus* (Rom.), *Fusella* cf. *ussiensis* (Tolm.) и др. .... 200 м
4. Неравномерное переслаивание известковистых алевролитов и глинистых известняков, в подошве пачка (17 м) мелкозернистых известковистых песчаников ..... 40 м
5. Серые органогенно-обломочные известняки с остатками кораллов *Zaphrentes parallelus* (Carr.), *Caninia cornucopiae* Mich., *Caninophyllum tomiensis* (Tolm.), *Siringopora reticulare* Goldf. и детритом брахиопод ..... 30 м
6. Серые известковистые алевролиты, в верхней части с прослоями глинистых известняков, содержат остатки брахиопод *Leptagonia analoga* (Phill.), *Rugosochonetes hardrensis* Phill., *Pustula altaica* Tolm., *Spirifer baiani* Nal., *Composita megalia* (Tolm.), *Dictioclostus deruptus* (Rom.), *Schellwienella burlingtonensis* (Well.), *Fusella ussiensis* (Tolm.), *Overtonia borodencovensis* (Tolm.), *Imbrexia praeulbaensis* Bubl., *Camarotoechia biplex* (Tolm.) и др. .... 100 м
7. Неравномерное переслаивание темно-серых, серых в разной мере известковистых алевролитов, мелкозернистых песчаников и глинистых известняков ..... более 90 м

Мощность разреза и свиты в целом – 730–840 м.

В физических полях породы карбона практически не выделяются на фоне девонских образований.

Отложения свиты содержат многочисленные остатки мшанок, криноидей, пелеципод, ругоз, трилобитов и брахиопод: *Ptychomaletoechia panderi panderi* (Sem. et Moll.), *Camarotoechia biplex* (Tolm.), *Rhipidomella altaica* (Tolm.), *Rugosochonetes illinoisensis illinoisensis* (Well.), *Hemiplethorunchus peetzi peetz* (Tolm.), *Schellwienella crenistria* (Phill.) турнейского века.

Артолыкская свита (C<sub>1ar</sub>) выделена в Западно-Калбинской СФЗ. К ней отнесены переслаивающиеся пачки серых и темно-серых мелкозернистых песчаников, темно-серых алевролитов и алевропелитов, вскрытые скважинами [49] в юго-западной части территории. Соотношения с более молодыми отложениями таубинской свиты и более древними – такырской свиты, вероятно, тектонические.

Отложения артолыкской свиты по составу, облику пород, характеру их чередования, наличию «катышей» и положению в разрезе сопоставляются с отложениями верхнего визе–серпухова, широко развитыми в Калбе и Южном Атае и занимающими такое же структурное положение: они распространены к югу от площади развития такырской свиты. Песчаники полимиктовые, как правило, хорошо отсортированные. Обломочный материал представлен обычно осадочными или, реже, изверженными породами и зернами устойчивых к выветриванию минералов. Обломки алевролитовой фракции окатанные, полуокатанные, угловатые, часто имеют вытянутую форму. Цемент (10–15 %) соприкосновения и выполнения пор полностью замещен кварц-серицитовым агрегатом, иногда с незначительной примесью графитизированного углесто-

го материала. В небольших количествах в породе присутствует карбонат, наблюдаются единичные чешуйки хлорита и серицита.

Алевролиты по составу часто углисто-глинистые тонкослоистые за счет чередования параллельно расположенных слоев с глинисто-углистым и глинистым цементом. Порода сложена угловатыми, полуокатанными обломками зерен кварца, альбита, единичными – биотита, хлорита, мусковита. Цемент выполнения пор базальный, в отдельных прослоях сложен микрочешуйчатым бесцветным серицитом с примесью незначительного количества реликтов бурых глинистых частиц. Отмечаются небольшие скопления графита и лейкоксена, единичные мелкие зерна циркона, апатита, сфена, гематитизированного магнетита [49]. Мощность отложений, по аналогии со смежными районами, оценивается в 2400 м.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Аганактинская свита ( $C_{1-2ag}$ ) закартирована на глубинах 30–40 м в западной части площади в Западно-Калбинской СФЗ под континентальными образованиями кайнозоя [342]. В состав свиты входят серые, темно-серые, зеленовато-серые алевролиты, менее развиты темно-серые, черные углистые аргиллиты, улеродисто-кварц-биотитовые, углеродисто-хлоритовые сланцы, субграувакковые, граувакковые и вулканомиктовые алевропесчаники и мелкозернистые песчаники. В гравитационном поле выходы отложений свиты не картируются, так как они расположены в зонах градиентов между аномалиями, обусловленными интрузивами кислого и среднего–основного составов. Магнитное поле ровное низкоградиентное напряженностью 100 нТл.

Верхний и нижний контакты отложений тектонические. В опорных разрезах Республики Казахстан аганактинская свита с размывом залегает на визейских карбонатно-терригенных отложениях артолыкской свиты и с размывом перекрывается терригенными образованиями таубинской свиты, возраст которой определяется концом башкирского–началом московского веков [14].

Для отложений свиты характерна многопорядковая разномасштабная ритмичность – тонкоритмичные турбидиты (пачки от первых метров до первых десятков метров) чередуются с неритмичными пачками, участками в сочетании с горизонтами олистостром. Для ритмичнослоистых пород характерны двухкомпонентные элементарные ритмы мощностью от первых сантиметров до первых десятков сантиметров, иногда более. Ритмы начинаются с массивных или градационно слоистых мелкозернистых песчаников, алевропесчаников, которые кверху сменяются алевролитами, углистыми аргиллитами и сланцами, характеризующимися разнообразными мелкомасштабными (горизонтальной тонко- и микрослоистой, волнистой, линзовидно-волнистой и массивной) текстурами [342]. Нередко ритмичность нарушается мелкими размывами в основаниях ритмов и в подошвах алевролитовых прослоев. В верхах разреза фиксируются горизонты пепловых туфов и туффитов кислого состава, маломощные прослои черных пелитоморфных известняков. По всему разрезу более широко развиты линзовидные тела и горизонты олистостром, глыбы-олистолиты или их хаотические скопления. Размеры обломков

и глыб – от небольших до блоков и пластин до 10 м<sup>2</sup>. Они представлены известняками, кремнистыми алевролитами, яшмами, вулканитами основного и среднего составов, обломками габбро и серпентинитов. Мощность свиты в пределах изученной территории достигает 3000 м, в опорных разрезах Республики Казахстан – 3200–4000 м.

В отложениях присутствует неравномерно распределенная (до 1–5%), участками густая сыпь пирита, тонкие (до 0,5 мм) разноориентированные прожилки пиритового и пирит-кварцевого состава. Наиболее насыщены пиритом углеродистые сланцы и аргиллиты. Нередко пирит является золотоносным [342]. Золото в пирите микроскопическое, редко более крупное (до 0,2 мм), иногда образует самостоятельные включения в кварце. Содержания золота в породах не превышают 0,1–0,5 г/т.

Окаменелости в осадках аганактинской свиты редки и выявлены на территории Республики Казахстан. Наиболее представительные находятся в районе Бакырчикского золоторудного месторождения, где в низах разреза установлен характерный для серпуховского века комплекс спор и остатки гониатитов. Верхние части разреза (алевролитно-песчаниковая толща) содержат остатки двустворок, гониатитов и конодонт, присущих концу серпуховского–башкирскому веку. Возраст аганактинской свиты принимается в объеме серпуховского–башкирского веков [342].

#### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Малоульбинская свита (С<sub>1-3</sub>ми) развита на юге территории в пределах Рудно-Алтайской СФЗ. Стратотип свиты описан по р. Ульба выше устья р. Мал. Ульба (Республика Казахстан). Свита представлена ритмичным переслаиванием темно-серых и черных обычно углистых, иногда сидеритовых, алевролитов и аргиллитов, полимиктовых песчаников и линз, и прослоями гравелитов, конгломератов, известняков с промышленными пластами каменных углей. Она с размывом и угловым несогласием залегает на разных горизонтах верхнего девона–нижнего карбона и с угловым несогласием перекрывается осадками луговской свиты нижней юры или рыхлыми отложениями кайнозоя.

Отложения свиты представляют пестрый комплекс сероцветных угленосных прибрежно-континентальных фаций осадков с ритмичным строением разрезов. Доминируют фации тонкоотмученных аргиллитов и алевролитов прибрежных мелководных озерных и болотно-озерных бассейнов, также широко развиты галечно-песчаные аллювиальные фации с обильными растительными остатками, относительно реже отмечаются прибрежно-морские баровые, лагунные и морские фации, сложенные мелкозернистыми песчаными, глинистыми породами и известняками с прибрежно-морской и морской фауной. По фациальному составу осадков выделяются как чисто лимнические, так и паралические ритмы, мощности ритмов – от первых метров до первых десятков метров. В отдельных районах (Успенско-Раздольнинская площадь [342]) установлено до 20 пластов и пропластков каменных углей мощностью большей частью – до 1 м, редко – до 5–6 м с относительно про-

стым строением (не более трех угольных пачек). Угли на коротких расстояниях резко меняют мощность, нередко расщепляются и полностью или частично замещаются углисто-глинистыми породами. На Луговской площади [342] в свите выявлено 11 угольных пластов, относительно выдержанных по простиранию мощностью 0,2–0,6 м.

Палеонтологически свита охарактеризована на Ново-Александровской площади, расположенной в 6–8 км к югу от г. Рубцовск; Луговской площади (Луговская мульда) – в 20 км к северу от г. Горняк; Успенско-Раздольнинской площади – северо-западнее поселков Горняк и Орловка [9].

Малоульбинская свита в пределах Ново-Александровской площади представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами, характеризуется большим количеством крупнозернистого обломочного материала; пласты угля редки и маломощны. Отложения свиты содержат остатки *Tomiodendron* sp., *Abacanidium* sp., *A. abaeatum* (Zal.) Rodez., *Paracalamites* sp., *Dichophyllites* cf. *karagandensis* Bors. и многочисленных *Chacassopteris concinna* Radez., отмечены находки двустворок *Lingula* sp. По составу флоры возраст свиты определен серпуховским веком раннего карбона [9].

Отложения малоульбинской свиты в пределах Луговской площади содержат палеонтологические остатки растительности: *Koretrophyllites vulgaris* Radcz., *Abacanidium* sp., *A. abaeatum* (Zal.) Radcz., *A. cf. chacassicum* Radcz., *Rhodea javorskyi* Radcz. и *Aphlebia ostrogiana* Goret., единичные *Cardioneura* cf. *Sibirica* Zal., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Samaropsis* cf. *Severnoensis* Such. Комплекс ископаемой флоры позволяет датировать данные отложения башкирским веком среднего карбона [9].

В пределах Успенско-Раздольнинской площади в отложениях малоульбинской свиты ископаемые остатки флоры распространены неравномерно. Нижняя часть разреза характеризуется более грубозернистым составом с морской фауной (брахиоподами) и растительными остатками в малом количестве и плохой сохранности, которые представлены *Paracalamites* sp., *Koretrophyllites vulgaris* Radcz., *Abacanidium* sp., *Angaropteridium* sp., *A. cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaridium* sp., *A. potaninni* (Schm.) Zal., *Angaridium*(?) *tenuis* Goret., кордаитовые *Cordaites* sp., *Rufloia* sp., *R. ex gr. archaica* (Gluch.), *R. ex gr. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen. *R. ex gr. subangusta* (Zal.) Sivtch., *Angarocarpus* sp., *Cardiokarpus krapivinoensis* Such. Остатки беспозвоночных представлены *Lingula* sp., *Balakhonia* sp., *Cleothyridina* sp., *Productidae*, фрагментами члеников криноидей, створками морских двустворчатых моллюсков [9].

Верхняя часть разреза характеризуется увеличением биоразнообразия и количественного состава растительных остатков, которые представлены *Paracalamites* sp., *Autophyllites* sp., *Phyllothea* sp., *Ph. Tomiensis* Chachlov, *Koretrophyllites mungaticus* Radez., *Baracaria obrutschewii* Neub., единичными *Annulari astericus* Zal., *Angaropteridium* sp., *A. cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A. buconicum* Tshirk., *Neuropteris izulensis* (Tshirk.) Neub., *Paragondvanidium petilatum* (Neub.) S. Meyen, *P. odontopterodes* (Zal.) S. Meyen, *Sphenopteris* sp., *Sphenopteris izulensis* Zal., *Cardaites* sp., *C. odontophyllus* (Gluch.), *C. neuburgae* Gluch. *Rufloia* sp., *R. ex gr. archaica* (Gluch.), *R. ex gr. theodorii* (Tshirk. et Zal.) S. Meyen, *R. ex gr. subangusta* (Zal.) S. Meyen, *Rufloia* sp. 1, *Entsovia rara*

Gluch., *Etalocladus kassagatschica* (Tschirc.) Krisht., *Gaussia cristata* Neub., *Krylovia*(?) sp. *Samaropsis rectialata* Neub., *S. Patula* Zal., *S. cf. Severnoensis* Such., *S. auriculata* Neub., *S. euryptera* Such., *Angarocarpus ungensis* (Zal.) Radez., *Rasskazoviella angarica* (Rassk.) Sivtch., *Cardiocarpus* sp., *Cardiocarpus krapivinoensis* Such [9].

В пределах Успенско-Раздольнинской площади отложения малоульбинской свиты колеблются по мощности от 200 до 1200 м; возраст отложений, с учетом растительных и животных остатков, определяется московским (нижняя часть разреза) и касимовско-гжельским (верхняя часть разреза) веками каменноугольного периода [9].

Возраст малоульбинской свиты на основании состава флоры определяется в объеме раннего–позднего карбона [9]. Мощность свиты достигает 1650 м [42].

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Таубинская свита и бакырчикская толща нерасчлененные ( $C_{2tb}$ – $C_{2-3bk}$ ) развиты в пределах Западно-Калбинской СФЗ. Они выделены из состава нерасчлененных отложений нижнего карбона в западной части территории на основании корреляции с подобными образованиями, развитыми в Республике Казахстан [342]. Отложения представлены серыми, темно-серыми до черных массивными и слоистыми алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами. Для слоистых разностей характерны неравномерная мелкая и тонкая простая линейная и прерывистая (штриховатая) горизонтальная, неправильно-волнистая и линзовидно-волнистая типы слоистости. Площади распространения этих пород соответствует относительное повышение уровня гравитационного поля, но основные поля расположены в зоне градиентов, обусловленных интрузией гранитов калбинского комплекса и приконтактной зоны. Магнитное поле ровное низкоградиентное напряженностью 100 нТл. Соотношения нерасчлененных таубинской свиты и бакырчикской толщи с подстилающими образованиями в районе не установлены [342]. В разрезах Республики Казахстан таубинская свита с размывом залегает на аганактинской и в свою очередь с размывом перекрывается бакырчикской толщиной, верхняя граница последней эрозионная [14].

Отложения представляют полимиктовую глинисто-песчаную молассовую формацию. Мощность осадков нерасчлененных таубинской свиты и бакырчикской толщи на площади листа составляет более 2000 м.

В рассланцованных породах присутствует редкая (1–2%, иногда до 5%) рассеянная тонкая сыпь и вкрапления кубического пирита (размер от 0,01–0,05 мм в агрегатах до 1–1,5 мм в кристаллах), тонкие (до 0,5 мм) разноориентированные пиритовые и пирит-кварцевые прожилки. Пирит является золотоносным; золото тонкодисперсное (0,01–0,08 мм). Содержание золота в породах не превышает 0,1 г/т (пробирный анализ), в единичных случаях его содержание составляет 1 г/т [342].

Возраст нерасчлененных таубинской свиты и бакырчикской толщи, с учетом данных по территории Республики Казахстан и положения в разрезе, определяется концом среднего–поздним карбоном [49, 342].

Панфиловская толща (C<sub>2-3</sub>pn) вскрыта скважинами на северо-западе Рудно-Алтайской СФЗ [343]. Толща представлена пестроцветными разнообломочными кристалло- и литокластическими туфами, кластолавами и лавами риолитоидов, андезитов, редко андезибазальтов. В значительно меньших количествах развиты зелено-темно-серые и серые вулканогенно-осадочные породы (туффиты кислого и смешанного составов, туфопесчаники, туфогравелиты, туфогенные и вулканомиктовые алевролиты и песчаники), большей частью тяготеющие к нижней половине разреза. Толща с размывом и угловым несогласием залегает на отложениях каменевской свиты, верхняя граница эрозионная. Мощность в целом – менее 900 м [343].

Магнитное поле над отложениями толщи дифференцированное, как положительное, так и отрицательное, породы обладают пониженной плотностью. Образования толщи вмещают бедное колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Образования толщи палеонтологически «немые». Установлено перекрытие толщей фаунистически охарактеризованных франских отложений каменевской свиты, субвулканические образования прорывают турнейские осадки бухтарминской свиты. Вулканиды панфиловского комплекса обнаруживают тесную петрохимическую связь с интрузивными образованиями средне-позднекаменноугольного рубцовского комплекса. Возраст толщи принимается как средне-позднекаменноугольный [343].

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Луговская свита (J<sub>1-2</sub>lg) на территории листа перекрыта кайнозойскими отложениями и вскрыта только скважинами [342, 343]. Отложения свиты выполняют прогибы и впадины в Западно-Калбинской, Иртышской, Рудно-Алтайской и Чарышско-Чуйской СФЗ. Она сложена светло-серыми, серыми, черными, реже оливково-зелеными и коричневыми аргиллитами, углистыми аргиллитами, серыми алевролитами, песчаниками (по составу варьируют от мезомиктовых до кварцевых), полимиктовыми гравелитами, конгломератами, пластами, пропластками, прослоями, линзами бурых углей и лигнитов. Галька конгломератов разноокатанная, материал местный, представлен вулканогенными (доминируют риолитоиды), интрузивными (преимущественно биотитовые граниты), осадочными (аргиллиты, алевролиты, песчаники, редко известняки девонского облика), метаморфическими (филлитовидные глинистые сланцы, метапесчаники, роговики), кремнистыми породами и кварцем. Отложения свиты с резким угловым несогласием залегают на разных горизонтах палеозоя (нижнего–верхнего) и с угловым несогласием перекрываются рыхлыми осадками палеоцен-миоцена.

Луговская свита представляет континентальную угленосную молассу, в низах – песчано-грубообломочную (аллювиальные фации), в верхах – существенно алевроглинистую с углями (озерные, болотно-озерные и аллювиально-озерные фации). Наиболее полные разрезы свиты вскрыты в Целинной впадине, Кругловском грабене, Луговской впадине, где они имеют мощность 360–550 м [42, 343, 342].

Отложения содержат остатки флоры *Cladophlebis williamsonii* (Brongn.) var. *punctata* (Brick.), а также спорово-пыльцевые комплексы, в которых доминируют споры *Osmunda jurassica* К-М., *Os. longirimos* Klim., *Os. cinnamomeiformis* Sack., *Os. exilis* Sack., *Lycopodium rotundum* К-М., *L. subrotundum* К-М., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch., *Hausmania leerana* Sze., *Phlebopteris exornatus* Bolch., *Ph. polypodioides* Brong., *Salvinia sangarensis* Bolch., *S. perpulchra* Bolch., *Leiotriletes convexus* Bolch., *L. microdiscus* К-М., *L. incertus* Bolch., *L. turgidosimosus* К-М., *L. rotunda* Naum., *Chomotriletes anagrammensis* К-М., *Hymenozonotriletes bicicla* (Mal.), *Tripartina variabilis* Mal., *Tr. paradoxa* Mal., *Aletes striatus* Sack., *Acanthotriletes pyramidalis* Port. и др. Пыльцевую часть спектра представляют голосеменные растения: *Cycadaceae*, *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch., *G. parva* (Mal.) Bolch., *G. praeacuta* Bolch., *Bennettites medius* Bolch., *B. dilucidus* Bolch., *Protopodocarpus suphurgus* Bolch., *Pr. manstrificabilis* Bolch., *Podocarpus unica* Bolch., *P. tricocea* Bolch., *Brachyphyllum*, *Araucaria*, *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) Bolch., *Ps. rotundiformis* (Mal.) Bolch., *Ps. magnifica* Bolch., *Piceites podocarpoides* Bolch., *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Cedrus*, *Coniferales*, *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Quadraeculina limbata* Mal., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Walchiites*, *Agerella* и др. Состав органики определяет возраст свиты в интервале плинсбахского–низов келловейского веков ранней–средней юры [42, 343].

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ганькинская свита ( $K_2gn$ ) представлена морскими мелководными прибрежно-лагунными отложениями во всех СФЗ Обь-Зайсанской складчатой системы, развитыми в пределах Барнаульской структурной террасы, где они залегают на частично размывтой коре выветривания [343]. Ранее эти отложения считались континентальными образованиями сымской свиты сенондатского возраста [356, 315] на основании единичных спорово-пыльцевых комплексов, полученных по отдельным скважинам. Наиболее представительный и палеонтологически охарактеризованный разрез свиты мощностью 132 м, вскрыт картировочной скважиной [343] в интервале 234,2–366,3 м. Здесь на коре выветривания залегают

1. Песок глинистый тонкозернистый светло-серый плотный кварцевый с тонкими (до 7 см) прослойками светло-серой глины ..... 17,0 м
2. Глина аргиллитоподобная массивная светло-серая, вниз по разрезу постепенно становится темно-серой, с редкими лигнитизированными растительными остатками размером до 3 см ..... 5,0 м



3. Глина аргиллитоподобная кирпично-красная и красно-коричневая с пятнами серого и светло-серого цвета .....	9,8 м
4. Глина аргиллитоподобная серого, зеленовато- и темно-серого цвета .....	2,9 м
5. Гравийные галечники хорошоокатанные и плотно сцементированные светло-серой глиной. Обломки представлены кварцем и кварцитами, галька мелкая, диаметром до 3 см, составляет до 50 % .....	4,6 м
6. Песок глинистый средне-крупнозернистый светло-серый с голубоватым оттенком плотный кварцевый .....	4,6 м
7. Песок глинистый тонкозернистый светло-серый плотный .....	7,4 м
8. Песок слабоглинистый крупно-грубозернистый плохоокатанный серый с голубоватым оттенком кварцевый .....	8,2 м
9. Песок глинистый тонко-мелкозернистый светло-серый плотный .....	1,3 м
10. Песок слабоглинистый разнозернистый серый с голубоватым оттенком плотный кварцевый .....	0,9 м
11. Глина слабопесчанистая аргиллитоподобная серая и светло-серая .....	3,8 м
12. Глина алевритистая аргиллитоподобная серая и темно-серая с включениями (до 10 %) мелкого (до 0,6 см) кварцевого гравия разной окатанности .....	4,3 м
13. Песок глинистый крупно-грубозернистый светло- и голубовато-серый .....	10,5 м
14. Песок глинистый разнозернистый светло-серый .....	2,0 м
15. Песок тонко-мелкозернистый светло-серый с голубоватым оттенком .....	6,5 м
16. Песок глинистый разнозернистый светло-серый с голубоватым оттенком ....	3 м
17. Песок слабоглинистый мелко-среднезернистый серо-коричневый .....	9,0 м
18. Глина аргиллитоподобная серая с включениями (до 5 %) мелкого (до 0,4 см) кварцевого гравия разной окатанности .....	1,0 м
19. Песок глинистый мелко-среднезернистый серый .....	2,0 м
20. Гравийник мелкий плохоокатанный в плотном песчано-глинистом заполнителе светло-серого цвета .....	2,3 м
21. Песок слабоглинистый мелко-среднезернистый серо-коричневый слюдисто-полевошпат-кварцевый .....	1,7 м
22. Песок глинистый разнозернистый светло-серый. В инт. 256,6–257,1 м многочисленные мелкие лигнитизированные растительные остатки и обломок древесины до 10 см .....	2,9 м
23. Глина аргиллитоподобная от светло-серой в начале до темно-серой в конце интервала, с включениями угловатых зерен кварца, а глубже 251,5 м с включениями лигнитизированных растительных остатков размером до 3 см .....	7,1 м
24. Песок слабоглинистый разнозернистый светло-серый. На глубине 245 м тонкий (2,5 см) прослой песка, очень крепко сцементированный пиритом .....	6,7 м
25. Глина алевритистая темно-серая с включениями (до 10 %) мелких (до 0,4 см) темно-бурых и черных лигнитизированных растительных остатков .....	3,5 м
26. Песок глинистый тонкозернистый светло-серый с включениями (до 7 %) темно-бурых лигнитизированных растительных остатков размером 1–5 см .....	1,0 м
27. Глина аргиллитоподобная темно-коричневая с включениями (до 3 %) мелких (до 0,6 см) темно-бурых и черных лигнитизированных растительных остатков .....	1,3 м
28. Песок слабоглинистый средне-крупнозернистый темно-серый с включениями (до 3 %) мелких (до 0,4 см) черных лигнитизированных растительных остатков .....	1,8 м

Выше залегают палеоценовые отложения. Подобные отложения свиты вскрыты и другими скважинами. В них при смещении на юго-восток к уступу Бийской структурной ступени (террасы) возрастает количество и размеры гравия, гальки и лигнитизированных обломков древесины.

Глины свиты каолининовые с большим количеством кварца и примесью гидромусковита. Красный цвет глин слоя 3 обусловлен наличием гематита. Они отличаются от других глинистых прослоев низким содержанием  $\text{SiO}_2$  (48,75%) и резко повышенным –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (22,99%) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (14,71%). Глины свиты химически зрелые ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 135\text{--}226$ ). По данным минералогического анализа шлихов, пески свиты кварцевые (95–100% легкой фракции). В электромагнитной фракции 70–90% составляет ильменит. Тяжелая фракция: циркон (2–87%), единичные знаки апатита, андалузита, анатаза, сфена, рутила, лейкоксена, дистена, корунда, граната, силлиманита, а в отдельных прослоях содержания некоторых из них могут составлять от 1 до 25%. Очень редко встречаются единичные мелкие ( $0,1 \times 0,1$  мм) знаки золота. Отмечается постоянно высокое по разрезу содержание аутигенного пирита (5–93%). Все это указывает на поступление в бассейн седиментации материала размываемых кор химического выветривания и его аккумуляцию в восстановительной среде солоноватого водоема, вероятно, в условиях сероводородного заражения [343].

Из отложений свиты выделены сходные по видовому и количественному составу спорово-пыльцевые комплексы и спектры [343]. Споровые растения (7–26%) – *Cyathea* sp., *Cyathidites* sp., *Gleichenia laeta* Bolch., *Gleichenia* sp., *Balmaesporites* sp., *Ophioglossum* sp., *Anemia macrozhyssa* (Mal.) Bolch., *Anemia* sp. и др. Доминирует пыльца покрытосеменных растений (64,3–86,4%) – *Palmae* sp., *Hamamelidaceae*, *Fothergilla* sp., *Magnolia* sp., *Myricacites* sp., *Corylopsis mtchedlishviliae* Lubm., *Ulmoidepites* sp., *Castanopsis pseudocingulum* R. Pot., *Castanea crenataeformis* R. Pot., *Quercus sparsus* (Mart.) Sam., *Quercus gracilis* Boitz., *Elytranthe striatus* Coup., *Aquilapollenites insignis* N. Mtch., *Triporina globosa* Chl., *Proteacidites mollis* Sam., *Proteacidites bellii* Sam., *Proteacidites formosus* Sam., *Triporites dentiferus* Bolch., *Trudopollis pompeckji*, *Trudopollis nonperfectus* Pfl., *Mancicorpus traperiforme* N. Mtch., *Mancicorpus notabile* N. Mtch., *Projectoporites ovalis* N. Mtch., *Projectoporites spinulosus* N. Mtch., *Tricolporopollenites liblarensis*, *Tricolporopollenites* (Sterculiaceae?), *Tricolporopollenites margaritatus* R. Pot., *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *Tricolporites* cf. *mutabilis*, *Extratrilporopollenites menneri* (Bolch.) Mart., *Triatrilporopollenites excelsus* R. Pot. и др. Пыльца голосеменных (1,8–18%) – *Pinus aralica*, *Cedrus* sp., *Podocarpus* sp., *Ginkgo* sp., *Dacrydiumites* sp., cf. *Cordaitina* sp., *Glyptostrobus* sp. В этих же образцах впервые обнаружен обильный и разнообразный микрофитопланктон: пиропитовые водоросли – *Membranosphaera maastrichtica*, *Deflandrea*, *Schematophora speciosa*, *Chomotriletes*, *Tetraporina*, *Algae*, *Crassosphaera*, *Schizaea*, а также диноцисты, оставшиеся неопределенными. По органическому остаткам отложения являются верхнемеловыми – кампан-маастрихтскими [343].

Из этих же образцов выделена многочисленная и разнообразная ископаемая фауна фораминифер – представителей отряда Rotaliida и преимущественно семейств Discorbidae и Anomaliniidae; родов *Labrospira*, *Haplophramoides*, *Spiroplectammina*, *Ammomarginulina*, *Adercotryma*, *Cyclammina* и видов *Bathysiphon* cf. *vitta* Nauss, *Reophax remotus* Podobina, *Labrospira* cf. *senonica* Podobina, *Haplophramoides tumidus* Podobina, *Ammomarginulina* cf. *crispa* (Kuprianova), *Adercotryma* cf. *glomeratiformis* (Zaspelova), *Recurvoides* cf. *magnificus*

Podobina, *Trochammina senonica* Belousova, *Gaudryinopsis* sp. indet., *Dorothia* sp. indet. Вмещающие отложения отвечают ганькинскому горизонту верхнего мела и датируются кампан-маастрихтом [343].

По литологии рассматриваемые отложения значительно отличаются от ганькинской свиты, вскрытой скважинами в районе Кулунды, Бурлы, Славгорода, где проходила граница верхнемелового моря. Однако, литологически подобные морские отложения, содержащие такую же фауну фораминифер, и уверенно отнесенные к ганькинскому горизонту, недавно вскрыты скважиной на тех же глубинах на юге Омской области у границы с Казахстаном [343]. Таким образом, отложения, выделявшиеся ранее как континентальная сымская свита, относятся к ганькинской свите и рассматриваются как морские мелководные прибрежно-лагунные и дельтовые фации, а граница верхнемелового моря смещается на юг-юго-восток, не менее чем на 150 км [343]. Мощность свиты – до 171 м.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМЫ

### МЕЛОВАЯ И ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Кора выветривания (К– $P_2$ ) имеет практически сплошное распространение в западной части территории. Она развита по интрузивным, эффузивным, метаморфическим и осадочным породам палеозоя и мезозоя, лишь местами отсутствуя в древних погребенных долинах и на выходах палеозойского фундамента, где полностью уничтожена эрозией. Почти повсеместно перекрыта толщей (25–300 м) палеоген- и неоген-четвертичных отложений. Образования коры выветривания на дневную поверхность выходят отдельными фрагментами, приуроченными к выходам палеозойского фундамента в восточной и юго-восточной части. Кровля коры выветривания находится в широком диапазоне абс. выс. от 400 до –100 м, что объясняется неотектоническими дифференцированными блоковыми подвижками и эрозионными процессами, более поздними, чем образования коры выветривания.

По морфологии коры выветривания относятся к смешанному (линейно-площадному) типу, который характеризуется обилием разрывных нарушений, зон трещиноватости и сульфидизированных пород. Для него характерны резкие колебания мощностей от первых метров до десятков метров, обусловленные наличием глубоких «карманов» выветрелых пород [102, 343].

Независимо от состава и возраста материнских пород, в разрезах коры выветривания наблюдается определенная зональность, отражающая ход и стадии процесса химического выветривания и выраженная в последовательной смене литологических и текстурных особенностей, минералогического и химического состава [187, 137]. В западной части территории в разрезах коры выделяются три зоны (снизу вверх): 1 – зона дезинтеграции; 2 – зона структурного элювия; 3 – зона бесструктурных пестроцветных или белых глин [343].

Полный профиль коры выветривания нигде не сохранился. В разных частях площади она имеет разную степень сохранности, но везде химически незрелая. Местами кора выветривания полностью уничтожена эрозией. В большинстве случаев частично сохраняется лишь нижняя или нижняя и частично средняя зоны, и даже там, где в разрезах выделяются все три зоны, верхняя из них сильно размыта. Кроме того, считается, что существовала еще и четвертая (самая верхняя) зона с бокситами, повсеместно на территории Алтая полностью эродирована [101].

Возраст коры выветривания определяется исходя из следующих соображений. В меловое время одновременно с пенепленизацией начались процессы корообразования, охватившие верхнюю часть ниже-среднеюрских отложений луговой свиты, продолжавшиеся вплоть до конца эоцена [4, 137]. Возраст начала формирования коры определяется как позднемеловой [115], хотя по периферии Бийско-Барнаульской впадины она продолжала формироваться и в палеогене, чему способствовали выровненный рельеф и благоприятные климатические условия. Формирование коры выветривания на Алтае продолжалось до позднего олигоцена [121], когда, в связи с началом неотектонических движений, начался ее размыв.

Кора выветривания с глубоким размывом перекрывается палеоцен-эоценовыми, олигоценовыми, миоценовыми и четвертичными отложениями. Однако верхний возрастной предел коры нельзя определять только по перекрывающим осадкам, так как процессы выветривания в мезозое и кайнозое шли непрерывно, усиливаясь или ослабевая в связи с тектоническими, климатическими и палеогеоморфологическими условиями каждого конкретного района [4]. Корообразование в Горном Алтае и в его предгорьях с разной интенсивностью могло продолжаться вплоть до миоцена включительно, когда в связи с изменением климата и опусканием рассматриваемой территории началось площадное накопление отложений рубцовской свиты [137]. Поэтому в целом коры выветривания датируют мел-эоценовым возрастом [343, 342].

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПАЛЕОЦЕН И ЭОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Маломощные палеоцен-эоценовые отложения для отображения на разрезе к геологической карте представлены островной, талицкой и люлинворской свитами объединенными ( $P_{1-2os÷ll}$ ), усредненный состав которых представлен каолинистыми глинами, глинами с мусковитом, голубовато-зеленоватыми глинами, аргиллитами, алевролитами, песками различной зернистости и гравием. Мощность – до 100 м. Ниже приводится их описание.

*Островновская свита* развита в северных частях Калба-Нрымской, Иртышской и Рудно-Алтайской СФЗ со стратотипическим разрезом в с. Мамонтово. Континентальные озерно-аллювиальные отложения свиты вскрыты

скважинами. Впервые они установлены в 1960 г. (с. Сrostы) на абс. выс. –32 м в интервале 282–300 м [187]. Неполный разрез свиты мощностью 18 м представлен тонким (0,1–1,5 см) горизонтальным переслаиванием очень плотных каолиновых глин белого, серого, черного, зеленого, малинового, желтого цвета. Иногда глины содержат значительную примесь кварцевого песка.

Восточнее с. Сrostы отложения свиты залегают на выветрелых породах палеозойского фундамента, перекрыты образованиями атлымской свиты и представлены светло-серыми, желтовато-серыми и желтыми аргиллитоподобными тонкодисперсными глинами с отдельными прослоями (до 2 м) зеленовато-серых разнородных кварцевых песков с включениями единичного гравия.

Глины островновской свиты каолиновые, бескарбонатные, отличаются пониженными содержаниями (%) SiO<sub>2</sub> (63,92), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,99), MnO (0,02), MgO (0,42), CaO (0,80), Na<sub>2</sub>O (0,14), K<sub>2</sub>O (0,78) и повышенными Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (21,74), TiO<sub>2</sub> (1,14), что может свидетельствовать об их накоплении в кислой среде в условиях теплого гумидного климата. Низкие значения отношений V/Zn (0,5) и V/Ga (0,4) указывают на осадконакопление в пресном водоеме [343].

Из глин свиты (с глубин 291 и 300 м) выделены два спорово-пыльцевых комплекса: споровые растения – *Lycopodium* cf. *cerniidites* (Ross.) Delc. et Sprum., *Sphagnum* sp., Polypodiaceae, *Acrostichum* sp., *Adiantum* sp., *Gleichenia* sp., *Anemia* sp., *Osmunda* sp., *Coniopteris* sp.; древесные – *Pinus* п/р *Haploxyylon*, *Pinus* sect. *Strobus*, Taxodiaceae, *Myrica* sp., *Corylus* sp., *Salix* sp., *Alnus* sp., *Juglans* sp., *Engelhardtia*, *Quercus sparsus* (Mart.) Samoil., Proteaceae, *Rhus* sp., *Nyssa* sp., *Ilex* sp., *Extratirporopollenites* sp.; травянистые – Liliaceae, Rosaceae, которые относятся к палеоцену [187].

Возраст островновской свиты определяется как палеоцен-эоценовый. В полном объеме она отвечает палеоценовой вылковской и верхнепалеоцен-эоценовой алейской свитам [156]. Литологически палеоценовая и эоценовая части островновской свиты во многих разрезах неотличимы друг от друга, а палеонтологическое обоснование пока недостаточно для расчленения ее на вылковскую и алейскую свиты.

*Талицкая свита* – морские мелководные прибрежно-лагунные и дельтовые фации развиты на небольшой площади северо-западной части территории в пределах Рудно-Алтайской СФЗ. Ранее эти отложения включались в состав сымской или островновской свит [343]. Отложения имеют площадное распространение в пределах Барнаульской структурной террасы, где согласно залегают на отложениях ганькинской свиты. Их кровля вскрыта скважинами на глубинах от 187,5 до 225 м, а мощность изменяется от 11 до 35 м [343]. Типичный разрез представлен (снизу вверх).

1. Гравий кварцевый в глинисто-песчаном заполнителе серого цвета .....	4,0 м
2. Алеврит тонкопесчаный коричневатый-серый .....	1,0 м
3. Алеврит массивный коричневатый-серый с мелкими лигнитизированными растительными остатками бурого и черного цветов .....	8,0 м
4. Песок крупнозернистый кварцевый слабоглинистый серый .....	0,7 м

5. Алеврит массивный коричневатого-серый с мелкими лигнитизированными растительными остатками бурого и черного цветов .....	2,8 м
6. Песок крупнозернистый кварцевый слабоглинистый серый .....	1,4 м
7. Алеврит массивный коричневатого-серый с мелкими лигнитизированными растительными остатками бурого и черного цветов .....	4,1 м
8. Песок средне-крупнозернистый кварцевый светло-серый с включениями (до 5 %) разноокатанного гравия и мелкой гальки кварца, с тонкими (1–5 см) прослойками светло-серой глины .....	12,5 м

Выше залегают отложения люлинворской свиты, расположенной на большом удалении от уступа Бийской структурной террасы мощностью 24,2 м состоят из переслаивания глин, тонко-мелкозернистых песков и алевритистых глин серого, темно- и светло-серого цвета с голубоватым оттенком и включениями мелких лигнитизированных растительных остатков [343].

Глины этой свиты каолиновые, с большим количеством кварца и примесью гидромусковита. Глины по содержанию породообразующих окислов, а пески по минералогическому составу практически не отличаются от ганькинской свиты.

Из отложений свиты выделены спорово-пыльцевые спектры и комплексы, несколько отличающиеся от верхнемеловых. Споровые растения (0–9%) – *Sphagnum putillum* Drozh., *Lygodium* aff. *flexuosum*, *Gleichenia* sp., *Tripartina* sp. и др. Пыльца голосеменных (2,3–26%) – *Pinus aralica*, *Cedrus* sp., *Podocarpus* sp., *Dacrydiumites* sp., cf. *Cordaitina* sp. Резко доминирует пыльца покрытосеменных (65–83,2%) – *Liquidambar* sp., *Magnolia* sp., *Nelumbo* sp., *Myricacites mirabilis* Gladk., *Myricacites* sp., *Myrica* sp., *Comptonia* sp., *Engelgardtia* sp., *Corylus* sp., *Corylopsis* sp., *Fothergilla* sp., *Quercus gracilis*, *Quercus sparsus*, *Quercus graciliformis*, *Quercites sparsus*, *Ulmus* sp., *Celtis* sp., *Ilex* sp., *Cyathidites* sp., *Nyssa* sp., *Palmae* sp., Hamamelidaceae, *Hamamelis* sp., *Krychtofoviana vera* Sam., *Anacolosidites insignis*, *Sporopollis* sp., *Taucocospores* sp., *Tricolpites* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Tricolpopollenites* sp., *Tricolpopollenites liblarensis* Th., *Tricolpopollenites spinosus* R. Pot., *Triatriopollenites* sp., *Triatriopollenites rurensis* Pfl., *Trudopollis* sp., *Trudopollis pompejki*, *Trudopollis menneri* (Mart.) Zakl., *Trudopollis baculatridentis*, *Projectopores* sp., *Extratropopollenites pompejki*, *Extratropopollenites menneri* Bolch. Пыльца меловых растений тяготеет к низам свиты. Отмечается микрофитопланктон *Chomotriletes*, *Tetraporina*, *Schematophora speciosa*, *Membranospaera*. Возраст вмещающих отложений датируется не детальнее, чем ранний палеоцен (датский ярус).

Здесь же выделены ископаемые карпоиды [343] – *Actinidia* sp., *Staphylea* cf. *dorofeewii* V.P. Nikit. sp. nov., *Hypericum* cf. *tetrapterum* Fries., *Pania prisca* Balueva et V.P. Nikit. sp. nov., *Scirpus* cf. *atrovioides* Dorof., *Typha* sp., принадлежавшие растениям, произраставшим в прибрежно-водных условиях. Присутствует раннепалеогеновая фауна фораминифер отряда Rotaliida и видов *Gaudryina* aff. *gigantica* (Subbotina), *Lenticula* aff. *inusitata* Kisselman, *Anomalinoidea danicus* (Brotzen), *Astacolus* sp. indet., на основании чего она относит вмещающие отложения к талицкому горизонту Западной Сибири.

Таким образом, отложения талицкой свиты датируются палеоценом [156].

*Люлинворская свита.* Мелководные прибрежно-морские фации этой свиты выделяются по фауне фораминифер [343]. Отложения свиты мощностью от 13 до 48,5 м, согласно залегающие на образованиях талицкой свиты палеоцена, вскрыты в пределах Барнаульской структурной террасы скважинами на глубинах от 161,5 до 225 м [343].

Типичный разрез представлен:

1. Глина песчаная плотная светло-серая с голубоватым оттенком .....	1,4 м
2. Песок слабоглинистый разнозернистый светло-серый .....	0,9 м
3. Глина аргиллитоподобная серого и темно-серого цвета .....	4,2 м
4. Глина алевритистая аргиллитоподобная светло-серая с голубоватым оттенком. В инт. 195,9–196,1 м черно-серого цвета с многочисленными мелкими лигнитизированными растительными остатками .....	13,8 м
5. Глина песчаная серая с голубоватым оттенком. С глубины 187 м и до конца интервала с примесью хорошоокатанных кварцевых гравия и мелкой гальки, количество которых вниз по разрезу возрастает от 5 до 60 % .....	14,7 м
6. Глина плотная светло-серая с голубоватым оттенком .....	7,0 м
7. Песок глинистый мелко-среднезернистый серый голубоватый .....	4,0 м
8. Глина плотная голубовато-зеленовато-серая .....	2,5 м

Выше с размывом и стратиграфическим несогласием залегают континентальные образования олигоцена.

Глины люлинворской свиты каолиновые с кварцем и примесью гидромусковита, химически зрелые ( $Al_2O_3/Na_2O = 390$ ), с повышенными содержаниями  $SiO_2$  65,02 % и  $Al_2O_3$  19,15 %. Пески свиты по минералогическому составу практически не отличаются от песков ганькинской и талицкой свит.

Из отложений свиты выделены спорово-пыльцевые спектры и комплексы, в которых содержания споровых и голосеменных весьма незначительны [343]. Споровые растения (0–1,2 %) – *Sphagnum* sp., Polypodiaceae, *Gleichenia* sp., голосеменные (единичная пыльца) – *Pinus* sp., Taxodiaceae, *Ginkgo* sp. Пыльца покрытосеменных (97–99,4 %) принадлежит к ключевым таксонам *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz. и сопутствующим формам эоцена – *Corylus* sp., *Triatriopollenites* sp., *Carpinus* sp., *Corylopsis* sp., Hamamelidaceae, *Quercus sparsus* (Mart.) Samoil., *Q. gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Comptonia* sp., *Nyssa* sp., *Ulmus* sp., *Celtis* sp., *Fagus* sp., *F. grandifoliformis* Pan., *Tilia* sp., *T. tomentosiformis* Pan., *Aralia* cf. *spinosa* Boitz., Anacardiaceae, *Rhus regularis* Pan., *Liquidambar* sp., *Cornus* sp., *C. aralica* Boitz., *Rhoipites vilensis* Thoms., *Rh. pseudocingulum* R. Pot. Кроме того присутствуют ископаемые карпоиды плохой сохранности, из которых определен лишь один вид – *Acorus* cf. *calamus* L. и определена разнообразная и многочисленная фауна фораминифер, обитавших в мелководном морском бассейне, представленных видами: *Reophax* cf. *ampullacea* Brady, *Labrospira* cf. *granulosa* (Lipman), *Haplophramoides* cf. *deplexus* Podobina, *Adercotryma* cf. *horrida* (Grzybowski), *Cyclammina* sp. indet., *Ammomarginulina* cf. *deflexa* (Grzybowski), *Ammomarginulina* sp. indet., *Trochammina* cf. *intacta* Podobina, *Gaudryinopsis* sp. indet., *Spiroplectammina* cf. *sibirica* Podobina, *Anomalinoides ypresiensis* (ten Dam) *ovatus* Podobina, *Planorotalites* cf. *pseudoscitulus* (Glaessner), а также раковинами плохой сохранности представителей родов *Am-*

*moscalaria, Haplophramoides, Cyclammina*. Таким образом, вмещающие отложения датируются как среднепалеоцен-среднеэоценовые и сопоставляются с люлинворским горизонтом Западной Сибири.

В опорном палеомагнитном разрезе кайнозоя юга Западной Сибири люлинворская свита представлена 11 ортозонами прямой и обратной полярности, охватывающими верхний палеоцен, нижний и частично средний эоцен [40]. На основании вышеизложенного и в соответствии с данными [156], отложения люлинворской свиты датируются как верхнепалеоцен-среднеэоценовые.

Ранее границу максимума морской палеогеновой трансгрессии проводили северо-западнее за пределами листа по линии южнее Малинового Озера – Волчихи, далее – через с. Кочки к с. Завьялово и отсюда через ст. Овечкино к г. Камень-на-Оби. Последние данные позволяют сместить эту границу не менее чем на 50 км к юго-востоку [343].

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ОЛИГОЦЕН

В олигоцене формировались аллювиальные, аллювиально-озерные и озерно-болотные отложения. Позднепалеогеновые образования, по данным бурения отнесенные к атлымской и новомихайловской свитам [342, 343], на дневную поверхность не выходят. Представлены в Калба-Нарышской, Иртышской и Рудно-Алтайской СФЗ. Представлены в Калба-Нарымской, Иртышской и Рудно-Алтайской СФЗ. Для отображения на графических материалах перечисленные свиты показаны объединенными ( $P_{3at+nm}$ ). Мощность – до 40 м.

*Атлымская свита* представлена аллювиальными кварцевыми разнозернистыми песками со значительной примесью хорошоокатанных гравия и галек кварца и кварцитов. Отложения этой свиты мощностью до 25 м в пределах Барнаульской структурной террасы, с перерывом и стратиграфическим несогласием залегают на люлинворской свите. Вероятно, в приустьевых частях погребенных долин вблизи уступа Бийской структурной террасы они перекрывают островновскую свиту. Аллювиальные отложения атлымской свиты мощностью до 20 м, вскрыты скважинами на глубине 162–192 м [343].

Отложения свиты представлены плотными кварцевыми грубозернистыми, разнозернистыми и мелко-среднезернистыми песками и глинистыми песками серого, темно- и коричнево-серого цвета, иногда с тонкими (до 4 см) глинистыми прослойками, содержащие примесь (5–30 %) хорошоокатанных мелких (до 2,5 см) кварцевых галек и гравия и лигнитизированные растительные остатки.

В песках атлымской свиты тяжелая фракция состоит из минералов, устойчивых к химическому выветриванию и механическому переносу (%) – циркон (40–94), ильменит (50–70), эпидот (10–35). По всему разрезу в единичных зернах постоянно присутствуют корунд, гранат, турмалин, хромит, андалузит, анатаз, рутил, сфен, апатит, аутигенные пирит и лимонит. В отдельных частях разреза содержания лимонита достигают 10 % от веса тяжелой фракции, что может говорить о значительных колебаниях уровня палеорек и частой смене восстановительных условий осадконакопления на окислитель-



ные, вследствие чередования влажного и сухого климата. Свита характеризуется очень низкими содержаниями (%): Mn (0,02), Cu (0,003), Co (0,0006), Ni (0,002), V (0,004), Zn (0,003), B (0,0006), Ga (0,0005), что может указывать на осадконакопление в пресном проточном водоеме [139].

На рассматриваемой территории атлымская свита палеонтологически не охарактеризована. В палеомагнитном разрезе кайнозоя Западной Сибири она представлена двумя разнополярными магнитозонами –  $R_{8-1}E_{2-3}rg$  и  $N_1E_{3g}$ , датируемыми ранним олигоценом [40]. По положению в разрезе между люлинворской и согласно перекрывающей новомихайловской свитами, возраст атлымской свиты определяется первой половиной раннего олигоцена [156].

*Новомихайловская свита* включает в себя озерные, озерно-болотные и аллювиально-озерные фации. Она установлена в северо-западной части территории в скважине на глубине 221 м [343], где представлена озерно-болотными темно-серыми каолиновыми глинами с растительным детритом и тонкими слоями лигнита. Кроме того, отложения свиты мощностью от 7 до 16 м установлены в приустьевых участках погребенных долин вблизи уступа Бийской структурной террасы, где они состоят из серо-зеленых и зеленых глин, и темно-серых алевролитов с прослоями лигнита [343]. Отложения этой свиты согласно залегают на аллювии атлымской свиты и перекрываются образованиями крутихинской свиты.

На юго-востоке Кулунды в пределах Барнаульской структурной террасы свита имеет площадное распространение, залегают на глубинах от 150 до 180 м, имеет мощность 20 м. Она представлена глинами серого, голубовато-зеленовато- и темно-серого, коричневого и коричнево-черного цвета, в верхней части разреза залегают плотные аргиллитоподобные алевролитистые или песчаные глины с многочисленными мелкими (до 1 см) пятнами лимонитизации. Вниз по разрезу глины постепенно замещаются глинисто-алевролитовыми и глинистыми мелкозернистыми и крупно-среднезернистыми кварцевыми песками с включениями мелкого кварцевого гравия. Разрез свиты насыщен лигнитизированными растительными остатками черного цвета – листьями, обрывками и обломками стеблей, сучьев и стволов деревьев. Многие обломки стволов и сучьев полностью замещены марказитом [139].

В песках свиты тяжелая фракция состоит из минералов с высокой гипергенной и механической устойчивостью, набор которых практически тот же, что и в атлымской свите, лишь их содержания значительно ниже. Кроме того, в новомихайловской свите от 30 до 80 % от веса тяжелой фракции приходится на аутигенный марказит, образование которого могло происходить в условиях восстановительной среды и сероводородного заражения.

Для отложений свиты характерны низкие содержания (%) Zn (0,002–0,01), Ga (0,0005–0,0006) и несколько более высокие, чем в атлымской свите, содержания Mn (0,04–0,05), Cu (0,006), Co (0,003), Ni (0,005), V (0,008–0,02), B (0,002), что говорит об осадконакоплении в условиях застойного водоема. Каолиновые глины новомихайловской свиты бескарбонатные и отличаются пониженными содержаниями (%):  $SiO_2$  (41,90–64,99),  $Fe_2O_3$  (1,13–2,39), MnO (0,02–0,03), MgO (0,35–0,47), CaO (0,43–0,92),  $Na_2O$  (0,21–0,42),  $K_2O$  (0,35–0,41) и повышенными –  $Al_2O_3$  (20,99–36,80),  $TiO_2$  (0,92–2,40), что указывает на их накопление в условиях теплого гумидного климата [139]. Отношение

$Al_2O_3/Na_2O$  (87,6–99,9), характеризующее степень химической зрелости глин, в 4–5 раз выше, чем в озерных глинах рубцовской и павлодарской свит миоцена, формировавшихся в условиях семиаридного и аридного климата [137].

Из отложений новомихайловской свиты выделены четыре спорово-пыльцевых спектра, которые характеризуются высоким содержанием (46,5–49%) пыльцы голосеменных – *Abies sibirica*, *Picea* sec. *Excelsa*, *P. cf. omorica*, *Cedrus* sp., *Pinus leucodermis*, *P. banksiana*, *P. pinea*, *P. s/g* *Haploxyton*, *P. s/g* *Diploxyton*, *P. silvestris*, *P. sibirica*, *Tsuga* cf. *diversifolia*, *T. sp.*, *Taxodium* sp., *Taxodiaceae*, *Sequoia* sp. Покрытосеменные (44,5–48%) – *Myrica* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Juglans* sp., *Platycarya* sp., *Pterocarya roifolia*, *Carya* sp., *Quercus sibirica* Pan., *Fagus orientalis* Lipsky., *Ulmus crassa* Pan., *Acer* sp., *Tilia tomentosiformis* Pan. – представлены преимущественно пыльцой широколиственной тургайской флоры. Участие споровых незначительно – *Bryales* sp., *Sphagnum* sp., *Selaginella* sp., *Ophyoglossum* sp., *Adiantum* sp., *Osmunda* sp., *Polypodiaceae*. Возраст отложений определяется как раннеолигоценый [343]. По палеомагнитным данным, новомихайловская свита на Обь-Иртышском междуречье представлена пятью ортозонами прямой и обратной полярности –  $R_2E_{3r}$ ,  $N_2E_{3r}$ ,  $R_3E_{3r}$ ,  $N_3E_{3r}$ ,  $R_4E_{3r}$ , относимыми к нижнему олигоцену [40]. Возраст свиты определяется верхней половиной раннего олигоцена, чему не противоречат палинологические данные [156].

#### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ МИОЦЕН

Крутихинская свита ( $P_3-N_1kr$ ), представленная озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями, выделяется в терригенно-мезомиктовую лигнитоносную формацию [4, 343]. Аллювиальные и озерно-аллювиальные фации свиты на дневную поверхность не выходят. Они имеют площадное развитие, отсутствуя лишь местами в районах повышения палеозойского фундамента. В пределах Барнаульской структурной террасы отложения свиты согласно перекрывают новомихайловскую свиту, на Бийской структурной террасе они залегают на выветрелых породах палеозойского фундамента, а в погребенных долинах с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием на аллювии островновской свиты. Крутихинская свита мощностью от первых метров до 64 м вскрыта скважинами на глубинах от 109 до 180–200 м [343]. В Иртышской СФЗ она с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием перекрыта образованиями рубцовской свиты, в пределах Рудно-Алтайской СФЗ отложения свиты с несогласием залегают на выветрелых породах палеозойского фундамента и согласно перекрывают новомихайловскую свиту.

Отложения свиты представлены плотными глинистыми крупно-, средне- и тонко-мелкозернистыми песками серого, светло-серого, серо-коричневого и серо-белого цвета с примесью (от 5 до 50%) средне- и хорошоокатанных гравия и галек размером от 0,3 до 5 см, представленных кварцем, кварцитами, реже эффузивами и гранитоидами. Часто встречаются прослои (0,2–10 м) плотных глин и песчанистых глин серого и темно-серого цвета с большим

количеством лигнитизированных растительных остатков и обломков древесины, иногда с включениями гравия и мелких галек.

По химическому составу и содержанию микроэлементов прослой глины крутихинской свиты весьма близки к глинам новомихайловской свиты, отличаясь от них более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (73,36–80,90%) и низкими значениями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (10,65–15,31%). По литологии, геохимии и минералогии рассматриваемые отложения близки к образованиям крутихинской свиты южной части Иртышской СФЗ [137, 342].

В спорово-пыльцевых комплексах крутихинской свиты резко доминирует (68–82%) пыльца преимущественно широколиственной тургайской флоры – *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Corylus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, голосеменные представлены *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae* и характеризуют отложения верхнего олигоцена [356]. В отложениях крутихинской свиты присутствуют архаичные формы, известные для растительности журавского уровня позднего олигоцена – *Azolla incerta* V. Nikit., *Epipremnum priscum* G. Bal., и отмечаются молодые неогеновые виды – *Azolla glabra* Nikit., *Caldesia baluevae* V. Nikit., *Epipremnum crassum* C. et E. Reid., *Alnus flexilis* Dorof., *Morus tetriaria* Dorof., *Menyanthes miocenica* Dorof. [343]. Возраст крутихинской свиты в полном объеме определяется поздним олигоценом–ранним миоценом, отвечающим журавскому и абросимовскому горизонтам Западной Сибири [156]. Не исключено, что на западе территории во многих местах от размыва сохранилась лишь нижняя верхнеолигоценовая часть разреза этой свиты.

#### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

Рубцовская свита ( $N_{1rb}$ ) распространена в пределах Западно-Калбинской, Калба-Нарымской, Иртышской, Чарышско-Талицкой и Рудно-Алтайской СФЗ [342, 343] и наблюдалась практически во всех скважинах на глубинах 15–36 м в пределах выступов палеозойского фундамента. На дневную поверхность она выходит отдельными фрагментами вблизи выходов палеозойского фундамента. В разных частях территории ее кровля расположена на абс. отм. от 260 до 108 м, что обусловлено рельефом фундамента, эрозийными врезами и неотектоническими блоковыми подвижками. Мощность свиты изменяется от 9,7–20 м на выровненной поверхности приподнятых блоков фундамента до 50–89 м в западинах палеорельефа фундамента и погребенных палеодолинах.

Для рубцовской свиты характерны зеленые, зеленовато-серые, голубовато-зеленые, зеленовато-коричневые, красно-бурые, зелено-красные пятнисто-полосчатые мраморовидные тонкодисперсные монтмориллонитовые глины с многочисленными друзами, конкрециями и кристаллами гипса, бурыми и черными оолитами (до 7 мм) гидрооксидов железа и марганца, с линзами и прослоями песков и гравия кварца. Судя по керну скважин, мощность обогащенных гипсом прослоев глины изменяется от 2–3 до 5–8 м, а содержание гипса в них достигает 20–50% по длине керна. К этим глинам приурочены Калиновское и Новосклюихинское месторождения конкреционного гипса [3, 187].

Подошва свиты с глубоким размывом и стратиграфическим перерывом залегает на крутихинской свите или на размытых корах выветривания. В древних палеодолинах в составе свиты преобладают аллювиальные и аллювиально-озерные фации – гравий и грубозернистые слоистые пески, глинистые пески и песчанистые глины серого, зеленовато- и голубовато-серого цвета. В прибортовых частях древних долин и в отдельных изолированных западинах палеозойского фундамента распространены пролювиально-делювиальные и делювиально-озерные фации – пестроцветные, красно-бурые и зеленые глины без заметной слоистости, с включениями несортированных обломков дресвы и щебня различных пород палеозоя [3].

По химическому составу глины рубцовской свиты резко отличаются от палеогеновых глин островновской, новомихайловской и крутихинской свит низкими содержаниями (%): SiO<sub>2</sub> (36,09–58,86), TiO<sub>2</sub> (0,55–0,88) и высокими – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,67–8,19), MgO (1,70–2,35), CaO (1,14–22,07) [342, 343].

Фаунистические находки в осадках рубцовской свиты на площади листа М-44 до сих пор крайне немногочисленны. В песчанистых глинах свиты, вскрытых скважиной в 8 км западнее с. Первомайское определены кости выскокоронковых хомяков – *Cricetinae* gen. indet. и *Cricetodon* cf. *bourgeoisie* Schaub. миоценового возраста [3]. В глинистых песках свиты, вскрытых скважинами между селами Жерновцы и Титовка, определена миоцен-плиоценовая фауна пресноводных моллюсков – *Viviparus* sp., *Lithoglyphus* sp., *Unio* ex gr. *protractus* Lindh., *Parafossarulus borissiki* Lindh., *Gastrocopta incertae sedis* [3]. В Иртышской СФЗ отложения свиты охарактеризованы среднемиоценовым комплексом теплолюбивых и солонатоводных остракод [342], а также средне-позднемиоценовыми спорово-пыльцевыми комплексами, характерными для таволжанского горизонта Западной Сибири [357].

Типичный разрез рубцовской свиты представлен [342].

1. Серовато-коричневые грубозернистые слабоглинистые кварцевые пески со значительной примесью гравия и, реже, мелкой (2–2,5 см) среднеокатанной гальки кварца .....	9,0 м
2. Крупнозернистые кварцевые пески с примесью среднеокатанной мелкой (1,5–2 см) гальки кварца, плотно сцементированные зеленовато-серым глинистым алевритом .....	6,0 м
3. Серовато-коричневые крупнозернистые слабоглинистые кварцевые пески .....	2,0 м
4. Пески аналогичные слою 2 .....	3,9 м
5. Крупнозернистые кварцевые пески, плотно сцементированные серо-коричневым глинистым алевритом, с тонкими слойками серых глин, местами с бурыми пятнами .....	0,6 м
6. Зеленовато-серые плотные слабопесчанистые глины с чешуйками слюды, в кровле с включениями мелкой (1,5–2 см) среднеокатанной гальки кварца .....	3,5 м

Мощность свиты по разрезу – 25 м.

В Алейской ложбине – более глинистый разрез рубцовской свиты [343].

7. Сине-зеленые участками песчанистые глины с обильными растительными остатками .....	1,0 м
---	-------

8. Гравийники с примесью галек, состоящие из окатанных обломков роговиков, кварца и кремнистых пород, сцементированные синевато-серой глиной .....	3,0 м
9. Крупное переслаивание синеватых глин, алевроитов и среднезернистых песков .....	5,0 м
10. Глины аналогичные слою 1 .....	13,7 м

Отложения рубцовской свиты датируются концом среднего–первой половиной позднего миоцена и отвечают таволжанскому горизонту, в котором зафиксированы три палеомагнитные ортозоны обратной и две прямой полярности, относимые к среднему–позднему миоцену [342].

Павлодарская свита ( $N_{1pv}$ ) выходит на поверхность или вскрыта скважинами во всех СФЗ, за исключением Коргоно-Теректинской. Свита имеет площадное распространение, вскрыта большим количеством скважин на глубинах от 12–15 до 147 м под отложениями новостаничной свиты на западе территории в Западно-Калбинской СФЗ и под отложениями кочковской свиты, перекрывающей ее с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием. Местами в долине р. Алей ее перекрывает аллювий первой надпойменной террасы. Она залегает на рубцовской свите согласно или с незначительными местными размывами, а также на выветрелых породах палеозоя. На дневную поверхность отложения свиты выходят вблизи выступов фундамента и в долине рек. Ее кровля находится в интервале абс. выс. от 320 до 110 м. Мощность свиты изменяется от 6,8 м вблизи выходов фундамента до 71 м в древних долинах.

Полигенетические образования павлодарской свиты представлены делювиальными, пролювиально-делювиальными, озерными, реже озерно-аллювиальными и аллювиальными фациями [3]. Делювиально-пролювиальные фации представлены бурыми, красно-бурыми, зеленовато-бурыми и коричневыми известковистыми глинами с мергелистыми конкрециями, примесью дресвы и щебня преимущественно кварцевого состава. На северо-западе территории свита представлена озерными и аллювиально-озерными фациями – переслаивание глин, глинистых песков и песчаных глин бурого, желтого, красно- и зеленовато-бурого, коричневого и зеленовато-серого цвета с прослоями песка и плохоокатанного гравия. Часто в глинах содержатся друзы гипса, многочисленные мергелистые конкреции, оолиты гидроксидов железа и марганца, включения плохоокатанного кварцевого гравия. Иногда в глинах наблюдается тонкая горизонтальная слоистость.

Глины павлодарской свиты монтмориллонит-гидрослюдистые и гидрослюдистые. Для глин озерных фаций характерны несколько повышенные содержания (%): Mn (0,1), Zn (0,01), V (0,01), B (0,006) и пониженные – Ga (0,001), что свидетельствует об их накоплении в солоноватоводных условиях [342].

Аллювиально-озерные фации отличаются высоким выходом легкой фракции, состоящей (%) из кварца (85–95), обломков пород (5–15) и единичных зерен кальцита. В тяжелой фракции доминируют устойчивые и промежуточные минералы (%): циркон (10–50), апатит (30–60), гранат (35–40), ильменит (15–18), эпидот и цоизит (35–40), сфен (3–15). Постоянно в единичных знаках

содержатся акцессорные минералы интрузивных и метаморфических пород, а также аутигенные лимонит, псиломелан, пирит.

Фаунистические остатки в отложениях павлодарской свиты крайне редки и непредставительны. Из глин свиты, вскрытых на междуречье Алей–Кизиха, определены зубы *Microscoptes* ранне-среднемиоценового возраста, а юго-западнее г. Рубцовск – зубы *Ochotona* sp., *Cricetinae* gen. indet., *Plioscirtopoda* sp., *Allactaginae* gen. indet., *Lagomydae* позднемиоцен-плиоценового возраста [3]. В Павлодарском Прииртышье, Кулунде, на Предалтайской равнине, в предгорьях Рудного и Горного Алтая павлодарская свита охарактеризована фауной млекопитающих, водных и наземных моллюсков, остракод, спорово-пыльцевыми спектрами и семенными комплексами позднего миоцена [3, 137]. По палеомагнитным данным в павлодарской свите выделены две ортозоны ( $N_7N_{1m}$  и  $R_8N_{1m}$ ), датируемые поздним миоценом [40]. Возраст павлодарской свиты определяется второй половиной позднего миоцена [342, 343].

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

В северо-западной части территории на Предалтайской равнине скважинами вскрыты эоплейстоценовые и неоплейстоценовые аллювиальные, озерно-аллювиальные отложения мощностью около 200 м, представленные (снизу вверх) кулундинской, кочковской, красnodубровской и касмалинской свитами.

#### Нижнее звено

**Кулундинский горизонт.** Кулундинская свита ( $laN_2-E_1kl$ ) с резким размывом залегает на отложениях павловской свиты и развита лишь в Кулундинской впадине в северо-западной части территории. Кровля свиты местами перекрыта маломощными позднечетвертичными лессовидными супесями, суглинками и эоловыми песками. Кулундинская свита сложена озерно-аллювиальными серыми, желто- или зелено-серыми полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песками с гравием и гальками. В них содержатся прослои (0,3–2,3 м) зелено- и желто-серых карбонатных песчаных глин, суглинков, гравия. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 20 м. В карьерах между оз. Большое Яровое и г. Славгород, и у ст. Бурсоль гравийные пески в нижней части кулундинской свиты мощностью до 10 м выделяются под названием «яровские слои» и содержат фауну грызунов и моллюсков битейского комплекса. По фауне млекопитающих, моллюсков и остракод возраст кулундинской свиты определяется ранним эоплейстоценом [33].

#### Верхнее звено

**Кочковский горизонт.** Кочковская свита ( $laE_2kč$ ) относится к терригенно-полимиктовой буроцветной и сероцветной формации [3]. Она

выполняет неровности палеозойского фундамента, нивелируя его поверхность, и образует неравномерный по мощности покров в пределах предгорной возвышенной холмисто-увалистой равнины, отсутствуя на денудационных выступах, и местами полностью размыта в долине р. Алей. Отложения кочковской свиты с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием перекрывают павлодарскую свиту, а также залегают на коре выветривания. Обнажения свиты, не выражающиеся в масштабе, есть в долине р. Кизиха и на правом берегу р. Алей между селами Маханово и Большевик. В древних ложбинах стока в нее вложены отложения касмалинской свиты и первой надпойменной террасы. На остальной территории ее перекрывают отложения красnodубровской свиты. Глубины залегания кровли свиты изменяются от первых метров до 100 м, а ее мощность – от 7,6–9,2 до 85–87 м.

Отложения кочковской свиты представлены озерными и аллювиально-озерными, реже аллювиальными, а вблизи выходов фундамента делювиально-пролювиальными фациями. Литологически это переслаивание буроватых, красновато-бурых, коричневых, серых, темно-серых, зеленовато-, голубовато- и синевато-серых глин, суглинков, песков глинистых песков и глинистых алевритов с линзами и прослоями гравия. Делювиально-пролювиальные фации – бурые глины с дресвой и щебнем палеозойских пород. Фациальные взаимопереходы наблюдаются как в вертикальных разрезах свиты, так и по латерали [343].

Глины кочковской свиты гидрослюдистые с кварцем, кальцитом, полевыми шпатами, хлоритом и монтмориллонитом. Глины озерных фаций по содержанию микроэлементов и химическому составу достаточно близки к павлодарской свите, характеризуются низкими значениями (%)  $\text{SiO}_2$  (48,63–56,90),  $\text{TiO}_2$  (0,71–0,76),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,85–13,61) и накоплением подвижных окислов  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (4,10–5,46),  $\text{MnO}$  (0,08–0,13),  $\text{MgO}$  (2,33–2,81),  $\text{CaO}$  (7,26–11,87),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,63–1,63),  $\text{K}_2\text{O}$  (1,86–2,20).

Кочковская свита охарактеризована разнообразной и многочисленной ископаемой фауной и флорой. В обнажении у с. Троишка (р. Кизиха) определен зуб эоплейстоценовой лошади *Allohipus* ex gr. *robustus*, а у с. Маханово (р. Алей) – эоплейстоценовые остатки *Carnivora* gen. indet., *Bovidae* gen. indet. [3]. Из обнажений свиты и керн [187] определена эоплейстоценовая фауна грызунов – *Erinaceus* sp., *Sorex* sp., *Crocidura* sp., *Hypolagus* sp., *Lepus* sp., *Proochotona* sp., *Ochotona* sp., *O.* cf. *pusilla*, *Marmota* sp., *Citellus* sp., *Sicista* sp., *Allactaga* ex gr. *jaculus*, *Plioscirotopoda* sp., *Cricetus* sp., *Cricetus* sp., *Clethrionomys* sp., *Prosimphneus* sp., *Allophaiomys pliocaenicus*, *Mimomys pliocaenicus*. *M. coelodus*, *M. reidi*, *M. pusillus*, *Villanyia hungaricus*, *V. exilis*, *V. prolaguroides*, *Cromeromys intermedius*, *C. newtoni*, *Eolagurus argyropuloi*, *Prolagurus arankaе*, *P. pannonicus*, *Microtus (Pitimus) hintoni*, *Ellobius* cf. *tarchankutensis*, *E.* sp. [75]. Водные и наземные моллюски представлены видами широкого стратиграфического распространения, а также отсутствующими ныне в Западной Сибири или полностью вымершими – *Corbicula fluminalis* Müll., *Vertigo (Vertilla) angustior* Jeffrey., *Borysthenia pronaticina* Lind., *Parafossarulus borissjaki* Lind., *P. contortix* Lind., *Pisidium astartoides* Sandberger., *Unio* sp., *Crassunio* sp., позволяющие говорить о первой половине плейстоцена [3].

Для свиты характерно большое (до 60) количество видов остракод, на основании которых она датируется от верхнего плиоцена до среднего неоплейстоцена [3, 74, 88, 89]. Из отложений свиты определена фауна остракод – *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. caspiensis* (Negad.), *I. gibba* (Ramd.), *I. manasensis* Mand., *Cyclocypris globosa* (Sars), *C. laevis* (Müll.), *Cypria candonaeformis* (Schw.), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cyprinotus salinus* (Br.), *Eucypris foveatus* Popova, *E. sp.*, *Candona neglecta* S., *C. sarsi* Hartw., *C. fabaeformis* Fisch., *C. rectangularta* Alm., *C. combibo* Liv., *C. rostrata* Br. et Norm., *Zonocypris membranae* (Livental), *Limnocythere sanctipatricii* Br. et Rob., *L. ornata* Mand. et Kazm., *L. grinfeldi* Liepin, *L. scharapovae* Schw., *L. producta* Jaskevich et Kazm., *L. falcata*, *L. negadaevi* Popova, *L. staplini* Gut. et Benson, *L. flexa* Negad., *Cytherissa lacustris* S., позволяющая датировать вмещающие отложения эоплейстоценом [343].

Семенные комплексы отражают эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовую растительность [187, 74], спорово-пыльцевые спектры и комплексы имеют переходный характер – от неогеновой к четвертичной флоре [187, 74].

На территории Алтайского края кочковская свита охарактеризована спорово-пыльцевыми спектрами, семенными комплексами, фауной крупных и мелких млекопитающих, остракод и моллюсков, палеомагнитными и термолюминесцентными определениями [3, 6, 28, 74, 75, 88, 89, 115, 137]. Все это вместе с приведенными выше палеонтологическими материалами позволяет датировать кочковскую свиту и одноименный горизонт эоплейстоценом [155].

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

### Нижнее и среднее звенья

**Талагайкинский–тазовский горизонты.** Краснодубровская свита (L,II–Шkd) на предгорной возвышенной холмисто-увалистой равнине образует обширные шлейфы, отсутствуя на денудированных выходах палеозойского фундамента. Образования свиты залегают на породах палеозоя или с постепенными переходами на отложениях кочковской свиты, граница с которой проводится условно по мощному почвенному горизонту или появлению субаэральных лессовидных суглинков. Иногда свита с размывами и стратиграфическими несогласиями перекрывает неогеновые отложения. Перекрывают ее покровные лессовидные суглинки. На днищах долин в отложениях свиты вложены поймы и первые надпойменные террасы.

Свита сложена преимущественно субаэральными лессоидными (верхняя подсвита) и аллювиально-озерными осадками, тяготеющими к низам разреза (нижняя подсвита). *Субаэральные фацции* – палевые, желтовато- и буровато-серые гидрослюдистые глины и лессовидные карбонатные пористые неслоистые суглинки со столбчатой отдельностью и карбонатными конкрециями, с горизонтами погребенных почв. *Аллювиально-озерные фацции* – пачки и прослой серых и буровато-серых песков; синих, серых, зеленовато- и голубовато-серых илов, глин и супесей. Наибольшие мощности свиты (до 107 м) наблю-



даются в осевых частях водораздельных Алейско-Барнаульского и Алейско-Кизихинского увалов.

К отложениям краснодубровской свиты приурочены месторождения кирпичных суглинков.

Краснодубровская свита насыщена разнообразным палеонтологическим материалом. В долине среднего течения р. Кизиха определены разрозненные кости плохой сохранности *Bison* sp., *Equus mosbachensis* Reich., *E. caballus* sub. sp., *E. sp.*, отнесенные к ранне-среднечетвертичному времени [187]. В обнажении на правом берегу р. Алей между Маханово и Большевик определены зубы грызунов *Lagurodon* sp., *Lagurus* cf. *praeluteus* Schev., *Citellus* sp. ранне-среднеплейстоценового возраста [3]. Там же установлена ранне-плейстоценовая фауна грызунов [187]. Комплексы наземных и водных моллюсков из обнажений и керна многочисленных скважин позволяют датировать свиту от эоплейстоцена до начала среднего неоплейстоцена. Комплексы обнаружены в обнажениях у сел Новый Мир и Маханово, которые относятся к нижнему неоплейстоцену и представлены видами *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* A. Br., *Vertigo antivertigo* Drap., *Lymnea* ex gr. *palustris* Müll., *L. truncatula* Müll., *L. sp.*, *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus* sp., *Armiger* sp., *Anisus leucostoma* Millet., *Pisidium amnicum* Müll., *P. sp.*, *Valvata pulchella* Stud. [3]. Из отложений свиты выделена ранне-средне-плейстоценовая фауна остракод – *Ilyocypris bradyi* Sars, *Il. gibba* (Ramd.), *Il. lacustris* Kaufman, *Il. bella* Scharapova, *Cyclocypris globosa* Sars, *Candonia arcina* Liepin, *C. fabaeformis* (Fischer), *C. neglecta* Sars, *Candoniella subellipsoida* Scharapova, *Cytherissa lacustris* Sars и др. [356]. Семенные комплексы характеризуются присутствием представителей растений – *Azolla interglacialica* (Nikit.) Dorof., *Bunias suckaczewii* Kipiani, *Heleocharis septentrionalis* Linsere, *Chenopodium glaucum* L., *Potentilla anserina* L., *Ranunculus pedatifidus* L., *Rumex marschallianus* L., *Corispermum squarrosus* L. и др., что позволяет датировать вмещающие отложения эоплейстоценом – ранним неоплейстоценом – ранним – средним неоплейстоценом [3]. Спорово-пыльцевые спектры и комплексы, относятся к нижнему неоплейстоцену [187]. В настоящее время возраст краснодубровской свиты в полном объеме определяется как ранне-средне-плейстоценовый [155].

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО

### Шестая – первая ступень

**Куэختанарский горизонт.** Касмалинская свита (аП<sub>6</sub>–III<sub>1</sub>ksm) развита в пределах древних ложбин стока – Алейской и Барнаульской, где с глубоким эрозионным врезом и стратиграфическим несогласием вложена в толщу кочковской свиты. В Барнаульской ложбине касмалинская свита перекрыта бургисто-грядовыми эоловыми песками, а в Алейской ложбине – мало-мощными лессовидными супесями, отложениями пойм и первой надпойменной террасы. Свита имеет мощность от 5,5 до 57 м и представлена аллювиальными отложениями. Нижняя часть разреза состоит из чередующихся пачек разнозернистых и мелко-среднезернистых полевошпат-кварцевых песков

с примесью гальки и гравия преимущественно кварцевого состава. В верхней части разреза появляются прослои супесей и суглинков.

Касмалинская свита содержит разнообразную фауну крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, остракод, семенные и спорово-пыльцевые комплексы, полученные из обнажения на левом берегу р. Алей у с. Бобково (бобковский разрез – стратотип бобковской свиты), позволяющие датировать ее второй половиной среднего неоплейстоцена [3]. По мнению В. А. Панычева [124], эти данные стратиграфического значения не имеют и свидетельствуют о неоднократной смене ландшафтно-климатических условий и своеобразных обстановках формирования отложений бобковского разреза, радиоуглеродный возраст которого определен в  $33\,950 \pm 400$  лет (СОАН-446). В отложениях этого разреза на глубине 9 м обнаружена нижняя часть правой большой берцовой кости *Bison priscus* Воj. поздненеоплейстоценового возраста, радиоуглеродный возраст которой определен в  $12\,300 \pm 450$  лет (СОАН-8087) [139].

Касмалинская свита состоит из разновозрастных горизонтов [7]. В ней выделяют от 3 до 5 циклов аллювиального осадконакопления, разделенных длительными перерывами [131, 132, 137, 124]. Единого мнения о возрасте касмалинской свиты до сих пор нет. Ее датируют самаровским оледенением среднего неоплейстоцена [6]; мессовско-ширтинским межледниковьем среднего неоплейстоцена [115, 116]; самым концом среднего–началом позднего неоплейстоцена [148]; средним–поздним неоплейстоценом [3]; поздним неоплейстоценом [131, 137].

Принятый нами возраст касмалинской свиты отвечает казанцевскому горизонту позднего неоплейстоцена. При этом ее нижняя граница местами несколько опускается в тазовский горизонт среднего неоплейстоцена [155].

## Вторая–четвертая ступень

**Чибитский и аккемский горизонты нерасчлененные.** Ледниковые отложения ( $gIII_{2-4}$ ) развиты на Тигирекском хребте в карах и цирках, в долинах рек Иня и Горелый Коргон и троговых долинах их притоков. Они представлены основными, береговыми и конечными моренами, образующими холмы и гряды высотой не менее 10 м и протяженностью до сотен метров, прорезанные ручьями. Это несортированные плотные валунные песчанистые глины с большим количеством неравномерно распределенных крупных глыб. Не исключено, что ледник в долине р. Иня оканчивался ниже с. Тигирек. В 1,5 км ниже этого села и в районе пещеры Страшная на обоих склонах этой долины до высоты 200 м над ее днищем обнаружены эрратические гальки и валуны различных пород [342].

Ледниковыми отложениями выполнена долина руч. Рубежный (верховья бассейна р. Тулата), в левобережной части которой выделяется протяженный (около 1 км) моренный вал шириной до 200 м и высотой 35 м. Он представлен не слоистыми, не сортированными и хаотично сгруженными валунно-щебнистыми суглинками. Валуны более 1 м в поперечнике, щебень в основном представлен местными ороговикованными песчаниками, суглинок с дрсвой составляет 30–40% объема. На поверхности часто встречаются эррати-

ческие глыбы гранитоидов Майорского массива, обломки известняков, скарнов, гематит-магнетитовых руд.

В широких циркообразных верховьях долин Мал. и Бол. Татарок (левые притоки Чарыша) ледниковые отложения выполняют пологонаклонные днища цирков и троговые верховья долин, на склонах которых встречаются эрратические валуны, оканчиваясь на абс. выс. 900 м уступом высотой 15 м. На поверхности часто встречаются крупные плохоокатанные валуны и глыбы до 2 м и более в поперечнике. Многие глыбы представляют собой типичные ледогранники с притупленными ребрами и сглаженными углами, придающими им слабоокатанный облик, а иногда и с отдельными штрихованными фасетами. Эти образования сложены массивными неслоистыми и несортированными плотными валунными суглинками. Обломочный материал (не менее 50 % объема отложений) представлен крупными глыбами и плохоокатанными валунами размером от 0,1 до 2 м в поперечнике, дресвой, щебнем и плохоокатанной галькой, погружен в плотный желтоватый суглинок. Обломки залегают хаотически, ориентированы длинными осями в разные стороны, стоят на ребре или вертикально. Текстурно-структурные и литологические особенности отложений свидетельствуют об их ледниковом генезисе и характеризуют фацию основной морены. Мощность ледниковых отложений изменяется от первых метров до 50 м.

Исходя из стратиграфических соотношений и положения в рельефе, возраст ледниковых отложений принимается позднеплейстоценовым, объединяющим чибитский (ермаковский) и аккемский (сартанский) горизонты.

### Третья ступень

**Бельтирский горизонт.** Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы ( $a^2\Pi_3$ ) развиты практически во всех крупных долинах, преимущественно за пределами распространения древнего оледенения. В масштабе карты в большинстве случаев они не выделяются даже в нерасчлененном виде. Аллювий второй надпойменной террасы представлен желто-серыми и бурозветными валунными галечниками русловых фаций с глинистым песком в заполнителе, иногда слабозолотоносными, с прослоями и линзами серых и зеленовато-серых илов и глин. Многие обломки в той или иной степени затронуты выветриванием. Аллювий этой террасы часто сильно размыт и перекрыт чехлом склоновых отложений, а его мощность изменяется от 1,5 до 30 м [187].

### Четвертая ступень

**Аккемский горизонт.** *Озерные отложения* ( $\Pi\Pi_4$ ) в связи с незначительными (первые метры) обнажениями в цоколях высоких пойм и под толщами пролювиально-делювиальных образований в присклоновых частях долин показаны лишь на схемах корреляции и соотношений. Эти образования изучены слабо, их осадки почти повсеместно перекрыты более молодыми образованиями, под которыми залегают коричневые голубовато-, темно-серые тонкослоистые глины, суглинки и пески. Мощность отложений – до 13 м.

**Аккемский горизонт.** Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (a<sup>1</sup>Ш<sub>4</sub>) сплошной полосой шириной от 1,5 до 14 км прослеживается через всю территорию в левобережной части долины р. Алей и отдельными останцами сохранились на междуречье Чарыш–Локтевка–Комариха. Высота этой террасы изменяется от 8 до 12 м, а мощность аллювия – от 5 до 15 м. Ее отложения вложены в осадки касмалинской свиты и почти повсеместно перекрыты маломощными покровными лессовидными супесями. Касмалинский цоколь террасы обнажается на уровне уреза воды, иногда несколько выше, а часто уходит под урез. Аллювий террасы обнажается в многочисленных береговых обрывах.

Отложения террасы мощностью 15 м вскрыты скважиной [343]. Они представлены переслаиванием желто-серых и серых тонко- и мелкозернистых песков, супесей, суглинков, алевролитов. Мощность прослоев – от 0,5 до 2 м. Отмечается тонкая горизонтальная, косая и волнистая слоистость. Изредка встречаются маломощные (5–20 см) прослои и линзы песчаных гравийников с примесью мелкой гальки.

В долине р. Алей, в 3 км западнее с. Бобково, в аллювии первой надпойменной террасы обнаружена большая берцовая кость бизона, радиоуглеродный возраст которой определен в  $12\,300 \pm 450$  лет (СОАН-8087) [143]. Возраст аллювиальных отложений первой надпойменной террасы отвечает четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена [155].

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Отложения этого стратиграфического уровня образуют почти сплошной покров на различных элементах и формах рельефа и представлены образованиями склонового ряда. По генезису выделяются элювиально-делювиальные, коллювиальные и десерпционные, солифлюкционные, коллювиальные и делювиальные, пролювиальные и делювиальные образования, а также эоловые пески и озерные отложения, связанные между собой фаціальными взаимопереходами.

Элювиально-делювиальные отложения (edIII–Н) приурочены к выровненным водораздельным поверхностям и верхним частям склонов и развиты в восточной части, особенно в бассейне р. Чарыш. Они расчленяются на три толщи.

*Верхняя толща* (1–4 м) – буровато-, желтовато-серые плотные известковистые пористые со столбчатой отдельностью лессовидные суглинки с карбонатными конкрециями с редкими включениями дресвянистых и мелкощебнистых (1–3 см) обломков. По генезису это эоловые покровные отложения, делювизированные в процессе осадконакопления [20].

*Средняя толща* (8–14 м) – делювиальные плотные и вязкие суглинки бурые и серовато-бурые с примесью дресвы и щебня. Вниз по разрезу сменяются плотными пластичными коричнево-бурыми и коричневыми глинами с дресвой и щебнем, количество которых к низам толщи возрастает.

*Нижняя толща* (1–3 м) – структурный элювий – щебнисто-дресвяно-глинистые и дресвяно-щебнистые образования такого же цвета, как и корен-

ные породы, но иногда имеют бурый и красно-бурый цвет. Контакт со средней толщей иногда четкий, иногда постепенный. Общая мощность отложений – 15–21 м. Возраст отложений принимается как поздненеоплейстоцено-голоценовый [269].

Коллювиальные и десерпционные отложения (с,drIII-H) развиты в среднегорно-высокогорной зоне, где спускаются по склонам до абс. выс. 1000 м. К ним относятся линейные курумы в карах и цирках, логах и верховьях долин, а также площадные курумы на выровненных водоразделах и склонах хребтов и массивов. В логах, верховьях долин и на склонах это в основном глыбы, средний размер которых 0,5–2,0 м в поперечнике. Их хаотичная ориентировка вниз по склонам постепенно приобретает упорядоченный характер, где они становятся ориентированными длинными осями по направлению движения. На уплощенных вершинах и выровненных водоразделах отмечается большое количество дресвы и щебня, желтоватых супеси и суглинка. На склонах и в логах мелкозем интенсивно вымывается и выносятся, отлагаясь в нижних частях склонов и участвуя в формировании коллювиально-делювиальных и солифлюкционных покровов и шлейфов, образуя с ними фациальные переходы. Мощность этих отложений изменяется от 2 м на водоразделах до 10 м в нижних частях склонов, а их возраст определяется поздним неоплейстоценом–голоценом [343].

Солифлюкционные отложения (sIII-H) развиты фрагментарно в среднегорье Башчелакского хребта на пологих склонах северных экспозиций, днищах верховьев долин, ледниково-нивальных карах и цирках. Выше 1500 м в зоне развития многолетней мерзлоты независимо от экспозиции на склонах крутизной 3–20° наряду с плоскостным смывом интенсивно проявляется дифференциальная и покровная солифлюкция, под действием которой происходит преобразование ледниковых и склоновых отложений различного генезиса в псевдоморенные покровы. Ниже 1500 м на склонах северной экспозиции, отличающихся повышенной увлажненностью, ведущими факторами в формировании этих отложений являются дефлюкция и плоскостной смыв. Они представлены буровато-желтыми и желто-серыми суглинками и супесями, насыщенными дресвой, щебнем, глыбами и валунами, ориентированными длинными осями преимущественно вниз по склону. Отложения неяснослоистые с рулетообразными текстурами солифлюкционного течения, с деформированными разорванными и перемятыми прослоями и линзами погребенной дернины и почв. Мощность их в нижних частях склонов может достигать 15–20 м. Современная солифлюкция по различным типам рыхлых отложений, фациальные переходы с другими склоновыми образованиями позволяют датировать эти отложения концом позднего неоплейстоцена–голоценом [342].

Коллювиальные и делювиальные отложения (с,dIII-H) занимают обширные площади в среднегорье, где приурочены к крутым и средней крутизны денудационно-эрозионным склонам, образуя шлейфы и покровы, а также фрагментарно в среднегорье преимущественно в нижних частях склонов. На площадях развития интрузивных пород это – крупнощебнисто-глыбовый материал в дресвяно-супесчаном заполнителе, а на склонах, сложенных осадочными породами – дресвяно-щебнистый материал с желтоватым суглинком в заполнителе. Мощность их у подножия склонов достигает

15 м. Отложения вверх по склонам обычно фациально замещаются элювиально-делювиальными образованиями, вниз по склонам – пролювиально-делювиальными. Возраст отложений определяется как позднечетвертичный [342].

Пролювиальные и делювиальные отложения (р, d III–IV) развиты широко в предгорной и низкогорной части района, где выполняют склоны и днища всех логов, долин рек и ручьев, зачастую образуя мощные террасоувальные поверхности. Они налегают на поверхности высоких пойма, часто уходят под урезы рек. Это преимущественно желтые, буровато-желтые и желто-серые плотные суглинки и супеси лессовидного облика с включениями дресвы и мелкого щебня, с горизонтами погребенных почв, карбонатными конкрециями, многочисленными кротовинами, раковинами наземных моллюсков, с прослоями, линзами и горизонтами щебня, дресвы, реже глыб. Суглинки представлены легкими и средними разностями, реже – тяжелыми, иногда переходят в грубые супеси. Содержание глинистой фракции колеблется от 11 до 22 %, пылевой – 54–70 % и песчаной – 14–35 % [354]. Мощность отложений – от первых метров до 25 м. Глинистая фракция в этих суглинках представлена гидрослюдой с примесью кварца, хлорита, полевых шпатов, кальцита (15–17 %) и иногда смешанно-слоистых гидрослюды – монтмориллонита. В гранулометрическом отношении суглинки представляют собой алевриты с примесью мелкого песка и глины. В составе тяжелой фракции наибольшие значения имеют эпидот, магнетит, амфиболы, лимонит, апатит, лейкоксен, циркон, анатаз, гранат; встречаются рутил, сфен, турмалин, тремолит. В легкой фракции отмечено до 9 % стеклянных обломков. Химический состав отличается повышенными значениями CaO и CO<sub>2</sub> [354].

В долинах рек Чарыш, Иня, Маралиха в верхней части этих отложений до глубины 6 м обнаружены многочисленные и разнообразные кости мелких и крупных млекопитающих *Myospalax myospalax* Laxm., *Cricetus cricetus* L., *Alces alces* L., *Bos taurus*, *Equus caballus* L., *Ovis* sp. голоценового возраста. Отсюда же в интервале 1,3–4 м получены радиоуглеродные датировки 2000 ± 30 лет (СОАН-8451), 5735 ± 130 лет (СОАН-8132), 6200 ± 240 лет (СОАН-8131) [141].

Озерные отложения (III–IV) развиты в западной части территории в понижениях рельефа преимущественно вдоль склонов Касмалинской и Барнаульской древних ложбин стока, а также на водоразделе между ними, где заполняют реликтовые эрозионные и дефляционные понижения в толщах краснодубровской, касмалинской, кочковской свит. Эти отложения мощностью до 18 м представлены переслаиванием тонкозернистых, тонко-мелкозернистых и алевритистых тонкозернистых песков, алевритов, песчано-глинистых алевритов светло-серого, желтоватого, коричневатого и зеленоватого-серого, и синевато-зеленоватого цвета. Часто содержат тонкораспыленный фитодетрит черного цвета и имеют сильный запах сероводорода. Мощность прослоев изменяется от 0,8 до 4,7 м.

По берегам озер в абразионных уступах высотой 2–6 м эти отложения представлены светло-серыми и желтоватыми тонкозернистыми и алевритистыми песками с хорошо выраженной тонкой (1–3 мм) параллельной гори-

зонтальной слоистостью. Часто встречаются мелкие обломки раковин моллюсков, чешуя и кости рыб, водоплавающих птиц и грызунов.

В озерных песках тяжелая фракция представлена (%): магнетит и ильменит – 28, группа эпидота – 38, роговая обманка – 13, апатит – 3,2, гранат – 2,6, турмалин – 2,2, циркон – 2,2, лейкоксен – 2, анатаз – 1,5, рутил – 1, из аутигенных минералов отмечаются пирит, лимонит и сидерит. Легкая фракция представлена в основном кварцем (56 %) и полевыми шпатами (32 %) [356].

В озерных отложениях обнаружены многочисленные кости, зубы и фрагменты черепов мелких млекопитающих – *Ellobius talpinus* Pallas, *Marmota* sp., *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Microtus gregalis* Pallas, *Lagurus lagurus* Pallas, *Sorex* sp., датируемые поздним неоплейстоценом–голоценом [342].

Возраст озерных отложений – поздний неоплейстоцен–голоцен [342].

Эоловые пески (vIII-H) слагают в западной части территории небольшие по площади участки, где залегают на размытой поверхности краснодубровской свиты и аллювиальных песках касмалинской свиты. Поверхность эоловых песков бугристо-грядово-западинная. Мощность песков изменяется от 2–4 м в межгрядовых понижениях до 10 м в пределах гряд. По составу пески полевошпатово-кварцевые мелкозернистые хорошоокатанные желтоватого цвета, не содержат глинисто-алевритовой фракции. В них встречаются идеально окатанные шарообразные матовые зерна кварца диаметром до 1–2 мм. Слоистость не выражена. Часть из них являются месторождениями строительного песка.

В эоловых песках встречены ископаемые семена *Pinus sylvestris* L., *Polygonum aviculare* L., *Vacciniaceae* gen. ind., голоценовые кости млекопитающих, артефакты эпох неолита, бронзы, раннего железа и средневековья и получена радиоуглеродная датировка в  $845 \pm 70$  лет (СОАН-6294) [142]. Возраст эоловых песков принимается как поздннеоплейстоцен (сартанский)-голоценовый.

## ГОЛОЦЕН

Аллювиальные отложения пойм (aH) выполняют днища долин рек, ручьев. В масштабе карты отложения низкой и высокой пойм рассматриваются как нерасчлененные. В долинах разных порядков высота низкой поймы – 0,3–2,0 м, высокой – 2,0–6,0 м. Ширина их – от 30 м до 6 км в расширениях долин. В составе пойменного аллювия выделяются осадки разных фаций.

На равнинах эти отложения мощностью до 6–8 м залегают на размытой поверхности краснодубровской, кочковской или павлодарской свит. Сверху залегают суглинки пойменной фации мощностью до 3,5 м желтовато-серые облессованные очень плотные, с обломками раковин моллюсков, обломками и окатышами карбонатных конкреций, с зернами грубозернистого песка и плохоокатанного гравия кварца и гранитоидов. Ниже залегают пачка светло-серых алевритистых глин с раковинами моллюсков и пятнами лимонитизации. Еще ниже вскрываются серые, зеленовато- и темно-серые плотные алев-

ритистые глины мощностью 2,5 м, содержащие растительный детрит, раковины моллюсков и тонкие (2–5 см) прослои плохоокатанных грубозернистых гравийных песков.

В долинах низкогорья нижняя часть разреза представлена валунными галечниками русловой фации мощностью более 2–3 м. Их перекрывают суглинисто-песчано-гравийные фации кос и островов мощностью 0,2–0,6 м. Выше залегают пойменные фации мощностью не менее 1 м – суглинки и супеси с включениями галек и гравия, с прослойками и линзами песков и старичных илов. В долинах возвышенной предгорной равнины нижняя часть пойменных разрезов – русловые пески с гравием и галькой, которые перекрываются пойменными супесями и суглинками с прослоями и линзами пойменно-старичных илов. Отложения пойм водоносны, а к русловым фациям приурочены месторождения песка и гравия.

В среднегорье в составе пойменного аллювия выделяются осадки трех фаций. Нижняя часть разреза представлена валунниками и галечниками русловой фации мощностью более 2–3 м в долинах крупных рек и 0,5–1,5 м в долинах малых рек. В отложениях этой фации снизу вверх по разрезу уменьшаются степень окатанности обломков, их размеры, количество дальнеприносного материала и увеличивается их выветрелость. В тяжелой фракции доминируют устойчивые минералы. Ее перекрывают суглинисто-песчано-гравийные осадки фаций кос и островов мощностью 0,2–0,6 м, а выше – пойменные суглинки с линзами старичных илов мощностью 0,5–1,0 м, в которых содержание глинистой фракции колеблется от 2 до 25 %, алевритовой – 21–70 % и песчаной – 7–48 %.

Из аллювия в долинах рек Кизиха, Таловка и Поперечная определена голоценовая фауна млекопитающих *Ovis* sp., *Equus caballus*, *Canis lupus*, *Ellobius talpinus* Pallas. Радиоуглеродный возраст аллювия в долине р. Кизиха определен в  $8460 \pm 100$  лет (СОАН-7414) и  $5060 \pm 125$  лет (СОАН-7911), а в долине р. Таловка – в  $5240 \pm 120$  лет (СОАН-7413) [138, 140]. В русловых фациях пойменного аллювия разведаны месторождения песчано-гравийных смесей, питьевой и технической воды. Возраст отложений определяется голоценом.

Озерные отложения (ИН) довольно широко развиты в западной части территории, где приурочены к многочисленным озерным котловинам дефляционного и эрозионного генезиса, и вложены в более ранние позднеплейстоцен-голоценовые озерные отложения. Они представлены синевато-, зеленовато-, темно-серыми и черными илами, иловатыми суглинками, глинами, супесями, алевритами и песками с прослоями соли, соды и мергеля. Мощность отложений незначительна и не превышает 6 м [356, 144].

В озерных отложениях обнаружены чешуя, кости и жаберные крышки рыб *Carassius auratus gibelio* (Bloch.), фауна голоценовых млекопитающих и получена радиоуглеродная датировка в  $4720 \pm 100$  лет (СОАН-6295) [138]. По условиям залегания возраст озерных отложений определяется второй половиной голоцена.



---

## МАГМАТИЗМ

Магматические события Юго-Западного Алтая протекали в возрастном диапазоне от позднего кембрия до мезозоя, в этом интервале выделено 28 магматических комплексов, сформировавшихся в четыре тектоно-магматических этапа: раннепалеозойский (кембрийско-ордовикский), среднепалеозойский (девонско-раннекаменноугольный), позднепалеозойский (каменноугольно-пермский) и мезозойский (триас-юрский). Наибольшим распространением пользуются вулканоплутонические ассоциации девона и плутонические комплексы позднего палеозоя и мезозоя.

### РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

#### Алтае-Салаирская складчатая система

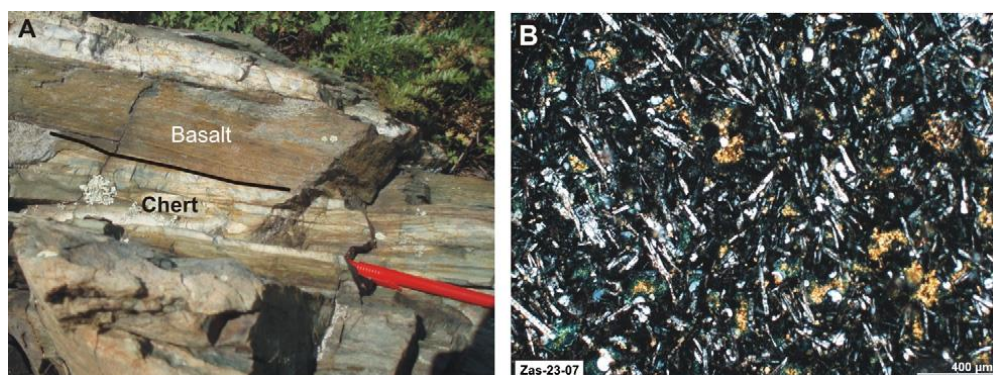
**Засурийский вулканический комплекс базальтовый** ( $\beta\epsilon_3$ – $O_{125}$ ). Засурийский комплекс в Чарышско-Талицкой СФЗ объединяет вулканогенные породы засурийской свиты, субвулканические образования и силлы долеритов, габбродолеритов, амфиболизированных высокотитанистых габброидов в кремнисто-обломочных пестроцветных отложениях засурийской свиты.

Наиболее распространены в засурийском комплексе вариолитовые или афировые пилоу-лавы, плагиоклаз и пироксен-плагиоклаз-порфиоровые базальты и их вулканокластические разности, субвулканические долериты и габбродолериты. Эти базальтоиды ассоциируют с осадками, подобными глубоководным осадочным отложениям океанических плит [174], такими как пестрые пелагические радиоляриевые и ленточные кремни, гемипелагические кремнистые сланцы, аргиллиты и глинистые сланцы. Брекчиевидные и оползневые текстуры, конседиментационная асимметричная микроскладчатость в кремнистых осадках предполагают, что они представляют фации склонов океанических островов [182, 181].

Основной объем комплекса составляют зелено-серые, реже серо-вишневые массивные и миндалекаменные базальты афировой и порфиоровой (титанавгит, сосюритизированный плагиоклаз) структуры с апоинтерсертальной основной массой. Они образуют пачки мощностью до 200 м среди тонкооб-

ломочных терригенных пород, обычно в ассоциации с сургучно-красными и лиловыми яшмоидами. Изредка среди базальтов, а также в олистоплаках среди крупнообломочных фаций отмечаются пестроцветные туфы основного и среднего составов. Силлы долеритов наблюдаются как среди покровных фаций, так и среди обломочных пород. Видимая мощность тел достигает 0,5 км при протяженности свыше 3 км, при этом отмечается слабое ороговикование вмещающих терригенных пород.

Большинство базальтоидов претерпело сильные вторичные изменения, однако часто сохранились первичные магматические структуры. Метабазальты темно-серого и зеленовато-серого цвета, массивные и рассланцованные с порфировой и афировой структурами (рис. 2).

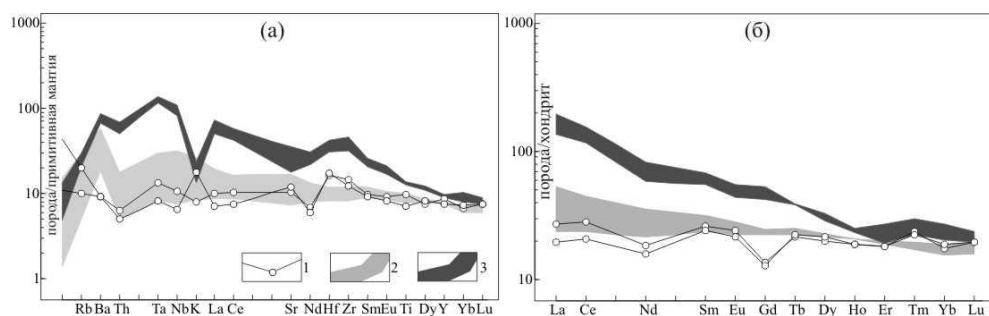


**Рис. 2.** Базальты засурьинской свиты.

А – чередование океанических светло-серых до коричневатых кремней и метабазальтов; В – типичный афировый базальт в шлифе (ник. X, по [180]).

Порфиновые разности состоят из фенокристов размером до 1–2 мм измененного клинопироксена и плагиоклаза. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, пироксена, Fe–Ti оксидов и вулканическим стеклом, полностью или частично замещенными сосюритом, хлоритом, кальцитом, эпидотом и альбитом. В долеритах и габбродолеритах с разной степенью гидротермально-метасоматических изменений, развиты кварц, альбит, эпидот, хлорит, кальцит, роговая обманка и гематит. Наиболее распространенная минеральная ассоциация представлена плагиоклазом (25–30%), роговой обманкой (50–65%), клиноцоизитом и эпидотом (5–10%), лейкоксеном, и хлоритом (до 5%). Призматические кристаллы светлоокрашенной роговой обманки частично замещены лейкоксеном, содержащим альбит-олигоклаз. Непрозрачные минералы представлены субидiomорфными и ксеноморфными выделениями титаномагнетита и идиоморфными зернами магнетита [180].

Геохимическая и изотопная характеристика базальтоидов засурьинского комплекса многократно обсуждалась в ряде публикаций [19, 182, 180, 53]. Породы засурьинского комплекса относятся к умереннощелочным базальтам, трахибазальтам и андезитбазальтам. Учитывая значительные вторичные изменения для их классификации и геохимической характеристики, корректно использовать инертные в эпигенетических процессах малоподвижные высокозарядные элементы. В этом случае в координатах  $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$  также выделяются базальты умереннощелочные и щелочные. По соотношению  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 + \text{FeO} - \text{MgO}$  все умереннощелочные разности относятся к высоко железистым (сильно фракционированным) толеитам. Коэффициент магнезиальности варьирует от 56 до 20 в относительно узком диапазоне  $\text{SiO}_2$  (46–52 %). Содержания Fe, Zr, Nb, Y, PЗЭ, Ti, Cr, Ni и Th убывают вместе с уменьшением значений этого коэффициента. По содержаниям  $\text{TiO}_2$ , Th, Nb и редкоземельных элементов все породы разделились на три группы [180]: деплетированные базальты (N-тип), обогащенные (E-тип) и промежуточные (T-тип).



**Рис. 3.** Мультиэлементные диаграммы для пород засурьинского комплекса.

Базальтоиды: 1 – деплетированные; 2 – промежуточные; 3 – обогащенные. Использованы результаты анализов [180]. Нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии (а) и хондрита (б) по данным [183].

Деплетированные Th, Nb и PЗЭ толеитовые базальты (рис. 3, а) отличаются от других разностей плоской структурой распределения PЗЭ с отрицательными аномалиями Gd (рис. 3, б), Nb и Th на мультиэлементных диаграммах, высокой величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от +8,4 до +9,9 и относительно слабой обогащенностью радиогенным (коровым) стронцием ( $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$  5,37–10,69). На основании этих особенностей предполагается, что источник базальтов находился в малоглубинной литосферной мантии, содержащей рециклинговый субдукционный компонент. Высокая величина отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,18\text{--}0,20$  (выше хондритового) указывает, что Nd система нарушена в деплетированных базальтах и корректно определить модельный возраст их протолита невозможно. Однако следует отметить, что в деплетированных базальтах с минимальным отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,18$  модельный возраст протолита по одно-

стадийной модели  $T_{Nd}(DM) - 0,66$  млрд лет, по двухстадийной модели  $T_{Nd}(DM-2st) - 0,55$  млрд лет.

Промежуточные базальты имеют умеренно фракционированную структуру распределения РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 1,6-2,0$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1,3-2,4$ ) (рис. 3, а), умеренно положительные величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +6,3 до +8,5), положительную Nb и отрицательную Th аномалии по отношению к La  $(Nb/La)_{pm} = 1,2-1,6$ ,  $(Th/La)_{pm} = 0,7-0,9$ .

Обогащенные базальты, доминирующие среди вулканических пород, характеризуются структурой распределения РЗЭ, обогащенной легкими лантаноидами  $(La/Sm)_N = 1,9-4,7$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1,5-2,5$  (рис. 3, б), относительно невысокими положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  (от +7,0 до +7,1), положительной Nb и отсутствием или положительной Th аномалией  $-(Nb/La)_{pm} = 1,0-1,8$ ,  $(Th/La)_{pm} = 0,6-1,15$ . Обогащенные базальты имеют сильно фракционированную структуру распределения РЗЭ  $(La/Yb)_N = 6-9$ , чем отличаются от промежуточных с умеренным фракционированием  $-(La/Yb)_N = 3-4$ , а также резко выраженную положительную аномалию Nb, подобную фанерозойским базальтам океанических островов, источником которых считается мантийный резервуар типа HIMU [180].

Промежуточные и обогащенные базальты с ненарушенным отношением  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,12-0,15$  имеют модельный возраст протолита по одностадийной модели  $T_{Nd}(DM) 0,56-0,7$  млрд лет, по двухстадийной модели  $T_{Nd}(DM-2st) 0,54-0,66$  млрд лет. Позднерифейско-вендский модельный возраст протолита базальтов подтверждает принадлежность засурьинского базальтового комплекса к океанической коре Палеазиатского океана.

Изотопно-геохимические особенности и ассоциация деплетированных базальтов с глубокоководными кремнистыми осадками предполагают формирование этих вулканических пород в обстановке спредингового хребта. Обогащенные и промежуточные базальты интерпретируются как ликвидусные расплавы мантийных плюмов. Их извержение происходило во внутриплитной океанической обстановке. Многие из промежуточных базальтов засурьинского комплекса по составу сходны с лавами древних симаунтов Гавайско-Императорского хребта [180], который представляет собой след горячей мантийной точки, взаимодействующей с океанической корой.

Предполагается, что все три типа базальтов засурьинского базальтового комплекса в первоначальном виде формировали нормальную последовательность коры океанического типа, которая подверглась дезинтеграции, латеральным перемещениям и тектоническому перемешиванию с пластинами терригенно-осадочных пород чарышской и маралихинской свит в сдвиговой зоне Чарышско-Теректинского разлома. Осадочные отложения (чарышская и маралихинская свиты), видимо, являются образованиями передовой (амагматичной) дуги Салаирской островодужной системы. В соприкосновение с ними на рубеже кембрия и ордовика были приведены вулканические комплексы субдуцируемой коры океанического типа, представленные засурьинским базальтовым комплексом.

С метабазальтоидами засурьинского комплекса связаны проявления цветных металлов с золотом, местами сопровождающихся силицилитами, яшмоидами и кремнями. В таких проявлениях имеется сходство с эксгалиционно-

осадочным сульфидным оруденением с золотом, известном на Салаире (проявление Сунгайское) [53].

Позднекембрийский–раннеордовикский возраст засурьинского базальтового комплекса определяется фаунистически охарактеризованным возрастом вмещающих базальты кремнистых пород, содержащих конодонты, радиолярии и кремнистые губки переходного возраста между тремадоком и аренигом [84, 182].

## СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### Алтае-Монгольская складчатая система

**Коргонский вулканический комплекс трахиандезит-дацит-риолитовый** ( $\lambda$ ,  $\tau\lambda D_{1-2} krg$ ) объединяет стратифицированные вулканогенные образования коргонской свиты (покровная фация) и комагматичные субвулканические, экструзивные и жерловые тела, в том числе гранитов и гранит-порфиоров, а также дайки пород кислого и среднего составов, распространенные в Коргонском наложенном прогибе. Участки развития образований коргонского комплекса характеризуются полосой повышенных значений регионального гравитационного поля и дифференцированным магнитным полем с преобладающим развитием мелких, преимущественно изометричных положительных аномалий. Им соответствуют лавовые, жерловые, экструзивные и субвулканические образования, слагающие тела различного размера до нескольких километров в поперечнике неправильной и линзовидной формы, нередко удлиненной в северо-восточном и субширотном направлениях.

В западной части Коргонского прогиба в вулканогенных разрезах коргонской свиты доминируют пирокластические образования преимущественно дацитового и риолитового состава, варьирующие от пепловых туфов до агломератовых. Туфы андезитов, андезибазальтов составляют не более 15%. В незначительных объемах развиты короткие, фациально переходящие в туфолавы и туфобрекчии, потоки лав дацитов и риолитов. Коэффициент эксплозивности (по Е. Ритману) увеличивается от 80–90% в центральной части до 90–95% в выклинивающейся западной части Коргонского прогиба, где характерно развитие грубообломочных псефитовых до агломератовых туфов и туфобрекчий при значительном количестве туфитов и туфопесчаников [342].

В западной части Коргонского прогиба выделяются [342] две породные ассоциации: 1) раннекоргонская андезит-дацит-риолитовая калиево-натриевая до натриевой известково-щелочной (низкощелочной), 2) позднекоргонская риолит-трахириолитовая, существенно калиевая до ультракалиевой. В составе покровных эффузивных фаций коргонского комплекса доминирующим развитием пользуются породы кислого состава, а субвулканические образования представлены широким спектром пород от андезибазальтов и долеритов до риолитов и гранит-порфиоров. Среди пород покровной и субвулканической фаций доминируют риолиты нормальной щелочности, менее

развиты дациты и риодациты, еще меньше – дациандезиты и андезиты нормальной щелочности и трахиандезиты. В незначительных количествах встречаются калиевые риолиты, риодациты и дациты умереннощелочного ряда. В Чарышско-Талицкой СФЗ закартированы дайки умеренно- и низкотитанистых высокоглиноземистых долеритов, условно отнесенные к коргонскому комплексу.

Андезиты и трахиандезиты коргонского вулканического комплекса пользуются незначительным распространением и развиты примерно в равных количествах. Покровные андезитоиды Коргонского прогиба характеризуются афировой и олигофировой, реже порфировой структурой с микролитовой, гиалопилитовой до интерсертальной, иногда гиалиновой структурами основной массы. Чаще породы подобного состава развиты в виде субвулканических тел и даек, где диагностируются как диорит-порфириты [342]. Плотность преобладающих пород – 2,63 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность сильно варьируют ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 560–19 000 и 350–26 800 [43].

Преобладающие в коргонском комплексе породы дацит-риолитового состава имеют нормальную щелочность (Na<sub>2</sub>O – 4,5 %, K<sub>2</sub>O – 1,8 % при SiO<sub>2</sub> – 76 %). Среди них наиболее развиты низкощелочные плагиориолиты, реже встречаются риолиты с примерно равными содержаниями натрия и калия и калиевые разности. Доля плагиориолитоидов (плагиодацитов, плагиориодацитов и плагиодацитов) среди кислых вулканитов составляет порядка 60 %. Породы умереннощелочной серии распространены значительно меньше (менее 20 % от всех риолитоидов), чем породы нормального ряда. Трахириолиты, развитые преимущественно в составе поздних субвулканических тел, характеризуются низкой глиноземистостью и переменными количествами Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O. Калиевые трахириодациты и трахидациты определяются в единичных случаях, также редки калиевые риолиты и трахириолиты.

Породы риолитоидного состава коргонского комплекса обычно характеризуются массивной и полосчато-флюидальной текстурой. Структура пород чаще олигофировая, мелкопорфировая до афировой, количество вкрапленников, представленных обычно альбитом, реже кварцем, в исключительных случаях – калиевым полевым шпатом, в субвулканических образованиях нередко возрастает до 30 % от объема пород. Основная масса пород фельзитовая и сферолитовая.

Субвулканические образования коргонского комплекса обычно локализуются в прижерловой части вулканических построек, представлены многочисленными штоками, дайками, силлами, лакколитами, гарполитами и телами сложной формы. По составу и облику они аналогичны эффузивам кислого и, редко, среднего состава, иногда раскристаллизованы до гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов, микрогранодиоритов, граносиенит-порфиров и более однородны по структурно-текстурным особенностям. Наиболее раскристаллизованные разности гранитоидов, в том числе плагиогранитного ряда, проявлены в Щебнохинском, Коргонском, Шумишкинском, Инском, Сергеевском массивах.

Породы плагиогранитного ряда характеризуются неравномерной раскристаллизацией, часто имеют порфировую и неравномернозернистую структу-

ру, микрографическую структуру основной массы. В них нередко проявлена катакластическая и бластокатакластическая структура, сланцевато-гнейсовидная текстура. Отмечается обилие метасоматически переработанных ксенолитов, шпир, пятен, измененных ороговикованных пород. Плагииграниты сложены альбитом или олигоклазом (60–70%), кварцем (25–40%), иногда присутствует биотит (нередко зеленый), реже актинолит и решетчатый микроклин (до 10%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, цирконом, гранатом. Химический состав характеризуется высокой натриевостью ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 3,9$  в плагиигранитах и  $7,5$  в плагииолейкогранитах) и повышенной глиноземистостью ( $\text{A}/\text{CNK} = 1,13$  в плагиигранитах и  $1,05$  в плагииолейкогранитах).

В Сибиряковском, Коргонском, Инском и других массивах плагиигранитоиды варьируют по составу до гранит-порфиров и лейкогранитов. В целом химический состав гранитоидов ( $\text{SiO}_2 - 71,87-77,31\%$ ) характеризуется нормальной щелочностью с сильными вариациями содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  от низкокальциевых плагиигранитов и плагиигранит-порфиров ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 48,6$ ) до лейкократовых гранитов ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 0,8$ ). Подобные вариации содержаний калия фиксируются во всех массивах: Инском ( $\text{K}_2\text{O} - 0,24-3,60\%$ ), Сергеевском ( $0,14-4,20\%$ ), Шумишкинском ( $0,90-2,85\%$ ). Породы плагиигранитового ряда не образуют самостоятельных массивов, входя в состав гранитоидных (гранит-порфировых) интрузий. Они присутствуют в Коргонском массиве, представляющем собой удлиненное в северо-западном направлении интрузивное тело протяженностью более 10 км при максимальной ширине 5–5,5 км, прорывающем вулканогенно-осадочные образования верхней части коргонской свиты [273]. В строении массива принимают участие граниты, гранит-порфиры, плагииграниты, плагиигранит-порфиры, реже тоналиты, гранодиориты, кварцевые порфиры и фельзиты. Характерно непостоянство состава с отдельными участками более меланократовых пород.

Породы Инского, Сергеевского и Шумишкинского массивов характеризуются среднезернистыми, мелкозернистыми и порфировидными структурами, переменными количествами плагииоклаза, представленного альбитом (нередко «шахматным»), олигоклазом и андезин-олигоклазом (30–65%), микроклина (10–35%, иногда до 60%) и кварца (20–40%). В качестве темноцветного минерала развит темно-коричневый и буровато-зеленый биотит, серицитомусковит, в Инском массиве присутствует амфибол. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, турмалином, гранатом, иногда баритом, флюоритом и пиритом. Инской массив плагиигранитов в рудном поле Инского месторождения, с которым связывают формирование железорудных скарнов, имеет резко вытянутую в широтном направлении клиновидную форму, протягиваясь более чем на 3 км в длину и достигая 0,7 км в ширину. Форма массива определяется как конкордантная акмолитообразная и характеризуется сложной зубчатой поверхностью с многочисленными апофизами и инъекциями во вмещающие породы. В составе массива, наряду с плагиигранитами, плагиигранофирами, гранит-порфирами ( $\text{K}_2\text{O}$  до 3,6%) принимают участие породы состава альбититов, гранодиоритов, диоритов, габбродиоритов и габброидов. Породы основного и среднего состава обычно интенсивно изменены и ороговикованы.

Отмечаются постепенные «переходы» в скважинах от кварцевых диоритов к плагиогранитам через гранодиориты, а также от слабоизмененных габбродиоритов через их альбитизированные разности к альбититам с реликтами габброидов. Породы типа альбититов и альбитит-порфиров тяготеют к краевым частям массивов, реже они встречаются во внутренней зоне. Между альбититами (с содержанием  $K_2O$  до 2,26% при  $SiO_2$  – 65,82%) и плагиогранитами существуют переходные разности типа кварцевых альбититов и альбитит-порфиров. Плагиогранитоиды характеризуются среднезернистыми и мелкозернистыми, нередко роговиковоподобными, гранобластовыми, порфиробластовыми, гранофировыми структурами, сахаровидным обликом и сложены альбит-олигоклазом (30–60%), микроклином (10–20%), кварцем (15–40%) и биотитом (5–10%) [311]. Их химический состав соответствует плагиогранитам, плагиолейкогранитам, гранитам и лейкогранитам ( $SiO_2$  – 71,12–77,18%) при значительных вариациях содержаний калия ( $K_2O$  – 0,49–3,61%), низких содержаниях глинозема и кальция.

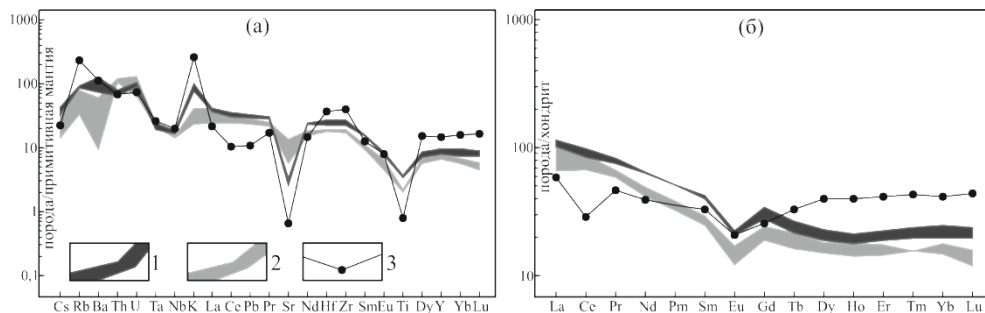
По мнению ряда исследователей [169, 83, 237, 311], происхождение плагиогранитов связывается с альбитизацией лав и субвулканических образований ранне-среднедевонского коргонского комплекса. При описании плагиогранитов часто отмечают: 1) преимущественно альбитовый состав пород с характерным развитием «шахматного» альбита; 2) присутствие зеленого биотита, актинолита, хлорита, мусковита серицита; 3) неравнозернистые и бластокатакластические структуры в сочетании со шпирово-пятнистым распределением минералов; часто роговиково-подобный и, вместе с тем, гнейсовидный облик основной массы пород в сочетании с микропегматитовыми и гетерогранобластовыми структурами; 4) приуроченность скоплений пород плагиогранитового состава к зонам тектонических нарушений; 5) зональное строение массивов с развитием в приконтактной зоне альбититов и альбит-кварцевых пород, чередование плагиогранитов с другими метасоматическими породами (скарнами, скарноидами, кварцитами и др.). Для плагиогранитов Инского массива существует альтернативная точка зрения об их магматическом происхождении [21, 126, 110, 160].

В Сибиряковском массиве, по данным [342], гранитоиды соответствуют лейкократовым плагиогранитам и плагиогранит-порфирам и характеризуются низкой щелочностью, высокой глиноземистостью ( $A/CNK = 1,11$ ). Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в дацитах и плагиогранитах конформны (рис. 4), что может указывать на комагматичность пород.

В направлении от риодацитов к плагиогранитам происходит снижение содержания РЗЭ (мкг/г):  $\Sigma$  РЗЭ от 144–152 в дацитах до 106–131 в плагиогранитах, при этом фракционированность РЗЭ –  $(La/Yb)_N$  3,58–7,28 и величина Еu-минимума – 0,5–0,6 примерно одинаковые. По отношению к составу примитивной мантии проявляются отрицательные аномалии Ti, Ta, Nb, Sr, свойственные субдукционному магматизму. Высококальциевые риолиты Инского рудного поля отличаются от плагиогранитов Сибиряковского массива не только симметричным профилем распределения РЗЭ –  $(La/Yb)_N$  1,32 с отрицательной аномалией Се, но и более низким содержанием РЗЭ (в мкг/г):  $\Sigma$  РЗЭ 95,2, а также аномально высокими содержаниями Ga 21,6, Zr 415, Y



63,2, и отсутствием положительной аномалии Pb (рис. 4), характерными для внутримантийного магматизма.



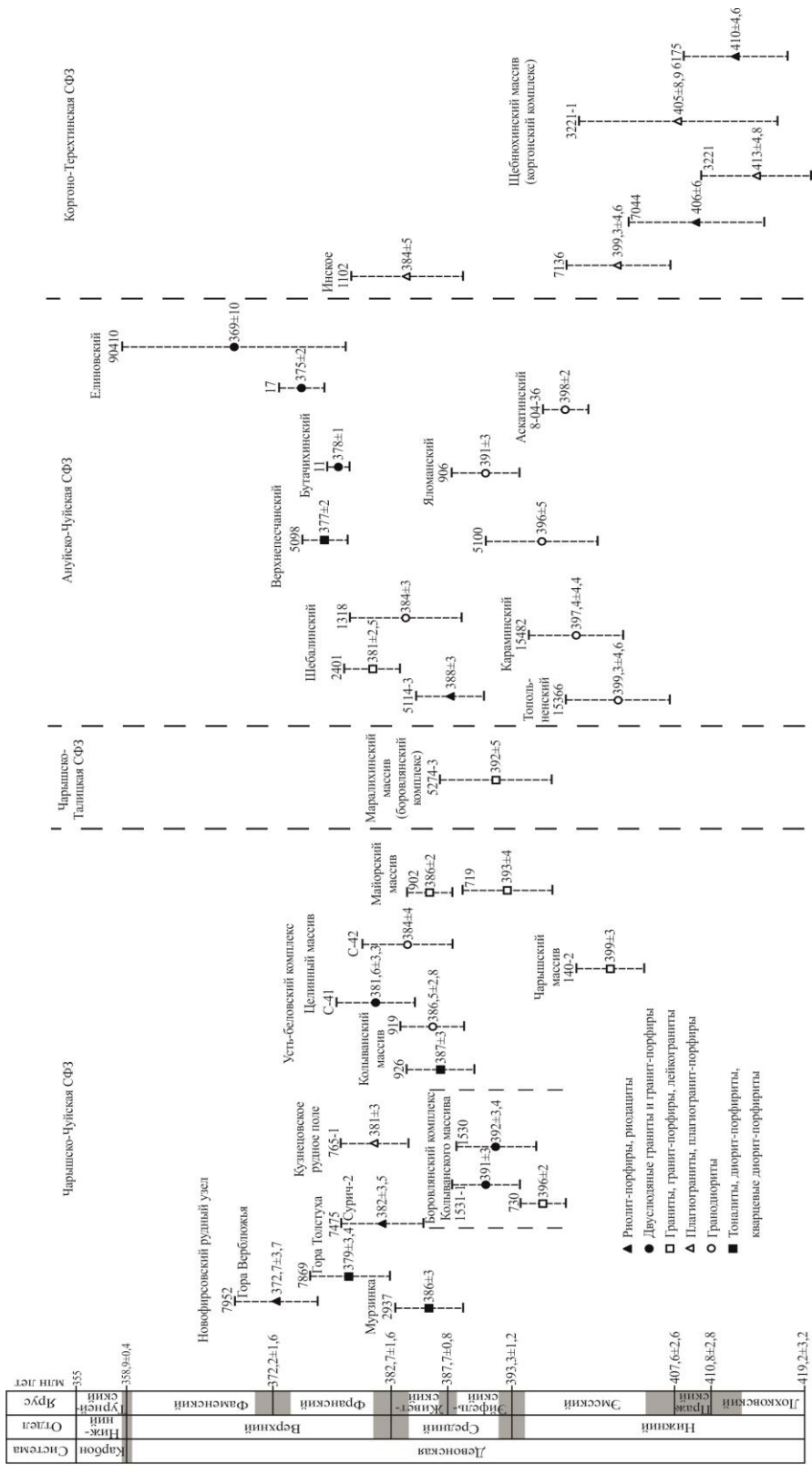
**Рис. 4.** Мультиэлементные диаграммы для пород коргонского комплекса.

1 – дациты ( $K_2O - 2,2-2,9\%$ ); 2 – плагиограниты и плагиолейкограниты Сибиряковского массива ( $K_2O - 0,66-1,2\%$ ); 3 – высококалийевые риолиты Инского рудного поля ( $K_2O - 7,67\%$ ). Данные для 1 и 2 из работы [342]. Нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии (а) и хондрита (б) по [183].

Коргонские риолитоиды по содержаниям легких лантаноидов обнаруживают характеристики внутриконтинентальных образований, а по содержаниям тяжелых редких земель более приближены к дацитам островных дуг [342].

С вулканитами коргонского комплекса пространственно и, вероятно, парагенетически связано кремнисто-гематитовое и промышленное апатит-гематит-магнетитовое оруденение, вулканогенно-осадочные месторождения и проявления железа и марганца, диаспоровая минерализация во вторичных кварцитах. С Инским массивом плагиогранитов в рудном поле Инского месторождения связывают формирование железорудных скарнов [21, 126, 110, 160].

Ранне-среднедевонский возраст коргонского комплекса определяется стратиграфическим положением коргонской свиты и включает вторую половину эмса и начало эйфельского века. Для щелочных эгирин-рибекитовых аляскит-порфиров Кумирского штока на соседней территории – листа М-45 U-Pb методом по циркону (SHRIMP II) был получен возраст  $421 \pm 16$  млн лет [61]. Определение тем же методом возраста плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, риолитов и риодацитов Щербньюхинского массива на территории листа М-45 [290] показало значения  $413 \pm 5$ ;  $410 \pm 5$ ;  $406 \pm 6$ ;  $405 \pm 9$ ;  $399 \pm 5$  млн лет, что соответствует раннему девону на уровне пражского и эмского веков. Вместе с тем, для высококалийевых риолитов из Инского рудного поля получено конкордантное значение возраста  $384,3 \pm 4,7$  млн лет (СКВО 0.40), что соответствует живету. К сожалению, плагиограниты Инского месторождения не датированы, так как в обнажениях они отсутствуют, а керн этих пород не сохранился. Коргонский комплекс, вероятно, является полихронным, но в целом результаты датирования не противоречат его ранне-среднедевонскому возрасту (рис. 5), принятому в легенде и на картах.



**Рис. 5. Корреляция определений возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) девонских магматических образований в структурах Горного Алтая.**

Серым цветом в колонке обозначены достоверные границы возрастов. Сверху над знаками проб указаны их номера и названия массивов или участков, справа – возраст в млн лет. Пунктиром обозначены достоверные интервалы определения возраста. Остальные пояснения – в тексте.

**Еловский вулканический комплекс андезит-дацит-трахириолитовый** ( $\lambda D_{2el}$ ) объединяет субвулканические, покровные вулканогенные образования и дайки преимущественно риолитового состава, а также субвулканические андезиты и диорит-порфириды, развитые в западной части Коргонского прогиба Коргоно-Терехтинской СФЗ. Массивы риолитов и трахириолитов имеют размеры до 2 км в поперечнике, линзовидную и удлинненную в субширотном направлении форму, нередко с извилистыми контактами; обычно располагаются в полях развития среднедевонской (позднеживетской) еловской свиты, в составе отложений которой присутствуют сходные по составу туфы и туффиты калиевых риолитов и трахириолитов. Массивы порфировых андезитов и диорит-порфиров имеют более мелкие размеры и груболинзовидную форму.

Субвулканические риолиты еловского комплекса характеризуются афировой, олигофировой и порфировой структурами. Встречаются риолиты со сферолитовой структурой, менее развиты лавобрекчии и кластолавы с размером обломков 1–5 см, иногда до 15–20 см. Вкрапленники, составляющие до 30 %, представлены в равной степени кислым плагиоклазом и ортоклаз-пертитом, в ультракислых разностях риолитов – кварцем. В дайках и субвулканических массивах риолитоиды характеризуются псевдосферолитовой и гранофировой, реже микролитовой и фельзитовой структурами. Внешне риолитоиды еловского комплекса не отличаются от коргонских вулканитов, поэтому ранее включались в состав коргонского комплекса.

Химический состав еловских риолитоидов отличается от коргонских вулканитов того же уровня кремнекислотности повышенной щелочностью и часто преобладанием калия над натрием. Наиболее распространены натриево-калиевые и калиевые трахириолиты ( $Na_2O/K_2O - 0,7$ ), менее развиты риолиты ( $Na_2O/K_2O - 0,97$ ), ультракалиевые трахириолиты ( $Na_2O/K_2O - 0,04$ ), трахириодациты ( $Na_2O/K_2O - 0,8$ ), калиевые и ультракалиевые трахириодациты ( $Na_2O/K_2O - 0,04$ ). Незначительное распространение имеют калиевые риодациты ( $Na_2O/K_2O - 0,10$ ) и ультракислые калиевые риолиты нормальной щелочности ( $Na_2O/K_2O - 0,10$ ). Дацитовые разности полностью отсутствуют, что отличает данную породную ассоциацию от коргонского комплекса. Калиевые трахириолиты и трахириодациты характеризуются высокой глиноземистостью ( $A/CNK 1,05-1,1$ ), высокой железистостью и низкими содержаниями кальция и магния.

В состав еловского комплекса включены также мелкие массивы, штоки и дайки диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и порфировых андезитов, развитые на границе Чарышско-Чуйской СФЗ с Коргонским прогибом. Штоки роговообманковых и пироксеновых диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и андезитов в бассейне р. Бол. Тигирек и пос. Андреевский вдоль Тигирекского разлома прослеживаются в левобережье р. Иня, где прорывают эйфельские вулканогенные отложения коргонской свиты. По составу и структуре эти породы соответствуют диорит-порфиритам и андезитам, редко варьируя до габбродиоритов, андезибазальтов и дацит-андезитов. Характерной особенностью диорит-порфиритов является наличие фенокристаллов роговой обманки, реже клинопироксена и плагиоклаза, иногда развиты плагиофировые разности, при этом породы часто интенсивно рассланцованы, эпидотизированы и альбитизированы. Химический состав

андезитоидов ( $\text{SiO}_2$  – 57–61 %) характеризуется низкой титанистостью ( $\text{TiO}_2$  – 0,52–0,82 %), повышенной глиноземистостью и щелочностью при варьирующих содержаниях калия ( $\text{K}_2\text{O}$  – 1,06–2,2 %), а также невысокими содержаниями фосфора ( $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,2 %, в отдельных случаях до 0,45 %). Рассматриваемая породная ассоциация объединена в еловский комплекс несколько условно и возможно является полиформационным образованием [342]. Геологическое положение и породный состав еловского комплекса с доминированием ультракислых калиевых риолитов и ультракалиевых трахириолитов и трахириодацитов при почти полном отсутствии дацитов позволяют относить его к проявлениям трахириолитовой формации поздних стадий развития активных континентальных окраин и рассматривать в едином формационном ряду с предшествующей дацит-риолитовой формацией коргонского комплекса.

Среди ассоциирующих рудных формаций наиболее типичными являются железорудная кремнисто-гематитовая и апатит-магнетитовая, проявленные в Коргонском прогибе.

Возраст комплекса определен как позднеживетский на основании прорывания субвулканическими трахириолитами отложений еловской свиты, содержащей пирокластические образования кислого состава повышенной щелочности.

### Алтае-Салаирская складчатая система

**Майорский гипабиссальный комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый** ( $\gamma$ ,  $\epsilon\gamma\text{D}_2m_3$ ;  $\iota\gamma\text{D}_2m_4$ ;  $\alpha\gamma\text{D}_2m$ ). Интрузивы комплекса (петротипический Майорский, а также Чальский, Чесноковский, Вагинский, Иванихинский, Усть-Тулатинский массивы) образуют в юго-восточной части Чарышско-Чуйской СФЗ компактный ареал площадью порядка 500 км<sup>2</sup>. В Коргонском наложенном прогибе к майорскому комплексу ранее относились Еловский, Сергеевский, Щебнюхинский и Коргонский массивы. Два последних массива по результатам изотопного датирования принадлежат к коргонскому комплексу.

Майорский комплекс представляет собой сложно дифференцированную габбро-гранитоидную серию в составе четырех фаз внедрения в гомодромной последовательности от габброидов до лейкогранитов [270]. На территории листа М-44 габброиды в массивах комплекса отсутствуют. Петротипический Майорский массив и мелкие его спутники представляют собой изометричные в плане тела штокообразной формы. Площадь массива составляет 115 км<sup>2</sup>. Вмещающие породы представлены известковистыми песчаниками, алевролитами, известняками среднего–верхнего ордовика. В юго-восточной части массив прорывает аналогичные отложения силурийского возраста. Контакты с вмещающими отложениями резкие, рвущие, с четким контактным швом. Известковистые алевролиты ороговикованы в экзоконтактной полосе на северо- и юго-западе шириной 1 км, на западе 1,5 км, на востоке 3–4 км. На север полоса ороговикованных пород прослеживается на расстоянии 8–10 км, причем в 6 км от Майорского массива в бассейне р. Чала обнажается второй небольшой выход щелочных гранитов – Чальский массив. В контактовом ореоле отмечается развитие гранат-везувиан-пироксеновых и эпидот-амфи-

боловых скарнов с магнетитом, флюоритом и халькопиритом. Для интрузивов положительное магнитное поле и пониженное гравитационное поле. Плотность гранитов и лейкогранитов  $2,56-2,58 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) 236–631 и 338–5048. Скарны имеют плотность  $3,34-4,15 \text{ г/см}^3$ , магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) до 16 700 и 214 900 [354].

Майорский массив имеет асимметрично-зональное строение и сложен гранитами трех фаз внедрения [354]. Ранняя (вторая) фаза представлена меланократовыми близкими к адамеллитам порфиroidными мелко-среднезернистыми амфибол-биотитовыми гранитами, составляющими примерно 10 % площади массива. Главная (третья) фаза занимает  $\sim 65$  % площади массива и представлена тремя разновидностями гранитов: (1) биотитовыми двуполевошпатовыми (47 %), (2) амфибол-биотитовыми с переменным соотношением альбита и щелочного полевого шпата (18 %), (3) щелочными амфиболовыми гранитами (10 %). К четвертой, заключительной фазе (25 %) относятся мелкозернистые лейкократовые биотитовые неравномернозернистые граниты и гранит-порфиры плащеобразные тел и даек, залегающих среди гранитов двух первых фаз. Дайково-жильная серия представлена маломощными телами риолит-порфиров, микрогранитов, аплитов, диорит-порфиров, микродиоритов и щелочных гранит-порфиров. Концентрически-зональное строение массива обусловлено размещением в центральной части крупного останца ( $5 \times 2 \text{ км}$ ) гранитов второй фазы, окруженного гранитами третьей фазы.

Меланократовые граниты второй фазы сложены преобладающим концентрически-зональным плагиоклазом ( $An_{15}$ ) – 35 %, кварцем – 30 % и крупными изометричными зернами микроклин-пертита – 25 %. Темноцветные минералы (10–15 %) представлены крупночешуйчатым буровато-коричневым биотитом и редкими выделениями сине-зеленого амфибола. Самостоятельные зерна амфибола почти полностью хлоритизированы. Характерны крупные зерна сфена удлиненной формы.

Третья (главная) фаза плутона сложена преобладающими двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами и моношпатовыми (микроклин-пертитовыми) умереннощелочными амфибол-биотитовыми гранитами и щелочными амфиболовыми гранитами, связанными между собой постепенными переходами. Количественно преобладающие биотитовые граниты слагают центральную и восточную части интрузива. В северном эндоконтакте массива граниты главной фазы представлены среднезернистыми альбитизированными биотит-амфиболовыми гранитами с постепенным переходом в обычные биотитовые граниты внутренних частей интрузива. В эндоконтакте массива и апофизах развиты амфиболовые кварцсодержащие альбититы с переменным (1–20 %) количеством амфибола. В южной и западной частях интрузива биотитовые граниты постепенно переходят в щелочные амфиболовые разности эндоконтактной зоны. Наибольшей ширины (700 м) она достигает в юго-западной части массива.

Граниты главной фазы Майорского массива состоят из грубопертитового щелочного полевого шпата (45 %), кварца (33 %), плагиоклаза ( $An_{0-16}$  – 15 %), высокожелезистого ( $f$  64–96) низкоглиноземистого биотита (15 %), амфибола ряда катафорит-рибекит-озаннит (5–8 %), пироксена (салит, титанавгит, эги-

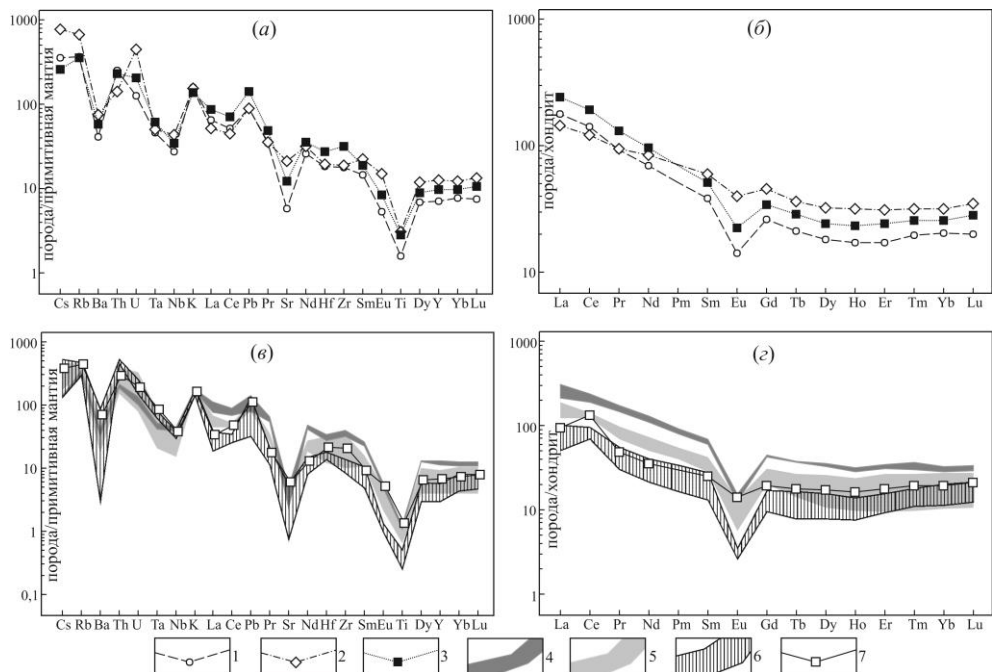
рин-авгит – менее 5%). Часто отмечается графическая, микропегматитовая структура. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, флюоритом, ортитом, колумбитом, сфеном, чевкинитом, фергюсонитом, бастнезитом, касситеритом.

Щелочные граниты сложены преобладающим микропертитовым полевым шпатом (50–60%), в значительном количестве (до 30–35%) отмечается кварц. Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы. По химизму полевой шпат характеризуется почти равными количествами натрия и калия при некотором преобладании последнего. Дифрактометрия полевых шпатов позволяет относить их к варьирующему ряду от  $Ab_{45}Or_{55}$  до  $Ab_{60}Or_{40}$  [162]. При этом, в микропертитовых кристаллах отмечается несколько более высокая доля альбитовой фазы. Характерным темноцветным минералом является амфибол, равномерно распределенный в породе с редкими гломеропорфиловыми скоплениями. Его содержания варьируют от 5 до 10% при среднем значении 6–8%. Спорадически отмечаются астрофиллит и эгирин. Амфибол рибекитового ряда представлен крупными (до 0,5–1 см) удлиненно-призматическими кристаллами почти черного цвета с буровато-синим оттенком. В качестве аксессуаров в рибекитовых гранитах присутствуют ильменит (до 1600 г/т), пирит, халькопирит, флюорит, ортит, циркон (бурый и бесцветный), эпидот, гранат, сфен, фергюсонит, пироксенол. Резкое преобладание ильменита и отсутствие магнетита и гематита в рибекитовых гранитах указывают на более восстановительные условия их кристаллизации. По этому параметру рибекитовые граниты относятся к ильменитовой серии, по данным [173]. В порфиroidных гранитах третьей фазы встречаются крупные автолиты мелкозернистых амфиболовых кварцевых монцонит-порфиоров. Эти породы, вероятнее всего, относятся к наиболее ранним основным разностям 3-й фазы массива. Они подвергаются ассимиляции гранитами 4-й фазы, в результате чего гибридные гранит-порфиры по химическому составу тяготеют к этим гранитам.

Лейкократовые граниты четвертой фазы образуют многочисленные субгоризонтальные и куполовидные тела, расположенные в основном в средней части массива. Они сложены мелкозернистыми порфиroidными биотитовыми лейкократовыми гранитами с небольшими (до 0,5 см) вкрапленниками плагиоклаза, калишпата, кварца. Структура гипидиоморфнозернистая, микрографическая. Биотит лейкогранитов имеет мечевидный габитус и отличается высокой железистостью ( $f$  до 72,4). Также характерно обилие миароловых пустот, в которых изредка отмечаются флюорит, шеллит, пирит, халькопирит.

Гранитоиды Майорского массива на диаграмме Шэнда агпайтовые и плюмазитовые, причем более меланократовые разности в большей степени пересыщены глиноземом. Недосыщенность глиноземом фиксируется только в щелочных гранитах из зоны эндоконтакта. Преобладают известково-щелочные и щелочно-известковистые разности, ксенолиты монцонитов – щелочные. Биотитовые граниты третьей фазы и лейкограниты четвертой фазы пересыщены кремнеземом.

По отношению к составу примитивной мантии отмечаются низкие содержания крупноионных литофильных элементов, положительные аномалии К,



**Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Майорского массива.**

*a, б* – первая фаза, *в, г* – вторая и третья фазы. 1 – меланограниты первой фазы; 2, 3 – ксенолиты в порфиридных лейкогранитах третьей фазы; 2 – монцонит-порфир, 3 – кварцевых монцонитов; 4 – рибекитовые щелочные граниты второй фазы; 5 – умереннощелочные биотитовые граниты второй фазы; 6 – лейкограниты третьей фазы; 7 – гибридные гранит-порфиры третьей фазы с ксенолитами монцонит-порфиров.

Cs, Rb, La, Ce, Zr, Hf, Sm, резко выраженные отрицательные аномалии Ba, Sr, P, Ti, слабее Ta и Nb (рис. 6). Содержания PЗЭ находятся в узком диапазоне ( $\Sigma$  PЗЭ 150–190 мкг/г) с примерно одинаковой степенью фракционированности  $(La/Yb)_N$  8,3–9,4 и сравнительно небольшой величиной Eu-минимума  $(Eu/Eu^* 0,45–0,56)$ . Щелочные рибекитовые граниты (коэффициент магнезиальности 19–29) наиболее обогащены редкими элементами (мкг/г): Zr 330–416, Y 50–56, Nb 25–30, Ga 21–24,  $\Sigma$  PЗЭ 340–270,  $(La/Yb)_N$  6–10.

Изотопия Nd указывает на существенное участие вещества деплетированной мантии, как при формировании гранитов второй фазы  $\epsilon_{Nd}(T) = +5,1$ , так и лейкогранитов четвертой фазы  $\epsilon_{Nd}(T_{390}) = +5,2$ . Близким является и модельный возраст протолита этих гранитоидов  $T_{Nd}(DM_{2st})$  0,72–0,73 млрд лет.

Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов майорского комплекса на диаграммах с использованием малоподвижных элементов Nb, Ta, Y для большей части пород определяется как постколлизийная.

С интрузивами майорского комплекса парагенетически связаны железзородные и щелочные метасоматиты с урановой, флюоритовой и редкометалльно-редкоземельной минерализацией. С гранитами Усть-Тулатинского массива связаны проявления олова (Хуторское, Тулатинское Восточное), что в Горном Алтае является большой редкостью.

Гранитоиды майорского комплекса прорывают в Коргонском прогибе покровные, субвулканические и экструзивные фации коргонского комплекса. Возраст майорского комплекса обоснован изотопными датировками, полученными U-Pb-методом по навеске циркона из гранитов главной фазы  $381 \pm 4$  млн лет, из щелочных гранитов –  $379 \pm 2$  млн лет [23], которые соответствуют живетскому ярусу среднего девона. Результаты датирования (U-Pb, SHRIMP) меланогранитов первой фазы из центральной части массива несколько древнее –  $393 \pm 4$  млн лет. Для лейкогранитов четвертой фазы в Майорском массиве конкордантный возраст составил  $385,7 \pm 2,5$  млн лет. Таким образом, в целом может быть принят среднедевонский возраст майорского комплекса. Более древняя датировка –  $437 \pm 7$  млн лет – получена для щелочных лейкогранитов Усть-Тулатинского массива [335]. Форма массива – вытянутая синтетектоническая, в отличие от дискордантных форм других интрузивов майорского комплекса, и металлогеническая специализация на олово, могут указывать на его самостоятельность и, возможно, более древний возраст.

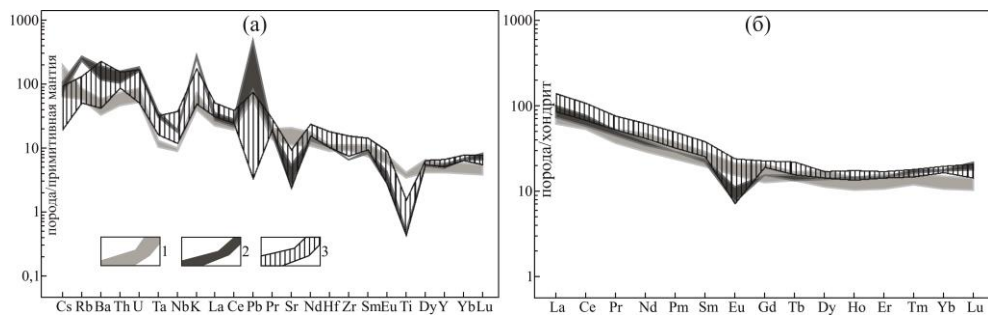
**Куяганский вулканический комплекс андезит-дацит-трахириолитовый** ( $\alpha$ ,  $\lambda$ ,  $\gamma$   $D_{2-3}kg$ ). Вулканогенные образования куяганской свиты и комагматичные им субвулканические тела и дайки кислого и среднего составов рассматриваются в качестве куяганского риолит-дацит-андезитового комплекса. Куяганский комплекс распространен в северо-западной части Чарышско-Чуйской СФЗ, где он образует Курьинский ареал размером  $30 \times 90$  км и в Чарышско-Талицкой СФЗ в виде отдельных даек андезитов и диорит-порфиритов. Курьинский ареал размещается вблизи Северо-Восточной зоны смятия – тектонической границы с Рудно-Алтайской вулканической зоной. В нижних частях его разреза доминируют низкотитанистые андезибазальты, андезиты, дациандезиты, их лавобрекчии и туфолавы, в верхних – туфы и туфолавы кислого состава, количество которых возрастает в северо-восточном направлении. Вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения куяганской свиты насыщены субвулканическими телами. В Курьинском ареале [333, 313] установлена следующая последовательность внедрения субвулканических образований: 1) экструзивно-жерловые массивы риолитов и риодацитов; 2) субвулканические тела кварцевых диорит-порфиритов и андезитов силло-, лакколито- и дайкообразной формы; 3) экструзивно-жерловые массивы, дайки и дайкообразные тела риодацитов, дацитов, риолитов, трахириолитов и ультракалиевых риолитов. Субвулканические образования представляют собой бимодальную ассоциацию. Одна совокупность пород представлена низко- и нормальнощелочными андезитовыми порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами с умереннокалиевым типом щелочности, вторая – высококалиевыми риолит-порфирами. К куяганскому комплексу отнесены также дайки Кузнецовского рудного поля, которое находится в полосе расланцевания Северо-Восточной зоны смятия. Дайки сложены порфироидами, риолит-порфирами и лейкогранит-порфирами.

Риолиты и трахириолиты куяганского комплекса характеризуются плотностью  $2,61\text{--}2,62$  г/см<sup>3</sup>, магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ)  $640\text{--}786$  и  $126\text{--}980$  [330].



Диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры содержат вкрапленники (до 40 %) размером 0,2–0,8 мм, представленные зональным лабрадором ( $An_{55}$ ) – 25 %, серпентинизированным гиперстеном (10 %), авгитом (5–6 %). Основная масса микропоякилитовая, содержит выделения кварца размером 0,5 мм, насыщенные многочисленными микролитами (0,01–0,03 мм) лабрадора. Риолиты и риолит-порфиры содержат 25–30 % вкрапленников: кварца 10 %, олигоклаза ( $An_{10-15}$ ) – 10 %, микроклина со слабо выраженной двойниковой решеткой и микроблоковым строением. Основная масса состоит из мельчайшего (0,005–0,03 мм) агрегата кварца и калишпата с примесью частично хлоритизированного биотита (2–3 %), серицита и мусковита (2–3 %), эпидота – 1 %.

Субвулканические образования куяганского комплекса образуют два кластера (бимодальная ассоциация) с разрывом в содержаниях  $SiO_2$  между 63 и 70 % [66]. Доминируют низкощелочные и нормальнощелочные андезиты с умереннокалиевым типом щелочности. Породы кислого состава – нормально- и умереннощелочные, в основном с высококалиевым типом щелочности. Большинство пород подверглось интенсивным вторичным изменениям, поэтому для их классификации целесообразно использовать элементы малоподвижные в эпигенетических процессах. По соотношениям  $Zr/TiO_2$  и  $Nb/Y$  высококалиевые породы относятся к нормальнощелочному ряду, по содержаниям Th и Co почти все породы относятся к известково-щелочной серии. В ультракалиевых риолит-порфирах отмечается высокое содержание бария.



**Рис. 7.** Мультиэлементные диаграммы для пород куяганского комплекса.

Новофирсовское рудное поле: 1 – диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры; 2 – высококалиевые риолиты; 3 – дайки риолитов и гранит-порфиров Кузнецовского рудного поля.

В поздних риолит-порфирах содержания Pb и Zn в 4–5 раз выше, чем в ранних, в них также более проявлен Eu-минимум. Поздние риолиты в большей степени деплетированы высоkozарядными элементами: Nb, Ti, Ta, которые дают отрицательные аномалии относительно элементов с большим ионным радиусом: K, Rb, Pb (рис. 7), что является характерной особенностью зон субдукционного магматизма. Спектры редкоземельных элементов (рис. 7, б) у риолит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров близки по конфигурации. Степень дифференцированности магматических пород по величине  $(La/Lu)_N$  примерно одинаковая для всей ассоциации: риолит-порфиры 3,3–5,4, диорит-

порфириты – 5,0. Диорит-порфириты отличаются от риолит-порфиров отсутствием Eu-минимума ( $Eu/Eu^* = 0,98$ ), что часто наблюдается в мантийных базитовых породах. По изотопному составу Nd и Sr в генезисе диорит-порфиритов Новофирсовского рудного поля фиксируется участие ювенильного мантийного источника ( $\epsilon_{Nd}(T) = +1,6$ ) с высоким содержанием радиогенного стронция ( $\epsilon_{Sr}(T) = 30,34$ ), что, обычно, объясняется обогащением мантийного резервуара субдуцированными континентальными осадками. В кильных разностях величина  $\epsilon_{Nd}(T)$  снижается, для даек гранит-порфиров в Кузнецовском рудном поле она составляет +0,5. Nd-модельный возраст протолита пород по двухстадийной модели  $T_{Nd}(DM_{2st})$  практически не отличается и составляет 1,01 и 1,1 млрд лет.

С куяганским вулканогенным комплексом пространственно и парагенетически связано промышленное эпитермальное золото-серебряное оруденение (Новофирсовский рудный узел) и золоторудная минерализация Кузнецовского рудного поля.

Возраст куяганского комплекса определяется фауной позднего живета, а также остатками растений позднего живета–франа в вулканогенно-осадочных отложениях бассейна р. Чарыш [108]. Возраст формирования субвулканических тел в Курьинском ареале, полученный по цирконам U-Pb методом (SHRIMP II) – средне-позднедевонский: от  $382 \pm 3,5$  млн лет до  $372,7 \pm 3,7$  млн лет, общей продолжительностью порядка 10 млн лет [66]. В этом же возрастном интервале на рубеже среднего и позднего девона формировались дайки риолитов и лейкогранит-порфиров Кузнецовского рудного поля:  $381,4 \pm 2,9$  млн лет (СКВО 0.067). На основании геохронологических [66] и палеонтологических данных [108] куяганский комплекс датируется средним–поздним девоном.

**Усть-беловский плутонический комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый** ( $vD_{3ub1}$ ;  $q\delta$ ,  $\gamma\delta D_{3ub2}$ ;  $\gamma D_{3ub3}$ ;  $\beta$ ,  $\gamma\delta D_{3ub}$ ) распространен в пределах Чарышско-Чуйской СФЗ (петротипический Усть-Беловский, а также Кольванский, Бугрышихинский, Суеткинский, Целинный, Верхнеабинский, Ханхаринский, Таловский массивы) и Чарышско-Галицкой СФЗ (Верхнебашчелакский, Башчелакский, Строчишинский, Северо-Кудрихинский и Кудрихинский массивы). Интрузивы комплекса прорывают толщи от позднего кембрия (суеткинская свита) до раннего девона (барагашская свита). По геофизическим данным, массивы представляют собой пластинообразные тела с переменной вертикальной мощностью [353]. В составе комплекса выделяются три фазы внедрения: 1) габбро, габбронориты и диориты; 2) кварцевые диориты, гранодиориты роговообманковые и меланограниты; 3) биотитовые лейкограниты и граниты. Дайки представлены андезибазальтами, диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами, гранодиорит-порфиритами, гранит-порфирами и аплитами. Магнитное поле вокруг массивов неоднородное положительное с переменной интенсивностью от 0–200 нТл (Башчелакский, Верхнебашчелакский, Кольванский) до 600 нТл (Ханхаринский, Бугрышихинский, Белореченский). В гравитационном поле им соответствуют отрицательные гравитационные аномалии интенсивностью от –80 до –20 Мгал [43, 343, 335]. Плотность преобладающих тоналитов и гранодиоритов 2,69–2,74 г/см<sup>3</sup>,

магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ): 1202–1430 и 423–1023 [354].

Интрузивные образования усть-беловского комплекса образуют концентрически-зональные многофазные массивы различной мощности и протяженности. Типовая зональность представлена в Строчиخينском массиве тремя фазами кристаллизации: мелкозернистые кварцевые диориты первой фазы в краевой зоне массива, сменяющиеся к центру более крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранодиоритами второй фазы и амфибол-биотитовыми меланогранитами третьей фазы. В Верхнеабинском и Усть-Беловском массивах отмечена обратная зональность: центральные части массивов сложены кварцевыми диоритами, а периферия – гранодиоритами [342]. Контакты массивов крутые, с мощными ореолами ороговикования вмещающих толщ, которые сложены кварц-биотитовыми, биотит-кордиеритовыми, плагиоклаз-амфибол-пироксеновыми роговиками, а также гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами с сульфидной минерализацией.

Габброиды первой фазы представлены телами неправильной формы, залегающими по периферии Усть-Беловского, Кольванского и Ханхаринского массивов (Чарышско-Чуйская СФЗ). В Чарышско-Талицкой СФЗ встречаются тела габброидов с неоднородным зональным строением, где центральные части сложены габброноритами, а краевые – габбро и габбродиоритами [342].

Минеральный состав габброноритов (%): плагиоклаз ряда битовнита ( $An_{85-90}$ ) – 45–50, гиперстен в сростании с авгитом – 35–45, обыкновенная роговая обманка – 5–10, магнетит – 1. Вторичные минералы представлены уралитовой роговой обманкой, цоизитом, эпидотом и кальцитом. Темно-серые мелко-среднезернистые, среднезернистые массивные габбро и габбродиориты представлены (%) плагиоклазом ряда андезин-лабрадор ( $An_{48-65}$ ) – 40–50, авгитом – 15–20, обыкновенной роговой обманкой – 25–30, биотитом – 10, магнетитом – 5 [43].

Кварцевые диориты, гранодиориты и меланограниты второй фазы слагают основной объем интрузий. Особенностью гранитоидов второй фазы внедрения является наличие в них меланократовых ксенолитов размером от 0,01 до 1 м, сложенных мелкозернистыми габбродиоритами первой фазы [342].

Кварцевые диориты проявлены на восточном фланге Кольванского массива, в центральной части Верхнеабинского и Усть-Беловского массивов, краевой зоне Чинетинского массива, а также в Таловском массиве. Породы средне-крупнозернистые серого цвета. Структура панидиоморфнозернистая, неясно порфиривидная. Минеральный состав кварцевых диоритов (%): зональный плагиоклаз (в ядре  $An_{55-60}$ , в краевых частях  $An_{30-40}$ ) – 30, роговая обманка – 15–20, биотит – 5–10, интерстиционный кварц – 10–20, калиевый полевой шпат – 10–20, клинопироксен – 1. Акцессорные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом, апатитом и цирконом.

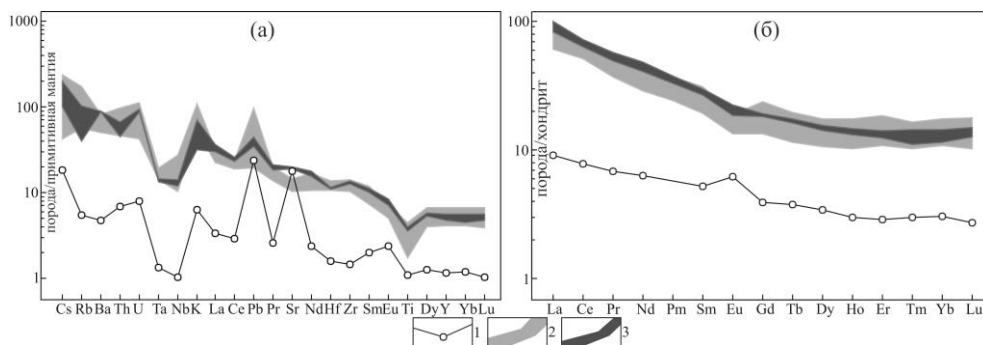
Гранодиориты и меланограниты – розовато- и зеленовато-серые, серые мелко-среднезернистые массивные породы со шпировой текстурой. Структура пород гипидиоморфнозернистая, местами монцонитовая или пойкилитовая. Минеральный состав гранодиоритов (%): зональный плагиоклаз (ядра – андезин ( $An_{40}$ ), края – олигоклаз ( $An_{16-20}$ ) – 40–50, кварц – 25–30, слабозеленый биотит – 10–15, микроклин-пертит – 10–15, ортоклаз – 8–10, обычно-

венная роговая обманка – 4, единичные зерна пироксена. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом, гранатом. Вторичные минералы – мусковитом, серицитом, хлоритом, эпидотом, соссюритом.

Биотитовые лейкограниты и граниты третьей фазы слагают небольшие штоки и трещинные тела в Суеткинском массиве. Дайки аплитов и гранит-порфиров приурочены к крутопадающим и поперечным трещинам отдельности. Мощность даек варьирует от 1–3 до 10–15 м, протяженность – от 20–30 м до 1–1,5 км. Дайки кислого состава пересекаются дайками средних и основных пород, кварцевыми жилами, зонами катаклаза, окварцевания и пропилизитизации [96].

Породы усть-беловского комплекса относятся к нормальнощелочным габбро, диоритам, кварцевым диоритам, гранодиоритам и гранитам. Габброиды первой фазы метаглиноземистые ( $A/CNK = 0,7$ ) с очень низкими содержаниями РЗЭ ( $\Sigma РЗЭ = 14,8$  мкг/г) и щелочей с преобладанием  $Na_2O$  (0,8%) над  $K_2O$  (0,18%). С ростом кремнезема в породах, от габбро к гранодиоритам и меланогранитам, возрастает их глиноземистость ( $A/CNK = 0,82–1,05$ ) и щелочность ( $Na_2O = 3\%$ ,  $K_2O = 2,8\%$ ).

На мультиэлементных диаграммах, нормализованных к примитивной мантии, фиксируются глубокие минимумы для высокочargedных элементов (Ti, Ta, Nb, Pr) и положительные аномалии для крупноионных литофилов (Cs, Sr, Ba, Pb, K) (рис. 8, а). Спектры распределения РЗЭ (рис. 8, б) пологие со слабовыраженным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^* = 0,8–0,9$ ). Исключением является габбро, для которого наблюдается положительная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^* = 1,36$ ). Для все типов пород характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ( $(La/Yb)_N = 3–6$ ).



**Рис. 8.** Мультиэлементные диаграммы для пород усть-беловского комплекса.

1 – габбро первой фазы, 2 – гранодиориты и меланограниты второй фазы, 3 – дайки диорит-порфиров.

По изотопному составу Nd и Sr гранодиориты усть-беловского комплекса Колыванского и Мурзинского массивов формировались при участии ювенильного мантийного источника ( $\epsilon_{Nd}(T) = +1,5$  и  $+2,4$ ) с высоким содержанием радиогенного стронция ( $\epsilon_{Sr}(T) = +30,6$  и  $+25,9$ ), что обычно объясняется обо-

гашением мантийного резервуара субдуцированными континентальными осадками. Nd-модельный возраст протолита пород по одно- и двухстадийной моделям практически не отличается и составляет для гранодиоритов Колыванского массива 1,01 и 1,03 млрд лет, гранодиоритов Мурзинского массива 0,98 и 0,95 млрд лет.

На дискриминационной диаграмме Rb-(Y+Nb) [179] фигуративные точки пород располагаются в поле островодужных гранитов. Мощные ореолы ороговикования вмещающих пород, отсутствие зон закалки и невысокие значения индикаторных отношений геохимически полярных элементов:  $Be/Co = 0,26$ ,  $La/Sc = 1,42$ ,  $Be/Ba = 0,036$ ,  $Nb/V = 0,42$  указывают на то, что гранитоиды формировались в мезоабиссальной обстановке [43].

С гранитоидами второй фазы комплекса пространственно связано скарновое и кварцево-жильное оруденение Cu, Pb, Zn, Ag, Au. Ведущей металлогенетической специализацией является золото-серебряная.

Позднедевонский возраст усть-беловского комплекса устанавливается по геологическим данным на основании прорывания и ороговикования терригенных отложений барагашской свиты раннедевонского возраста [43]. Результаты U-Pb датирования по навеске циркона из гранодиоритов Башчелакского массива –  $364 \pm 16$  млн лет и меланогранитов Верхнебашчелакского –  $371 \pm 15$  млн лет массива [23] имеют высокую погрешность измерений и не позволяют точно определить время формирования комплекса. Результаты U-Pb датирования по циркону (SHRIMP) показали конкордантные значения возрастов для тоналитов и гранодиоритов Целинного массива –  $381,6 \pm 3,3$  и  $384 \pm 4$  млн лет, тоналитов Мурзинского массива –  $386 \pm 3$  млн лет, гранодиоритов Колыванского массива  $386,5 \pm 2,8$  млн лет, диорит-порфириров дайки в Колыванском массиве –  $387 \pm 3$  млн лет. Полученные значения возраста соответствуют среднему девону и рубежу среднего и позднего девона. С учетом геологических данных, возраст комплекса принимается позднедевонским.

**Боровлянский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый** ( $\gamma\delta$ - $\mu\gamma D_3b_1$ ;  $\gamma D_3b_2$ ;  $1\gamma D_3b_3$ ;  $\gamma\pi D_3b$ ) распространен в пределах Чарышско-Чуйской СФЗ (петротипический Боровлянский, а также Чарышский, Маралихинский, Мяснушинский, Татарский, Прясличный массивы, Куртачихинская группа интрузий) и Чарышско-Галицкой СФЗ (массивы гор Очаровательная, Мохнатая и Плитная). Гранитоиды боровлянского комплекса повсеместно контактируют с породами усть-беловского комплекса, и прорывают терригенные отложения засурьинской и маралихинской свит позднего кембрия – нижнего ордовика. Контакты гранитоидов боровлянского и усть-беловского комплексов имеют интрузивный и тектонический характер. По геофизическим данным, массивы характеризуются неоднородным магнитным полем с переменной интенсивностью от  $-200$  (гора Очаровательная) до  $-100-0$  нТл (Боровлянский, Маралихинский и Чарышский), а также слабыми отрицательными аномалиями (от  $-40$  до  $-20$  мГал) в гравитационном поле [43, 342, 335].

В составе комплекса выделяются три фазы внедрения: 1) гранодиориты и меланограниты; 2) граниты биотитовые двуслюдяные, обычно порфировидные; 3) лейкограниты биотитовые двуслюдяные и аплитовидные граниты. Дайки представлены аплитовидными гранитами, гранит-порфирами, гранофирами и гранодиорит-порфирами. Для всех плутонов характерны экзокон-

тактовые изменения, выраженные в ореоле ороговикования вмещающих толщ. Роговики представлены кордиерит-биотитовыми, биотитовыми разновидностями пород роговообманково-роговиковой фации.

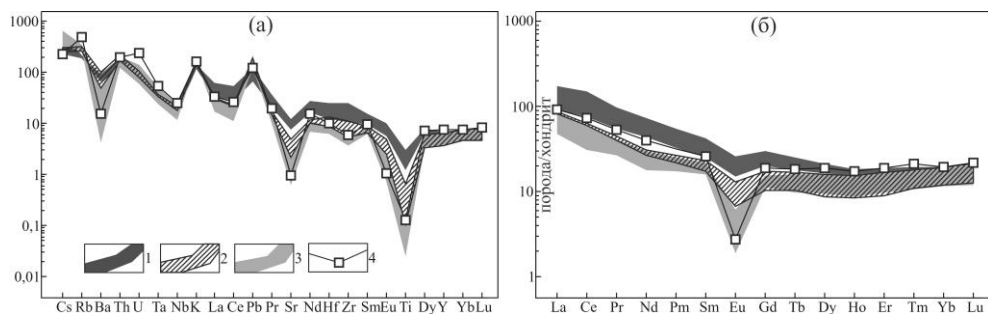
Гранодиориты и меланограниты первой фазы слагают основную часть Чарышского массива, в виде штоков они присутствуют в Башчелакском и Маралихинском массивах. Гранодиориты, как и меланограниты, часто содержат небольшое количество меланократовых шлиров, сложенных гибридными мелкозернистыми породами биотит-кварц-плагиоклазового состава [342]. Гранодиориты состоят из биотита, плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, роговой обманки, а также мусковита. Минеральный состав меланогранитов (%): кварц – 35, микроклин-пертит – 21, слабозональный олигоклаз (в ядре  $An_{27}$ , в кайме  $An_{20}$ ) – 40, слабожелезистый лепидомелан ( $f = 54$ ) – 11. Вторичная минерализация представлена мусковитом, серицитом и хлоритом. Среди акцессорных минералов встречаются титаномагнетит, ильменит, апатит, монацит, циркон, турмалин, сфен, гранат, флюорит, ортит, реже ксенотим, рутил, молибденит, торит, корунд и сульфиды [342]. В отличие от усть-беловского комплекса, для гранодиоритов и меланогранитов боровлянского комплекса характерно почти полное отсутствие амфибола при более высоких содержаниях биотита (10–15%), а также равное количество в породе плагиоклаза и калиевого полевого шпата [335].

Граниты второй фазы слагают небольшие тела или штоки среди гранодиоритов и меланогранитов первой фазы в Чарышском, Прясличном и Боровлянском массивах. Контакты тел резкие, крутопадающие. Основной их объем сложен среднезернистыми порфириновидными биотитовыми гранитами, которые вблизи контактов сменяются мелкозернистыми биотитовыми, а затем – аплитовидными гранитами. Порфириновидные биотитовые граниты средне-крупнозернистые гнейсовидные серого цвета с мегакристаллами калиевого полевого шпата, а также сростками дымчатого кварца и столбчатых кристаллов биотита [342]. Минеральный состав гранитов (%): кварц – 37,2, микроклин-пертит – 25,1, слабозональный олигоклаз – 32,3, умеренножелезистый биотит – 4,2. Вторичные минералы представлены серицитом, мусковитом, хлоритом. Акцессорные минералы – магнетитом, апатитом, цирконом, ильменитом, монацитом, ортитом, турмалином, сфеном, гранатом. В Прясличном массиве встречаются мелкозернистые грейзенизированные разновидности с мусковитом, которые сложены (%) кварцем – 35,7, плагиоклазом – 26,9, калиевым полевым шпатом – 27,6, биотитом – 5,1 и мусковитом – 1,9 [354].

Третья фаза комплекса представлена биотитовыми двуслюдяными лейкогранитами, а также аплитовидными гранитами, которыми сложены массивы гор Плитная и Очаровательная. Небольшие по площади интрузии и штоки встречаются в Татарском и Боровлянском массивах. Минеральный состав средне-крупнозернистых порфириновидных лейкогранитов (%): кварц – 32–40, калиевый полевой шпат – 28–40, плагиоклаз ( $An_{20-27}$ ) – 20–28, биотит – 3–10, мусковит – 0–5.

Плотность пород комплекса варьирует от  $2,64 \text{ г/см}^3$  в гранодиоритах до  $2,59 \text{ г/см}^3$  в лейкогранитах, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность в этих же типах пород ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 382–3 и 804–0 [354].

Породы боровлянского комплекса относятся к умереннощелочным гранодиоритам и лейкогранитам, для которых характерно преобладание  $K_2O$  (4,2–4,9%) над  $Na_2O$  (2,7–3,4%). Все породы высокоглиноземистые ( $A/CNK = 1,05–1,3$ ) высококальциевой известково-щелочной серии. На мультиэлементных диаграммах, нормализованных к примитивной мантии, для всех гранитоидов наблюдаются минимумы Ti, Sr, Ta, Ba и положительные аномалии Rb, Th, K, Pb (рис. 9, а). Гранодиориты и меланограниты первой фазы выделяются наибольшим содержанием редких земель ( $\Sigma PЗЭ_{cp} = 200$  мкг/г), преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ( $(La/Yb)_N = 8$ ) и незначительным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^* = 0,7$ ). Для гранитов, лейкогранитов и гранит-порфиров характерны более низкие содержания РЗЭ ( $\Sigma PЗЭ = 80–110$  мкг/г) при более выраженном Eu-минимуме ( $Eu/Eu^* = 0,3$ ) (рис. 9, б).



**Рис. 9. Мультиэлементные диаграммы для пород боровлянского комплекса.**

1 – гранодиориты и меланограниты первой фазы; 2 – биотитовые лейкограниты второй фазы; 3 – двуслюдяные лейкограниты третьей фазы; 4 – дайки гранит-порфиров.

По изотопному составу Nd и Sr граниты боровлянского комплекса, на примере массива горы Очаровательная и апофизы в Кольванском плутоне, формировались с участием ювенильного мантийного источника ( $\epsilon_{Nd}(T) = \text{от } +1,7 \text{ и } +2,3$ ), такого же, как и для гранодиоритов усть-беловского комплекса этого плутона. В мусковитовых разностях наблюдается нарушение Nd-Sr изотопных систем ( $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,16–0,17$  и очень низкие отрицательные величины  $\epsilon_{Sr}(T) = -44,6$  и  $-77,3$ ). Nd-модельный возраст протолита гранитов с ненарушенными изотопными системами по двухстадийной модели  $T_{Nd}(DM_{2st})$  составляет 1,0–1,02 млрд лет и совпадает с модельным возрастом протолита 1,01 и 1,03 млрд лет гранодиоритов усть-беловского комплекса Кольванского плутона.

В координатах Rb-(Y+Nb) [179] фигуративные точки гранодиоритов и гранитов расположены на границе полей гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин, а биотитовых лейкогранитов (третья фаза) – в поле синколлизионных гранитоидов.

Ведущая металлогеническая специализация комплекса – молибден-вольфрамовая. К гранодиоритам и гранитам второй фазы, а также лейкогранитам третьей фазы приурочено грейзеновое и кварцево-жильное оруденение W, Mo, Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag.

Позднедевонский возраст гранитов боровлянского комплекса устанавливается по геологическим данным на основании прорывания гранодиоритов усть-беловского комплекса и результатов U-Pb датирования по навеске циркона из гранодиоритов Чарышского массива  $365 \pm 5$  млн лет, гранитов Боровлянского массива  $362 \pm 4$  млн лет [23] и Rb-Sr датирования биотитовых лейкогранитов массива горы Очаровательная  $360 \pm 5$  млн лет [355]. U-Pb методом по циркону (SHRIMP) получены конкордантные значения возрастов двуслюдяных лейкогранитов  $390,7 \pm 3,0$  млн лет и аплитовидных гранитов  $391,9 \pm 3,4$  млн лет массива горы Очаровательная, а также даек гранит-порфиров, прорывающих гранодиориты усть-беловского комплекса Колыванского массива  $396 \pm 2$  млн лет. U-Pb методом (SHRIMP) получен также возраст биотитовых гранитов Маралихинского массива:  $392,4 \pm 4,9$  млн лет [335]. Датированием U-Pb методом по циркону (SHRIMP) меланогранитов Чарышского массива в пос. Коргон (проба С. П. Шокальского 140-2 на площади листа М-45) получено конкордантное значение возраста  $399 \pm 3$  млн лет (СКВО 0.66). Полученные результаты не согласуются с геологическими данными и являются, по-видимому, следствием нарушения U-Pb изотопной системы в цирконах. Вместе с тем, единство изотопного магматического источника и близость ко времени кристаллизации гранодиоритов усть-беловского комплекса могут указывать на происхождение лейкогранитов боровлянского комплекса в результате продвинутой (глубокой) фракционной кристаллизации диорит-гранодиоритового расплава.

**Урсульский гипабиссальный комплекс габбро-долеритовый** ( $\beta D_{3u}$ ) объединяет дайки долеритов, трахидолеритов и габбродолеритов, развитые Чарышско-Чуйской, Чарышско-Галицкой и Коргоно-Терехтинской СФЗ. Ориентировка тел обычно субмеридиональная, мощности варьируют в пределах нескольких метров, протяженность – десятки метров. Контактные изменения вмещающих пород выражаются в ороговиковании (до пироксен-плагиоклаз-кварцевых и слюдисто-кварцевых роговиков в терригенных породах), окварцевании, хлоритизации, эпидотизации, амфиболизации и карбонатизации. В геофизических полях образования комплекса на фоне вмещающих пород не выражаются. Строение даек относительно простое – эндоконтактные части обычно с узкой зоной закалки и эффузивоподобным обликом постепенно сменяются к внутренним частям более раскристаллизованными частями с мелко-среднезернистыми структурами. Внешне долериты характеризуются зеленовато-серой окраской и массивным сложением, в разной степени испытали зеленокаменное преобразование.

Долериты и трахидолериты – порфировидные и равномернозернистые, с мелко- до среднезернистой офитовой и пойкилоофитовой структурами. Фенокристаллы размером до 4–5 мм в количестве до 50–60% объема пород представлены сосюритизированным плагиоклазом и частично или полностью амфиболизированным клинопироксеном (авгит) в разных соотношениях. Основная масса сложена теми же минералами, а также ильменитом, магнетитом и обильными вторичными продуктами зеленокаменного изменения – хлоритом, амфиболом тремолит-актинолитового ряда, эпидотом, лейкоксеном, цоизитом, кальцитом, иногда скаполитом. Иногда в интерстициях фиксируются ксеноморфные зерна кварца или кварц-калишпатовые микропегма-

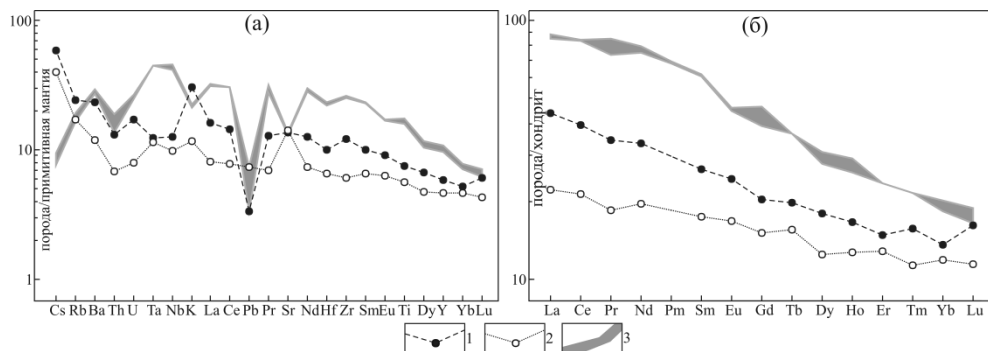


титовые сростки. Часто отмечаются небольшие (до 1–2 мм) миндалины, выполненные хлоритом, кварцем и кальцитом в разном сочетании. Нередко в породах развиваются агрегаты мелкочешуйчатого биотита, при этом, как правило, наблюдается повышенное содержание апатита. Из аксессуарных минералов, кроме апатита, установлены циркон, пирит, сфен, анатаз, рутил, корунд (вероятно, ксеногенный). Габбродолериты во многом сходны с долеритами и трахидолеритами и отличаются в основном лучшей раскристаллизацией (среднезернистые, реже мелкозернистые) и сочетанием габбровой и офитовой микроструктур.

Плотность пород комплекса – 2,95 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 88 и 76 [342].

По соотношению кремнезема (SiO<sub>2</sub> 43–53%) и суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 1,8–5,5%) урскульские базиты соответствуют нормальным и умереннощелочным разностям. По уровню калиевости (K<sub>2</sub>O 0,5–2,3%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 0,1–0,6) подавляющее количество долеритов отвечает производным умереннокалиевой известково-щелочной серии. Для пород характерны умеренная и повышенная глиноземистость (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14–20%), повышенная магнизиальность (MgO = 6–9,5%), что указывает на относительно небольшую дифференцированность пород, а также повышенные титанистость (TiO<sub>2</sub> 1,15–1,52%) и фосфатистость (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,12–0,21%).

В редкоэлементном составе наблюдается обогащенность пород (мкг/г): Sr (100–300) и Ni (50–150), а также повышенный уровень накопления несовместимых Cs (0,5–6,6), Ba (40–490) и высокозарядных Nb (6–33), Zr (70–360), Y (20–70) элементов. Редкоземельный спектр (рис. 10, б) характеризуется умеренно дифференцированным профилем с обогащением легкими землями относительно тяжелых при общем высоком уровне содержаний лантаноидов и отсутствии Eu-аномалии ( $\Sigma PЗЭ$  50–215 мкг/г, (La/Yb)<sub>N</sub> = 2–7). Отличительной чертой является слабая выраженность или отсутствие Ta-Nb-Ti-минимумов (рис. 10, а), что наряду с обогащенностью фосфором и несовме-



**Рис. 10.** Мультиэлементные диаграммы для базитов урскульского и терехтинского комплексов.

1, 2 – урскульский комплекс: 1 – более высокотитанистые долериты (TiO<sub>2</sub> 1,52%); 2 – менее титанистые долериты (TiO<sub>2</sub> 1,14%); 3 – долериты терехтинского комплекса (Варшавский ареал, TiO<sub>2</sub> 3,19–3,50%).

стимыми элементами сближает урскульские породы с внутриплитными базитами. Для сравнения на рис. 10 показаны долериты терехтинского комплекса перми, которые резко отличаются обогащенностью редкими и редкоземельными элементами.

По возрасту и вещественному составу урскульский комплекс коррелируется с белорецко-маркакольским в Рудной-Алтайской СФЗ, сумультинским в Уймено-Лебедской группе прогибов, караюкским в Делюно-Юстыдском прогибе [343] и может быть отнесен к габбродолеритовой формации, проявленной в зоне тыловых рифтов девонской активной континентальной окраины.

Значимых проявлений полезных ископаемых в связи с урскульским комплексом не установлено.

По геологическим данным, долериты Урскульского ареала прорывают отложения богучинской свиты, поэтому нижняя возрастная граница комплекса не должна опускаться ниже позднего девона (франский ярус). Результаты U-Pb датирования долеритов в петротипическом Урскульском дайковом ареале (U-Pb метод по циркону, SHRIMP II) показали значения возраста от  $393,1 \pm 5,2$  до  $381 \pm 8,2$  млн лет [303]. Цирконы с более древним, чем поздний девон, возрастом, видимо, являются унаследованными из магматического очага или захваченными из боковых пород при внедрении долеритов.

### **Обь-Зайсанская складчатая система**

**Сарбасский плутонический комплекс дунит-гарцбургитовый** ( $\text{v}\sigma\text{D}_{1s}$ ). Магматические образования сарбасского комплекса установлены в скважинах в восточной части Иртышской СФЗ, где слагают два небольших сближенных линзовидных массива (Западно- и Восточно-Сарбасский) среди метаморфических пород иртышского метаморфического комплекса. Западно-Сарбасский массив, пространственно совмещен с габброидами, отнесенными к волчихинскому комплексу раннего карбона и амфиболитами иртышского метаморфического комплекса. Восточно-Сарбасский массив непосредственно примыкает к главной зоне Иртышско-Маркакольского разлома. Оба массива могут считаться петротипическими. Району выходов ультрамафитов на поверхность фундамента соответствует интенсивная гравитационная аномалия, слабо удлиненная в северо-восточном направлении и смещенная относительно вскрытых скважинами тел ультрамафитов на юго-восток, что свидетельствует об их падении в юго-восточном направлении.

Массивы гипербазитов сарбасского комплекса, по данным бурения [315, 343], представляют собой смещенные левосдвиговыми разломами северо-восточной ориентировки узкие линзовидные тела северо-восточного простирания мощностью в несколько сот метров и протяженностью до 5–6 км. Контакты тел, вероятно, тектонические. Общая площадь выходов данных образований на поверхность фундамента составляет около  $10 \text{ км}^2$ . По данным ранее проведенных исследований [103, 315], в одном комплексе с гипербазитами должны рассматриваться и ассоциирующие с ними пироксениты и габброиды. Подобные образования в Иртышской зоне смятия на территории Казах-

стана относятся к протерозойской(?) метагипербазитовой формации (маралихинский комплекс) [14].

Гипербазиты сарбасского комплекса представлены серпентинизированными гарцбургитами, реже дунитами, лерцолитами и роговообманковыми горнблендитами. Развитие амфибола приурочено к краевым и контактовым частям массивов. В отдельных случаях в контактовых габбро-амфиболитах отмечается появление граната [315], что, вероятно, свидетельствует о формировании родингитов. Перидотиты представляют собой черные с зеленоватым оттенком мелкокристаллические, часто полосчатые породы, состоящие из оливина (20–50%), в значительной степени замещенного серпентином, пироксена, замещенного игольчатым тремолитом, хлоритизированной магнезиально-железистой бесцветной роговой обманки (35–40%), магнетита (5–15%) и вторичных минералов, из которых наиболее распространены серпентин, тремолит, хлорит, менее – тальк и карбонат. Горнблендиты представляют собой темно-зеленые до черных сланцевато-полосчатые породы, состоящие из призматических зерен эпидотизированной роговой обманки.

Плотность пород комплекса – 2,96 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 1051 и 181 [343].

Химический состав гипербазитов сарбасского комплекса характеризуется низкой щелочностью при устойчивом преобладании натрия над калием и повышенной магнезиальностью (но не превышающей содержание кремнезема), при этом породы Восточно-Сарбасского массива с более низкими содержаниями титана, алюминия, кальция ближе к дунитам, а породы Западно-Сарбасского массива, для которых фиксируются повышенные содержания этих компонентов, – к гарцбургитам и лерцолитам. В целом по составу перидотиты обнаруживают сходство с породами, характерными для ультрабазитов спрединговых хребтов [114, 85].

Изотопно-геохимические исследования гипербазитов Восточно-Сарбасского массива были проведены по керну скважины, пройденной в 2009 г. ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» [343]. Скважиной были пересечены в различной степени серпентинизированные, чередующиеся гарцбургиты (более 60%), дуниты и лерцолиты, а также перемежающиеся с ними аподунитовые (преобладают) и апогарцбургитовые серпентиниты. Количественно доминирующие гарцбургиты характеризуются среднезернистыми структурами при некотором идиоморфизме ромбического пироксена (энстатита), гнейсовидными и гнейсовидно-полосчатыми текстурами, обусловленными ориентировкой удлиненных зерен ортопироксена и их концентрированностью в тонкие гнейсовидные прослои, чередующиеся с существенно оливиновыми участками. Количество ортопироксена непостоянно и варьирует от 10–20 до 40%, в редких случаях до 40–50%, но в большинстве случаев составляет 20–30% от объема породы. При интенсивной серпентинизации пород по зернам ортопироксена развивается бастит, иногда с примесью карбоната. Дуниты характеризуются более массивными текстурами и нередко более крупнозернистыми структурами, в отличие от гарцбургитов они сильнее серпентинизированы до образования существенно хризотиловых серпентинитов с редкими реликтами оливина и петельчатой структурой.

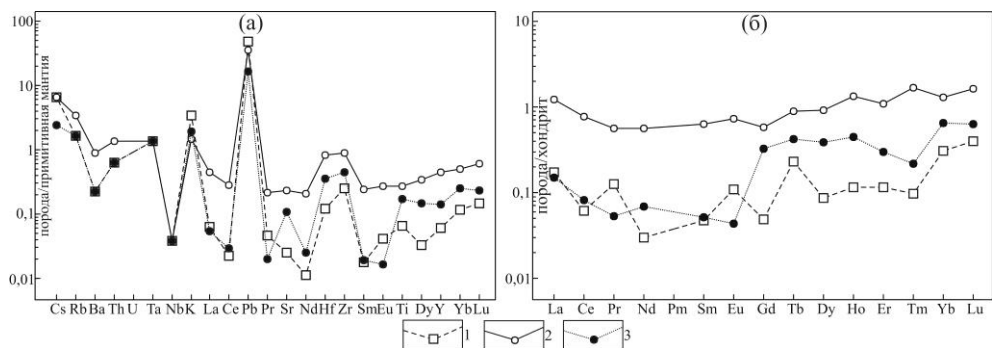
По сравнению с гарцбургитами дуниты и аподунитовые серпентиниты содержат больше рудного минерала, главным образом в виде бесформенных и пылевидных скоплений, скелетных, неправильных и хлопьевидных зерен магнетита (до 5%). Характерными минералами гарцбургитов и дунитов являются хромшпинелиды (до первых процентов), представленные мелкими, редкими октаэдрическими и неправильными, нередко скелетными и футляровидными зернами хромита, а также обычно округленными зернами бурой шпинели (пикотита). В отдельных случаях фиксируется наличие скоплений хромита в крутопадающих по гнейсовидности тонких (0,5 см) прожилках совместно с более поздним серпентином и карбонатом.

Серпентиниты, не содержащие реликтов первичных минералов, развиты в виде полос различной мощности (от первых сантиметров до первых метров) внутри слоисто-полосчатого дунит-гарцбургитового массива и представлены как преобладающими аподунитовыми, так и апоперидотитовыми разностями с переменным количеством талька и карбоната. Аподунитовые серпентиниты имеют существенно хризотилковый состав с единичными зернами бастита и более поздним листоватым антигоритом, в больших количествах содержат магнетит и тальк, тогда как апогарцбургитовые серпентиниты, кроме петельчатой апооливиновой хризотилковой массы, содержат более крупные зерна бастита и скопления чешуйчатого антигорита. Для серпентинитов характерны прожилки карбоната и тонкие просечки рудного минерала, представленного магнетитом.

Химический состав гипербазитов характеризуется низкими содержаниями щелочей, титана, глинозема и кальция. При этом дуниты и гарцбургиты достаточно уверенно различаются по содержаниям  $Al_2O_3$  (1,24% в дунитах и 2,8% в гарцбургитах) и CaO (0,31% в оливинитах, 1,68% в дунитах и 2,36% в гарцбургитах) и менее резко по содержаниям титана, железа, магния и натрия. Характерно количественное преобладание (исключение составляют только очень редкие оливиниты) кремнезема над магнием, что, как и гнейсовые текстуры, типично для океанических перидотитов [85]. Принадлежность гипербазитов к дунит-перидотитовой формации и офиолитовой ассоциации океанических спрединговых хребтов косвенно подтверждается наличием в иртышском метаморфическом комплексе, вмещающем массивы ультрамафитов, блоков апобазитовых амфиболитов с составом океанических толеитовых базальтов N-MORB-типа.

Микроэлементный состав изученных дунитов и гарцбургитов свидетельствует об их принадлежности к офиолитовой ассоциации с высокими содержаниями (г/т): Cr (2390–2846), Ni (1866–2511), деплетированной Ba (1,8–4,4), Sr (0,6–5,1), Rb (0,67–1,99), Zr (0,1–1,3) и редкоземельными элементами, особенно легкими лантаноидами, содержания которых в 5–10 раз ниже хондритовых (рис. 11).

Гарцбургиты характеризуются мантийными величиной  $\epsilon_{Nd}(T) +6,4$  и сильной обогащенностью радиогенным (коровым) стронцием  $\epsilon_{Sr}(T) 76,85$ , что, вероятно, связано с процессами серпентизации пород под воздействием флюидов корового происхождения. Sm-Nd система в гарцбургитах нарушена, величины  $^{147}Sm/^{144}Nd$  0,22–0,26 (выше хондритовых), что не дают возможности корректно определить модельный возраст протолита (время отделения вещества из мантии).



**Рис. 11.** Мультиэлементные диаграммы для пород сарбасского комплекса.

1 – дуниты; 2 – гарцбургиты; 3 – лерцолиты.

Металлогеническая специализация ультрамафитов сарбасского комплекса предполагает возможности накопления хрома и никеля хромитовой с платиноидами рудной формации, что подтверждается наличием прожилков хромита в аподунитовых серпентинитах, силикатно-никелевой формации в связи с широким развитием в данном районе кор выветривания, а также тальковой и золото-лиственитовой рудных формаций.

Возраст пород комплекса, по геологическим данным, определяются весьма условно, на основании залегания тектонических клиньев гипербазитов среди метаморфических пород иртышского комплекса и их принадлежностью к офиолитовому комплексу древней океанической коры Палеоазиатского океана, на окраине которого в раннем девоне существовала зона субдукции. В этом случае возраст гипербазитов должен быть не моложе девонского, что давало основание [315] рассматривать эти породы в составе доверхнедевонского интрузивного комплекса. По результатам U-Pb – датирования (SHRIMP) 5 зерен циркона из лерцолитов Восточно-Сарбасского массива получено конкордантное значение возраста  $401 \pm 4$  млн лет (ранний девон), которое принимается как время формирования сарбасского комплекса. Серпентинизированные гарцбургиты содержат также циркон с возрастом  $123,9 \pm 1,2$  млн лет, который может указывать на проявление термально-метасоматических процессов в раннем мелу, повлекших за собой перестройку U-Pb изотопной системы в цирконах.

**Мельнично-сосновский вулканический комплекс дацит-риолитовый** ( $\lambda D_{1-2ms}$ ) включает эффузивно-пирокластические толщи мельничной, сосновской свит и пространственно ассоциирующие с ними субвулканические образования. Территориально комплекс наиболее распространен в пределах основных ареалов ранне-среднедевонского магматизма Рудно-Алтайской СФЗ: Локтевско-Крючковском – на западе, Рубцовском – на северо-западе и Змеиногорском – на востоке.

В силу хорошей обнаженности наиболее изучены Локтевско-Крючковский и Змеиногорский ареалы, погребенный Рубцовский ареал был изучен только по скважинам.

*Локтевско-Крючковский ареал.* Первые фазы вулканизма проявились в эмс-эйфельское время (вулканы мельничной свиты) и имеют подчиненное

(1 : 2) распространение по отношению к осадочным породам. В раннем живете соотношение вулканогенных и осадочных пород уже составляло 10 : 1. В это время действовали крупные вулканы центрального типа и формировались мощные толщи эффузивных и пирокластических пород кислого состава. Центрам активного вулканизма и наиболее крупным палеовулканическим аппаратам отвечают минимумы силы тяжести относительно слабой напряженности. Контуры аппаратов, выделенных по геологическим данным, не всегда совпадают с геофизическими, так как глубинная часть этих сооружений (подводящие каналы, а в некоторых случаях и магматические камеры) могут быть смещены относительно контура, наблюдаемого на эрозионном срезе. Расчетная вертикальная мощность подводящих каналов составляет 2–3 км. Наряду с породами эффузивной и эксплозивной фаций широко развиты субвулканические образования. Они образуют штоко-, силло- и дайкообразные тела, расположенные среди стратифицированных отложений. Интрузивы сложены преимущественно риолитами и риодацитами, лишь в пределах северо-западного окончания Змеиногорской подзоны встречено силлоподобное тело андезитов, ассоциирующее с незначительными по объемам потоками лав и прослоями туфов андезитов среди осадков нижнемельничной подсветы. Строение субвулканических массивов не однородно. В одном и том же теле могут наблюдаться массивные, флюидалные и брекчиевые структуры, порфиоровые разности центральных частей тел к периферии могут сменяться олигофиоровыми и афиоровыми, а более раскристаллизованные породы – стекловатыми. Контактное воздействие незначительное и выражается в окварцевании, серицитизации, хлоритизации вмещающих пород от нескольких сантиметров до первых метров от контакта.

*В Рубцовском ареале* вулканические образования мельнично-сосновского комплекса развиты ограниченно, заполняя грабеновые структуры в западном борту Шубинско-Новогорьевского прогиба, на юго-западной периферии Степнобугринского поднятия, в северо-восточном крыле Рубцовской депрессии и Таловском прогибе [343]. В меньшей степени покровные и субвулканические фации комплекса развиты по периферии и внутри Рубцовского поднятия.

*В Змеиногорском ареале* наиболее крупными палеовулканическими аппаратами живетского времени являются Караульный, Буточный, Садовушинский и Ключевской [43]. Центрам активного кислого вулканизма и наиболее крупным палеовулканическим аппаратам отвечают минимумы силы тяжести относительно слабой интенсивности. Контуры аппаратов, выделенных по геологическим данным, не всегда совпадают с геофизическими, так как глубинная часть этих сооружений (подводящие каналы, а в некоторых случаях и магматические камеры) могут быть смещены относительно контура, наблюдаемого на эрозионном срезе. Расчетная вертикальная мощность подводящих каналов составляет 2–3 км. Исключение составляет Садовушинский минимум, для компенсации которого необходимо размещение под ним в скрытом залегании очень большой по объему гранитной интрузии, нижняя кромка которой уходит на глубину 5 км, а верхняя с глубины 1,5–2,0 км в виде апофиза подходит близко к дневной поверхности [43]. Садовушинский палеовулкан характеризуется повышенным и изометричным магнитным полем, достига-

ющим в отдельных эпицентрах интенсивности 650 нТл, Ключевской – повышенным магнитным полем с эпицентром до 750 нТл, Караульный и Буточный обладают близким к нулевому значению полем, при этом Буточный имеет кольцеобразную оторочку из магнитных аномалий интенсивностью до 250 нТл, совпадающую с кольцевой интрузией базальтов более молодого каменевского комплекса [43]. При этом кислые породы комплекса имеют низкие значения: плотность 2,63 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 3 и 0 [43].

В качестве примера приводится описание Садовушинского палеовулкана, расположенного к востоку от пос. Семёновка [43]. Здесь на осадочных отложениях верхнемельничной подсветы, рудовмещающей для Семеновского полиметаллического месторождения, залегает мощная (более 1000 м) вулканогенная сосновская свита, ограниченная с запада и северо-востока Семеновским и Гольцовско-Угловским надвигами, а на юге – срезанная субширотным разрывным нарушением. Палеовулкан представляет собой купол размером около 7 × 10 км, осложненный вершинной депрессией. Последняя возникла на месте центральной части вулкана, которая, по системе радиальных и кольцевых разломов, испытала стадию кальдерообразования. В жерловой части постройки обнажается изометричное тело олигофирических риолитов, окруженное крупнообломочными лавобрекчиями, которые постепенно, через мелкообломочные разности, переходят в лавы риолитов и риодацитов. Для постройки в целом характерно ведущее развитие эффузивной фации, пирокластическая проявлена в небольших объемах в периферийных частях структуры. В центральную часть постройки по системе радиальных и кольцевых разломов произошло внедрение субвулканических тел основного состава.

Субвулканические образования залегают в виде штоков и даек среди стратифицированных отложений. Контактное воздействие выражается в слабом окварцевании, серицитизации, хлоритизации вмещающих пород. Субвулканы сложены плотными светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми риолитами и риодацитами.

Дациты, риодациты и риолиты представляют собой плотные темно-серые, серые, зеленовато-серые породы порфириковой, реже афировой структуры, массивной, флюидальной, реже брекчиевидной текстуры. Порфириковые выделения (10–40 % объема породы) представлены кварцем, олигоклазом, альбитом и калишпатом (в риолитах) и редкими псевдоморфозами хлорита по биотиту. В количественном отношении обычно преобладает плагиоклаз, образующий часто гломеровые сростки. Размеры вкрапленников колеблются от 0,4–1 до 2–2,5 мм. Основная масса фельзитовая, сферолитовая, гранобластовая, иногда микропойкилитовая, сложена зернами кварца и альбита. Вторичные минералы – альбит, серицит, хлорит, реже калишпат, карбонаты и эпидот, акцессорные – сфен, гранат, лейкоксен, циркон.

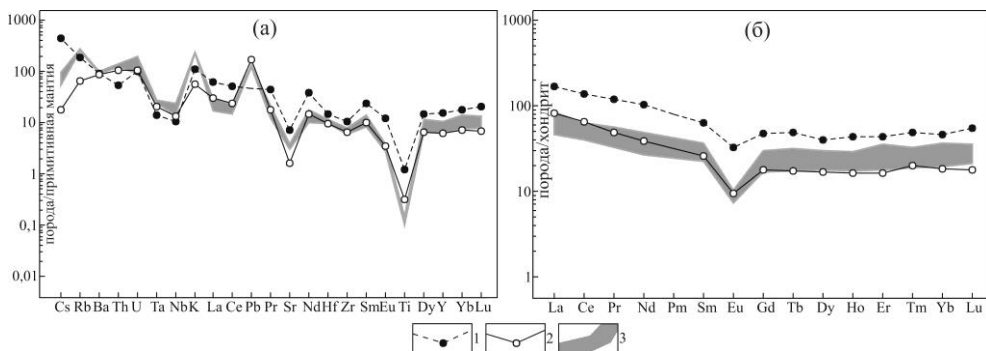
В одном и том же теле могут наблюдаться массивные, флюидальные и брекчиевые текстуры, а порфириковые разности центральных частей тел к периферии могут сменяться олигофириковыми и афировыми. Порфириковые выделения составляют 5–25 % объема породы и представлены кварцем, альбитом, олигоклаз-альбитом, иногда калишпатом и редкими псевдоморфозами хлорита по биотиту. Основная масса фельзитовая, аллотриоморфнозернистая, сфе-

ролитовая, гранобластовая, иногда микропойкилитовая, сложена зернами кварца и альбита. Вторичные изменения выражаются в серицитизации, хлоритизации, калишпатизации, альбитизации, эпидотизации, карбонатизации пород. Аксессуары – магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, сфен, апатит, халькопирит.

По химическому составу эффузивные и субвулканические дациты, риодациты и риолиты относятся к плюмазитовому ряду ( $A/CNK$  1,2–1,45), характеризуются низкой щелочностью с ростом отношения  $K_2O/Na_2O$  от 0,47 до 1, устойчиво низкой железистостью ( $FeO^*/MgO$  – 1,7–1,9) и относятся к известково-щелочной серии [42].

Породы Змеиногорского ареала, в сравнении с одновозрастными вулканитами Локтевско-Крючкого ареала, существенно обогащены железом, щелочами (появляются трахириолиты) и фосфором. В восточной части ареала (бассейн р. Глубокая) среди риолитоидов сосновской свиты встречаются высококалийевые разности (до 7,7 %  $K_2O$  при 0,08 %  $Na_2O$ ). Эти породы обеднены Sr, резко обогащены Zr, Y и тяжелыми РЗЭ [342], что свойственно внутриплитовым риолитам. Ультракислые высококалийевые риолиты наблюдались также в 3 км к востоку от с. Барановка.

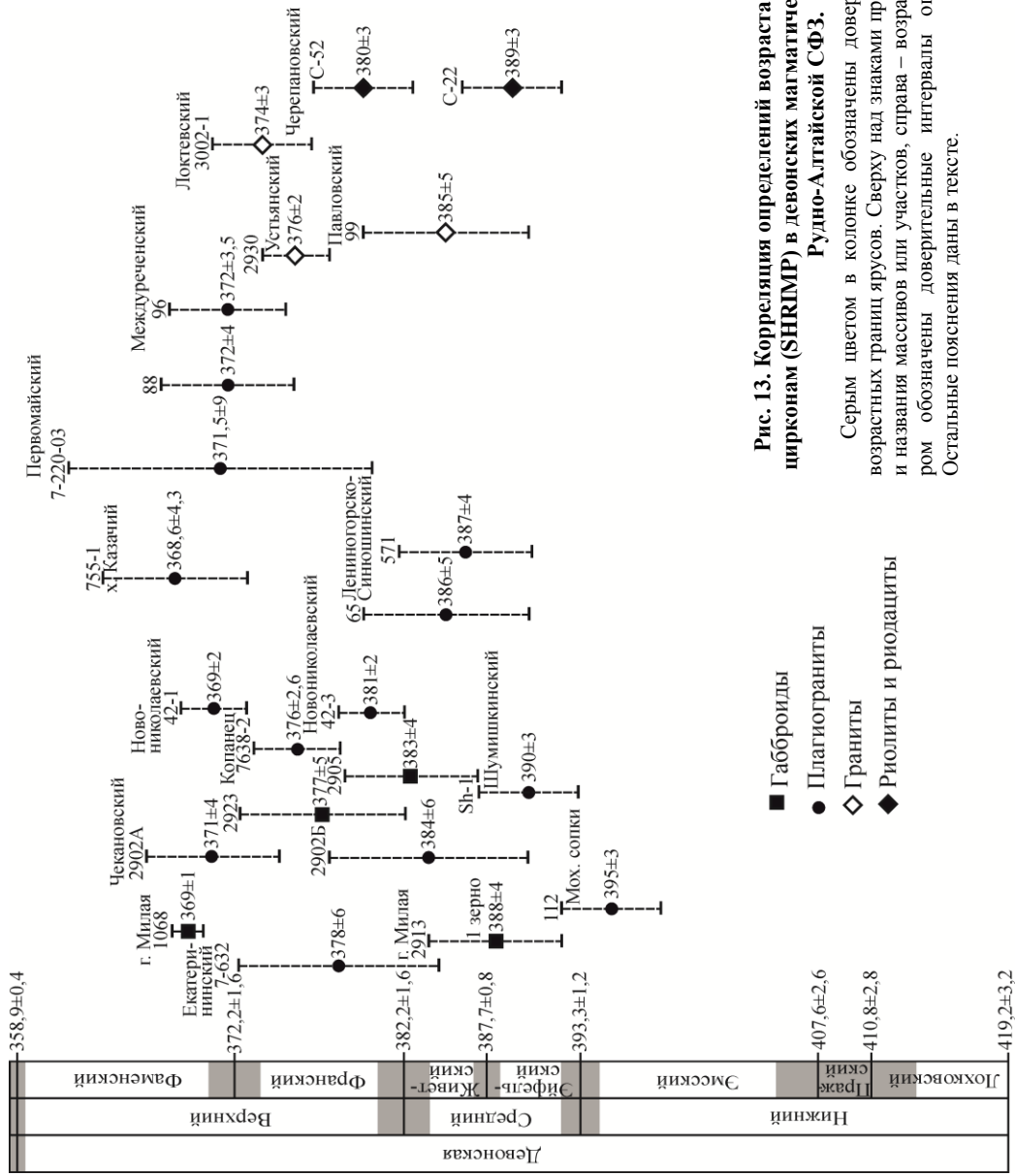
Риодациты и риолиты отличаются наиболее высокими содержаниями несовместимых (Th, U, La, Ba, Ce, Y, Rb, Pb) и редкоземельных элементов ( $\Sigma$  РЗЭ 236–255 мкг/г), умеренной фракционированностью РЗЭ ( $(La/Yb)_N$  2,58–3,44) и средней величиной Eu-минимума ( $Eu/Eu^* = 0,51–0,61$ ) (рис. 12). В ультракислых риолитах ( $SiO_2$  75–80 %) значительно ниже общее содержание РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ 103,15 мкг/г), но характер распределения такой же –  $(La/Yb)_N$  4,22,  $Eu/Eu^* = 0,43$  и график РЗЭ конформен риолитовому (рис. 12, б). В ультракислых высококалийевых риолитах также низкая  $\Sigma$  РЗЭ 71,5–123,2 мкг/г, но более симметричный профиль распределения –  $(La/Yb)_N$  2,19–2,24 и сильнее проявлен Eu-минимум ( $Eu/Eu^* = 0,31–0,37$ ).



**Рис. 12.** Мультиэлементные диаграммы для пород мельнично-сосновского комплекса.

1 – риодациты ( $SiO_2$  – 71,3,  $Na_2O$  – 3,29;  $K_2O$  – 3,21 %); 2 – ультракислые риолиты ( $K_2O$  – 1,62 %); 3 – ультракислые высококалийевые риолиты ( $K_2O$  – 6,39–6,74 %).





**Рис. 13. Корреляция определений возраста U-Pb методом по циркону (SHRIMP) в девонских магматических образованиях Рудно-Алтайской СФЗ.**

Серым цветом в колонке обозначены достоверные интервалы возрастных границ ярусов. Сверху над знаками проб указаны их номера и названия массивов или участков, справа – возраст в млн лет. Пунктиром обозначены достоверные интервалы определения возраста. Остальные пояснения даны в тексте.

Химический состав и геологическое положение вулканитов мельнично-сосновского комплекса позволяют относить их к проявлениям риолитовой формации наложенных вулканоплутонических поясов активных окраин континентов. По соотношениям Nb и Y самые ранние вулканиты мельнично-сосновского комплекса близки к внутриплитовым риолитам [58].

С мельнично-сосновским комплексом связаны месторождения и проявления колчеданно-полиметаллической формации (Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское, Вересухинское, Майское, Тушканихинское и др.), часть из которых существенно обогащена золотом, что послужило основанием для выделения особого типа золото-обогащенных колчеданно-полиметаллических рудно-магматических систем [55, 58]. С кварцевыми порфирами, риолитами и лавобрекчиями кислого состава, перемежающимися с туфами сосновской свиты, связано эпitherмальное золото-серебряное Черепановское месторождение.

Ранне-среднедевонский возраст вулканогенных образований мельнично-сосновского комплекса определяется их положением среди фаунистически охарактеризованных осадочных пород мельничной и сосновской свит. Мельничная и заводская свиты налегают на отложения корбалихинской толщи силура–раннего девона и прорываются субвулканическими массивами вулканитов средне-позднедевонского каменевского комплекса. В Черепановском рудном поле значение возраста рудовмещающих риолитов (проба Горно-Алтайской экспедиции из скв. 22 [312] U-Pb методом по циркону (SHRIMP II) показала значение  $389 \pm 2$  млн лет (СКВО 0.107), что соответствует эйфельскому веку среднего девона (рис. 13). Секущие дайки крупно-вкрапленниковых плагиоклазовых риодацитов (проба О. В. Мурзина из скв. 52) показали возраст  $380 \pm 3$  млн лет (СКВО 0.13), что соответствует франскому веку позднего девона (рис. 13). Дайки, вероятно, относятся к средне-позднедевонскому каменевскому комплексу.

**Алейский плутонический комплекс габбро-тоналит-плагиогранитовый** ( $vD_2a_1$ ;  $pyD_2a_2$ ). Грубозернистые биотит-амфиболовые плагиограниты, участвующие в строении Алейского и Антошихинского массивов в Алейском поднятии Рудно-Алтайской СФЗ, относились к алейскому комплексу [42, 43, 342, 270] и помещались «в основание девонской магматической колонки Рудного Алтая» [96]. Геологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования, проведенные в последние годы для большинства гранитоидов, относимых к алейскому комплексу [50], показали, что в действительности эти гранитоиды принадлежат к трем разновозрастным магматическим комплексам. Для большинства интрузивов были установлены позднедевонские и каменноугольные возрасты. Наиболее древние U-Pb датировки были получены только для плагиолейкогранитов в юго-западной части массива Мохнатые Сопки (петротип) и плагиогранитов Шумишкинского и Лениногорско-Синюхинского интрузивов (район г. Риддер, Республика Казахстан).

Алейский ареал-плутон расположен в центральной части Алейского поднятия и прослеживается с юго-востока на северо-запад более 100 км при ширине 10–30 км. Габброиды, рассматривающиеся в качестве первой фазы, образуют ксенолиты (до  $5 \text{ км}^2$ ) неправильной формы среди плагиогранитов

Алейского массива. Средне- и крупнозернистые габбро, габбронориты, габбродиориты связаны постепенными переходами, в подчиненном количестве отмечаются габбро-пироксениты. В магнитном поле габброидам отвечают небольшие положительные аномалии интенсивностью 600–2000 нТл. Породы состоят (%) из переменных количеств лабрадора-битовнита (25–60), клинопироксена и вторичной зеленой роговой обманки (20–35), гиперстена (до 40), антигорита и магнетита по оливину (6–10), кварца (до 5 в габбродиоритах). Структура габбровая, габбро-офитовая, пойкилоофитовая. Вторичные изменения выражаются в интенсивной амфиболизации. По петрохимическим особенностям габбро относятся к низкотитанистым магнезиальным ( $FeO^*/MgO = 0,8$ ) низкокалиевым разновидностям. Породы содержат в повышенных количествах Ni, Cr, Cu, Zn, V. Содержание редких элементов в неизменных разновидностях в целом соответствует таковому в габброидах примитивных дуг, отмечается деплетированность Y и тяжелыми РЗЭ.



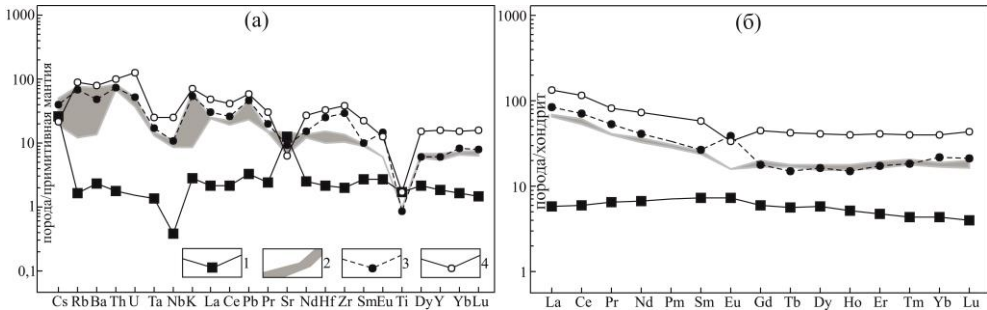
**Рис. 14. Алейский ареал-плутон, обн. 2902 северо-восточнее пос. Чеканово.**

Шаровые ксенолиты грубозернистых плагиолейкогранитов (Б) алейского комплекса ( $384,2 \pm 5$  млн лет) в плагиогранитах (А) змеиногорского комплекса ( $371 \pm 4$  млн лет).

Плагиограниты слагают подавляющую часть Алейского и Антошихинского массивов и выделялись в качестве второй фазы. Среди них преобладают роговообманково-биотитовые плагиограниты, переходящие в плагиолейкограниты и низкокалиевые лейкограниты, изредка отмечаются тоналиты и гранодиориты. Эндоконтактовая фация иногда представлена контаминированными кварцевыми диоритами. Гранитоиды алейского комплекса в северной части Алейского полихронного ареал-плутона выделяются в юго-западной части массива Мохнатые Сопки, где они слагают вытянутое в северо-западном направлении интрузивное тело размером  $2 \times 0,5$  км. Кроме того, шарообразные ксенолиты грубозернистых плагиолейкогранитов встречаются среди плагиогранитов змеиногорского комплекса в 2 км к северо-востоку от пос. Чеканово (рис. 14). К алейскому комплексу отнесены также плагиограниты Антошихинского массива, по которому нет новых данных о его возрасте.

Гранитоиды комплекса имеют значения плотности  $2,64 \text{ г/см}^3$ , магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 338 и 806 [43].

Лейкократовые слабопорфировидные средне-крупнозернистые плагиограниты сложены кварцем (до 40%), олигоклазом (45–50%) и биотитом (5–10%) и единичными зернами роговой обманки. Изредка встречаются ксеноморфные зерна калишпата. Структуры пород гипидиоморфнозернистые. Акцессорная минерализация представлена апатитом, цирконом и магнетитом.



**Рис. 15.** Мультиэлементные диаграммы для пород алейского комплекса.

1 – габбронориты (ксенолит); 2 – плагиолейкограниты с возрастом  $395 \pm 3$  млн лет; 3 – шаровые ксенолиты грубозернистых плагиолейкогранитов; 4 – плагиограниты змеиногорского комплекса.

По химическому составу плагиограниты алейского комплекса отвечают гранит-лейкогранитной ассоциации нормальной щелочности с преобладанием натрия над калием ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,29\text{--}2,41$ ). Породы пересыщены глиноземом по отношению к щелочам и кальцию, характеризуются повышенными для лейкогранитов содержаниями титана и высокой железистостью.

Редкоэлементный состав плагиогранитов (рис. 15) характеризуется умеренными содержаниями крупноионных литофилов (K, Rb, Cs, Ba, Pb, Sr) и высокозарядных элементов (Ti, Ta, Nb, U, Th, Zr, Hf), типичными для субдукционных известково-щелочных комплексов. Содержания РЗЭ составляют  $64\text{--}110,39$  мкг/г, спектры их распределения (рис. 15, б) слабо асимметричны с  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2,22\text{--}3,58$ , со слабым Eu-минимумом или положительной аномалией по Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  от 0,71–80 до 1,77). На мультиэлементных диаграммах наблюдаются минимумы по Sr, Ti, Ta, Nb и максимумы по Zr и Hf (рис. 15, а). Геохимические характеристики плагиогранитов ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$ , Yb  $2,9\text{--}3,4$  мкг/г, Sr/Y = 4–6) указывают на принадлежность их к низкоглиноземистому типу [170].

Геологические данные для определения возраста алейского комплекса скудные. Плагиограниты прорывают и ороговиковывают отложения корбалихинской свиты (S–D<sub>1</sub>), а сами прорываются меланократовыми плагиогранитами змеиногорского комплекса (D<sub>3</sub>). Геологические соотношения с вулканогенно-осадочными толщами девона отсутствуют.

Для плагиолейкогранитов алейского комплекса из массива Мохнатые Сопки получен конкордантный U-Pb возраст по циркону (SHRIMP II) по 10 измерениям  $395 \pm 3$  млн лет. Возраст циркона из ксенолитов в районе пос. Чеканово  $384,2 \pm 5$  млн лет. На сопредельной территории Республики Казахстан тем же методом получены значения конкордантного возраста для плагиогранитов первой фазы Лениногорско-Синюшинского массива –  $387 \pm 4$  млн лет, второй фазы –  $385,9 \pm 4,7$  млн лет, плагиогранитов Шумишкинского массива –  $390 \pm 5$  млн лет. По совокупности данных датирования плагиогранитов алейского комплекса возраст их внедрения эйфельский – около 390 млн лет. Плагиолейкограниты характеризуются отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1209$ , величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) + 3,4$ , указывающей на участие умеренно деплетированного мантийного источника. Высокая величина  $-\Sigma_{\text{Sr}}(\text{T}) + 48,98$  – указывает на значительную примесь радиогенного (корового) стронция. Плагиограниты характеризуются одинаковым Nd-модельным возрастом протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$  равным 0,88 млрд лет. Геохимические и геохронологические данные позволяют предполагать комагматичность плагиогранитоидов алейского комплекса и кислых вулканитов мельнично-сосновского комплекса.

**Каменевский вулканический комплекс базальт-дацит-риолитовый** ( $\beta, \lambda D_{2-3} kmn$ ). Средне-позднедевонские вулканиты развиты во всех трех рудных районах Рудно-Алтайской СФЗ (Золотушинском, Рубцовском и Змеиногорском). Комплекс объединяет эффузивно-пирокластические толщи каменевской свиты [342] (давыдовской и каменевской свиты согласно [42, 43]) и комагматичные субвулканические и жерловые образования. Средне-позднедевонский вулканизм характеризуется согласно [42, 43] тремя крупными ритмами: кислые вулканиты давыдовской свиты → базальтоиды нижнекаменевской подсвиты → кислые вулканиты среднекаменевской подсвиты. В гравимагнитных полях вулканиты и их субвулканические аналоги проявлены слабо. Лишь в редких случаях они оказывают влияние на локальное поле  $\Delta g$  высшего порядка в некотором его понижении для кислых пород и повышении для основных. Крупные палеовулканические структуры также слабо проявлены в физических полях. Гравитационное поле над ними слабо пониженное, а магнитное – низкоградиентное, слабоотрицательное. Центрам основного и среднего вулканизма соответствуют повышенные значения силы тяжести, и на этом фоне отмечаются локальные максимумы, фиксирующие корневые части и подводящие каналы построек. Расчетная вертикальная мощность тел достигает 2–3 км [42, 43]. Основные породы комплекса имеют плотность  $2,86 \text{ г/см}^3$ , магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 50 и 12. Кислые породы комплекса имеют плотность  $2,65 \text{ г/см}^3$ , магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 13 и 6 [43].

Для каменевского комплекса характерно широкое развитие вулканов центрального типа, представленных в Золотушинском ареале Красноземледельческим, Гериховским, Ермошихинским [42], в Корбалихинско-Лазурском ареале Рассыпушинским [43], а также субвулканическими массивами и вулканоплутоническими структурами в Рубцовской депрессии и Таловском прогибе – Склюихинской, Бобковской, Калининской, Таловской и в краевой

части Рубцовского поднятия – Петуховским, Песчанским, Березовским, Катковским, Калининским массивами [343].

Наиболее крупный *Красноземледельческий палеовулкан* [42] представляет собой концентрически зональное сооружение, сложенное вулканогенно-осадочной верхнекаменевской подсвитой и облекаемое по периферии туфопесчаниками снежиревской свиты. Системой диагональных разломов постройка разбита на ряд секториальных блоков. На уровень эрозионного среза докайнозойских отложений выходит лишь северо-западная часть палеовулкана. В ее строении прослеживается зональность от ядерной части к периферии. В прижерловой зоне развиты лавы и лавобрекчии риолитов и риодацитов с маломощными прослоями тонкообломочных осадков, сменяемые на удалении пирокластическими образованиями. Общая мощность верхнекаменевских отложений достигает в ядерной части постройки 600 м. Центральная часть палеовулкана прорвана субвулканическими дацитами пихтовского комплекса, которые в свою очередь интродуцированы каменноугольными гранит-порфирами.

*Гериховский вулканокупол* [42] выделяется относительно повышенным полем  $\Delta g$ . В его ядерной части вскрываются породы фундамента, представленные терригенными образованиями нижнекаменевской подсвиты, прорванные субвулканическими риолитами. Центральная часть сложена грубообломочными (до агломератовых) туфами, лавами, лавобрекчиями риолитов и риодацитов, прорванными мелкими штоками и дайками базальтов пихтовского комплекса. С северо-востока потройка окаймляется рифоидными известняками, с востока и юга перекрывается породами пихтовской свиты. К периферийным зонам аппарата приурочены Гериховское месторождение серебряно-полиметаллических руд и ряд рудопроявлений и пунктов минерализации.

*Ермошихинский вулканокупол* [42] размером  $8 \times 4$  км сложен в околожерловой части флюидалными лавами и лавобрекчиями риолитов верхнекаменевской подсвиты с редкими прослоями туфов кислого состава. Эффузивно-пирокластические породы прорваны несколькими штокообразными телами риолитов, а также субвулканическими дацитами, риолитами и гранит-порфирами пихтовского комплекса. С запада постройка окаймляется массивом рифоидных известняков размером  $5 \times 3$  км. К периферийным зонам структуры приурочены Юбилейное колчеданно-полиметаллическое месторождение и серия рудопроявлений.

*Палеовулканическая постройка горы Рассытуха* (Корбалихинская впадина) состоит из Рассыпушинского экструзивного купола и лавовых потоков (преимущественно игнимбритов), окаймляющих экструзию с северо-запада и востока [42].

Субвулканические образования представлены риолитами, риодацитами, базальтами, андезитами, редко дацитами. Они характеризуются силлообразной, дайкообразной, изометричной и неправильной штокообразной формой, часто вытянуты в северо-западном направлении согласно с простираемением основных структур и обнаруживают пространственную приуроченность к жерловым фациям палеовулканических сооружений. Базальтоиды иногда образуют кольцевые интрузии в центральных частях унаследованных палеоаппаратов предшествующих этапов вулканизма (Буточный палеовулкан). Контакт-

ты с вмещающими породами носят характер тупого притыкания, в экзоконтактах отмечается ороговикование вмещающих пород и брекчирование непосредственно в зоне контакта.

Базальты – зеленовато-серые, темно-зеленые массивные, реже миндалекаменные порфировой и равномернозернистой структуры. Вкрапленники (5–15 % объема породы) представлены плагиоклазом и нацело хлоритизированным пироксеном размером от 1 до 3–4 мм. Основная масса аподолеритовая в сочетании с апоинтерсертальной, сложена лейстами плагиоклаза, интерстиции выполнены хлоритизированными пироксеном и вулканическим стеклом.

Андезиты – зеленовато-серые массивные либо миндалекаменные породы сериально-порфировой, гломеропорфировой структуры. Вкрапленники (5–25 % объема породы) представлены зернами плагиоклаза размером 0,5–3 мм и нацело хлоритизированным темноцветом. Основная масса гиалопилитовая, микролитовая, состоит из лейст плагиоклаза, заключенных в буровато-зеленый хлоритизированный стекловатый базис.

Мелкопорфировые эффузивные и субвулканические дациты, риодациты и риолиты по структурно-текстурным и петрогеохимическим особенностям сходны с одноименными разностями мельнично-сосновского комплекса. Специфическими образованиями являются автомагматические брекчии и крупновкрапленниковые риолитоиды. Автомагматические брекчии представляют собой серые, пестроцветные породы брекчиевидной и флюидально-полосчатой текстуры. Кластический материал (до 50 % объема породы) представлен несортированными, слегка оплавленными обломками вмещающих пород размером до 25 см. В цементирующей стекловатой и фельзитовидной массе флюидальной и пузырчатой текстуры содержится от 15 до 70–80 % (в среднем 40–50 %) фенокристаллов кварца, калишпата, альбита ( $An_{3-5}$ ), биотита и их осколков. Акцессорные минералы более разнообразны, чем в других породах комплекса: циркон, флюорит, апатит, гранат, магнетит. Автометасоматические изменения характеризуются широким развитием серицитизации, хлоритизации, калишпатизации, окварцевания.

На завершающих этапах становления комплекса происходило формирование тел крупновкрапленниковых риолитов и риодацитов, с которыми тесно пространственно и генетически связаны рудные зоны ряда важнейших месторождений района (Золотушинское, Ново-Золотушинское и др.). Это серые, светло-серые крупнопорфировые породы массивной, реже флюидально-полосчатой текстуры. Порфировые выделения (от 3–4 до 10 мм) составляют 50–60 % объема породы, представлены кварцем и альбитом с преобладанием первого. Основная масса неравномерно стекловатая, фельзитовидная, реже микросферолитовая. Акцессории более многочисленны, чем в других породах комплекса, представлены ильменитом, апатитом, цирконом, магнетитом. Автометасоматические изменения выражаются в широком развитии серицита, хлорита, кварца и пирита. В экзоконтактовых ореолах субвулканических тел отмечаются полнопроявленные метасоматиты: микрокварциты, серицитолиты и хлоритолиты, тесно ассоциирующие с сульфидными рудами.

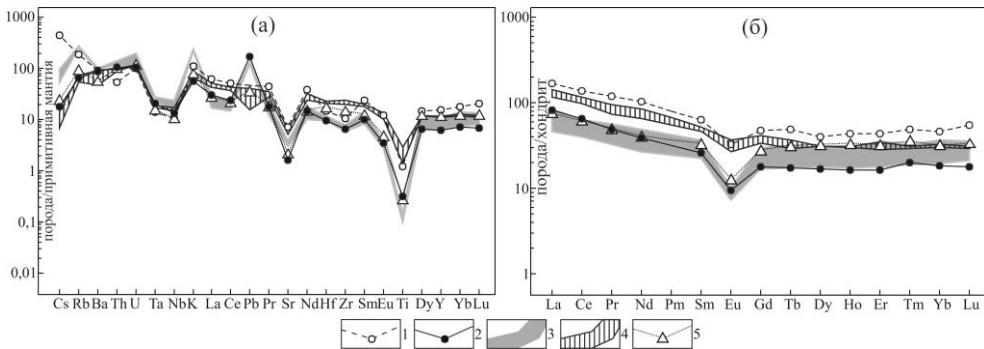
Породы базальтовой группы относятся к плюмазитовому ряду (нормативный корунд 2,4 % в базальтах и 4 % в андезитах), характеризуются низкой

титанистостью, умеренно магниезиальным уклоном ( $\text{FeO}^*/\text{MgO} - 1,2$  в базальтах и 2,3 в андезитах), умеренной калиевостью.

Петрохимические особенности пород указывают на принадлежность к известково-щелочной серии. Дацинты, риодациты и риолиты также относятся к плюмазитовому ряду (нормативный корунд – 1,4, 1 и 0,9% соответственно), характеризуются умеренными железистостью ( $\text{FeO}^*/\text{MgO} - 3,5, 3,2$  и 3,6) и щелочностью с ростом отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  от 0,7 до 1,2 по мере увеличения содержания  $\text{SiO}_2$ .

Кислые эффузивы сходны по химизму с породами мельнично-сосновского комплекса, несколько отличаются от последних более высокой глиноземистостью, при этом сохраняется устойчиво низкая железистость ( $\text{FeO}^*/\text{MgO} - 1,7-1,8$  в дацитах, 1,8–2 в риолитах) и низкая общая щелочность. Субвулканические разности отличаются от эффузивных более низким отношением  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,5–0,9), вероятно, вследствие более интенсивной альбитизации.

Вулканиды средне-позднедевонского каменевского комплекса принадлежат к контрастной базальт-риолитовой формации с резким преобладанием кислого вулканизма над основным. Кислые вулканиды и субвулканические тела мельнично-сосновского и каменевского комплексов обладают сходными чертами химизма (рис. 16), отличия носят статистический характер, поэтому принадлежность конкретного субвулканического тела к тому или другому комплексу условно определяется по положению относительно стратифицированных отложений и соотношению с базальтоидами.



**Рис. 16.** Мультиэлементные диаграммы для кислых магматических пород мельнично-сосновского и каменевского комплексов.

1–3 – мельнично-сосновский комплекс: 1 – риодациты ( $\text{SiO}_2$  71,3,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,29;  $\text{K}_2\text{O}$  3,21 %); 2 – ультракислые риолиты ( $\text{K}_2\text{O}$  1,62 %); 3 – ультракислые высококалийевые риолиты ( $\text{K}_2\text{O}$  6,39–6,74 %). 4, 5 – каменевский комплекс: 4 – крупновкрапленниковые плагиоклаз-порфиоровые риодациты; 5 – риолиты.

Ведущая металлогеническая специализация комплекса – колчеданно-полиметаллическая. С каменевским комплексом пространственно и генетически связаны Золотушинское, Ново-Золотушинское, Юбилейное и другие месторождения и проявления полиметаллических руд. Наиболее продуктивны вул-



канинты каменевского комплекса в Рубцовском рудном районе, где по периферии Калининской вулканоплутонической структуры локализованы Рубцовское и Захаровское месторождения.

Возраст каменевского комплекса достаточно точно определяется стратиграфическим положением палеонтологически охарактеризованной каменевской свиты как позднеживетско-франкий. U-Pb возраст по циркону (SHRIMP) специфических крупновкрапленниковых плагиоклазовых риодацитов (проба О. В. Мурзина из скв. 52) составил  $380 \pm 3$  млн лет (СКВО 0.13), что соответствует франскому веку позднего девона (рис. 13). Вулканисты каменевского комплекса обнаруживают комагматические связи с интрузивными образованиями позднедевонского змеиногорского габбро-гранит-лейкогранитового комплекса. Наблюдаются постепенные переходы между гранит-порфирами змеиногорского комплекса и каменевскими риолитами субвулканических массивов позднего или завершающего этапа вулканизма [43].

**Змеиногорский гипабиссальный габбро-гранит-лейкогранитовый комплекс** ( $vD_{3z1}$ ;  $\gamma\delta$ ,  $\rho\gamma D_{3z2}$ ;  $\gamma D_{3z3}$ ;  $l\gamma D_{3z4}$ ;  $\beta, \gamma\tau D_{3z}$ ) представлен в Рудно-Алтайской СФЗ. Гранитоиды комплекса слагают массивы: Новоматвеевско-Новониколаевский, Раскатинский, Мохнатые Сопки (петротип), Солоньевский, Масальский, Раздольнинский, Екатерининский, Верхнекаменский и др., приуроченные к крыльям Алейского поднятия. Интрузивы приурочены к обрамлению Алейского поднятия и залегают между породами фундамента (метатерригенными сланцами корбалихинской толщи, S-D<sub>1</sub>) и плагиогранитами алейского комплекса (D<sub>2</sub>) или прорывают все вулканогенно-осадочные образования девона. Становление массивов происходило в гипабиссальных условиях, на что указывают мелкозернистые, порфирированные, микропегматитовые структуры пород и зоны закалки в эндоконтактах массивов. Контакты плагиогранитов с породами рамы резкие интрузивные.

Среди гранитоидов в составе комплекса выделены [42, 43] четыре фазы (от ранних к поздним): 1) мелко- и среднезернистые габбро и габбродиориты; 2) биотит-роговообманковые гранодиориты, тоналиты и плагиомеланограниты; 3) биотит-роговообманковые плагиограниты, плагиолейкограниты и низкокалиевые граниты; 4) граниты и биотитовые лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты. Эндоконтактовые изменения гранитоидов разных фаз выражаются в появлении мелко-микрозернистых, иногда порфирированных структур и обогащении темноцветными минералами.

Плотность габброидов  $2,88 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 583 и 177. Гранитоиды имеют плотность  $2,60\text{--}2,64 \text{ г/см}^3$ , магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 171–261 и 657–1013 [43].

Габброиды первой фазы слагают небольшие изометричные и слабовытянутые тела среди гранитоидов более поздних фаз. В составе первой фазы обнаружены габбро, габбродиориты, меланократовые диориты, обычно тесно ассоциирующие друг с другом. Породы второй фазы – гранодиориты, тоналиты, плагиомеланограниты и редко кварцевые диориты слагают значительные объемы в западной части Верхнекаменского (Горшковского), Новоматвеевского, Раздольнинского массивов. Гранитоиды третьей фазы слагают значительную часть петротипического массива Мохнатые Сопки, Раскатин-

ского, Новониколаевского, Раздольнинского и других массивов. Они представлены биотит-роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми плагиогранитами, плагиолейкогранитами, редко низкокалиевыми гранитами, связанными постепенными переходами. Лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты четвертой фазы выделены в восточной части Верхнекаменского массива (Крючковском), Раскатинском, Екатерининском и в ряде других более мелких массивах.

Габброиды первой фазы – черные, зеленовато-черные или темно-серые мелко- и среднезернистые породы с габбровой или габбро-пойкилитовой структурой. Кварцевые габбро состоят (%) из зонального плагиоклаза (центр зерна – лабрадор ( $An_{55}$ ), край – андезин ( $An_{33}$ ) – 45–55, пироксена, нацело замещенного зеленой роговой обманкой – 40, кварца – 5–10. Часто в габброидах присутствует поздний биотит.

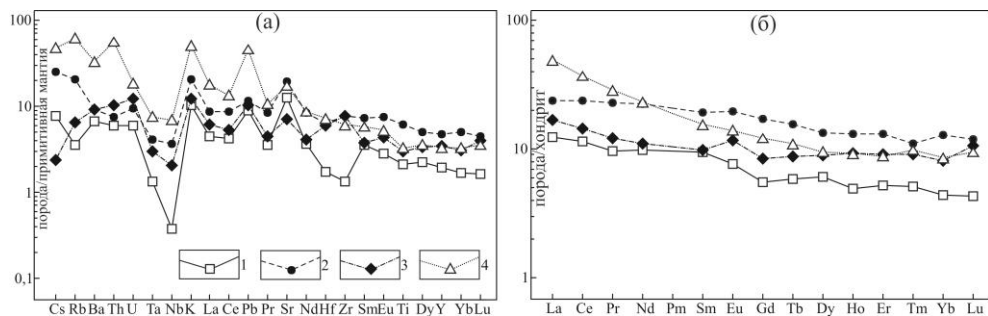
Меланократовые амфибол-биотитовые плагиограниты – макроскопически темные породы с равномерно-среднезернистой гранитовой структурой, сложенные кварцем (30–35%), гломеровыми скоплениями плагиоклаза ( $An_{12-27}$  – 55–60%), железистой роговой обманкой (5–10%) и биотитом (до 5%). В подчиненном количестве присутствует ксеноморфный пертитовый калишпат. Биотитовые плагиолейкограниты – светло-серые или желтоватые породы с порфирированной мелко-среднезернистой структурой, сложенные кварцем (45%), длиннопризматическим плагиоклазом ( $An_{14-22}$ , 40%) биотитом (до 8%), амфиболом (до 5%) и пертитовым калишпатом (до 5%). В породах, обогащенных калишпатом (до 10%), наблюдаются микропегматитовые и гранофировые структуры.

По химическому составу породы змеиногорского комплекса относятся к серии нормальной щелочности. В габброидах, диоритах, меланократовых плагиогранитах натрия повсеместно преобладает над калием ( $Na_2O/K_2O = 1,2-8,4$ , в отдельных пробах – до 13,2). В лейкократовых гранитоидах наблюдаются широкие вариации содержаний щелочей и колебания отношений  $Na_2O/K_2O$ .

Габброиды характеризуются низкой глиноземистостью и высокой магнезиальностью. Среди гранитоидов преобладают перглиноземистые разности с повышенной (особенно в лейкоплагиогранитах) железистостью. Редкоэлементный состав габброидов характеризуется крайне низкими содержаниями крупноионных Cs, Rb, Ba (за исключением Sr), высокозарядных Ti, Ta, Nb, Y, Zr, Hf, Sc и PЗЭ. Спектры распределения PЗЭ слабоасимметричные с положительным уклоном и положительной Eu-аномалией (рис. 17).

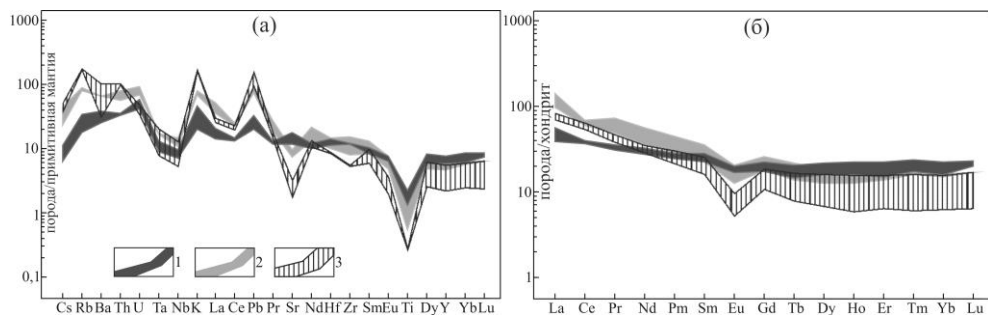
Меланократовые плагиограниты характеризуются более высокими, в сравнении с габброидами, содержаниями редких и редкоземельных элементов (рис. 18), обладают пологими спектрами распределения PЗЭ ( $(La/Yb)_N = 1,8-3,2$ ) со слабым Eu-минимумом в отдельных пробах. На мультиэлементных диаграммах присутствуют отрицательные аномалии по Ta, Nb, Ti и иногда по Sr, положительные – по Hf и Zr (рис. 18). Плагиограниты имеют асимметричные спектры распределения PЗЭ ( $\Sigma PЗЭ = 208$  мкг/г,  $(La/Yb)_N = 1,9$ ), слабые Eu-минимумы (рис. 18), отрицательные аномалии по Sr, Ta, Nb и Ti на мультиэлементных диаграммах. Плагиолейкограниты обладают слабо асимметричными спектрами распределения PЗЭ ( $\Sigma PЗЭ = 102-127$  мкг/г,

(La/Yb)<sub>N</sub> = 1,6–2,6, Sr/Y = 0,9–1) с перегибом в районе четко выраженного Еу-минимума.



**Рис. 17.** Мультиэлементные диаграммы для габброидов змеиногорского комплекса.

Массив горы Милая: 1 – габбро, 2 – лейкогаббро; 3, 4 – габбродиориты: 3 – массив Мохнатые Сопки; 4 – Сугатовско-Шемонаихинский массив.



**Рис. 18.** Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов змеиногорского комплекса.

1 – тоналиты и плагиомеланограниты второй фазы; 2 – плагиограниты и плагиолейкограниты третьей фазы; 3 – граниты и лейкограниты четвертой фазы.

Гранитоиды характеризуются положительными значениями  $\epsilon\text{Nd}(T)$  (+1,8 в меланократовых плагиогранитах и плагиогранитах, +1,1 в плагиолейкогранитах).

Геохимические характеристики гранитоидов ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$ ,  $\text{Yb} > 1$  ppm,  $\text{Sr}/\text{Y} < 40$ , отрицательная Eu-аномалия в спектрах РЗЭ) указывают на принадлежность плагиогранитов к низкоглиноземистому типу [170].

Результаты петрологических исследований позволяют предполагать, что образование плагиогранитных магм змеиногорского комплекса произошло за счет переплавления магматических камер островодужных низкокальциевых известково-щелочных или толеитовых базальтов при давлениях 8 кбар ( $T = 1000^\circ\text{C}$ ), с постепенным вовлечением в область магмогенерации метатерригенных пород фундамента Рудного Алтая при давлениях 5 кбар ( $T = 800^\circ\text{C}$ ) [50].

Гранитоиды комплекса не обнаруживают отчетливо выраженной металлогенической и геохимической специализации, чем напоминают плагиограниты алейского комплекса. Массивы змеиногорского комплекса прорывают и метаморфизуют вулканогенно-осадочные породы эйфель-франского возраста (мельничная, сосновская, заводская, каменевская свиты), в свою очередь прорываются гранитоидами раннекаменноугольного волчихинского комплекса.

Возраст габброидов U-Pb методом по циркону определен в двух обнажениях. На горе Милая в габброидах конкордантное значение возраста по 10 измерениям составило  $369 \pm 1$  млн лет (СКВО 3.2). Одно зерно циркона с возрастом  $388 \pm 4$  млн лет интерпретируется как захваченное. В амфиболовых кварцевых габбродиоритах массива Мохнатые Сопки к югу от с. Карамышева конкордантное значение возраста –  $377 \pm 5$  млн лет (рис. 13). Возраст гранитоидов змеиногорского комплекса, определенный по цирконам из плагиогранитов нескольких массивов U-Pb изотопным методом (SHRIMP-II) соответствует преимущественно франскому и фаменскому векам позднего девона (рис. 13):  $375,6 \pm 2,6$  млн лет (плагиограниты массива Мохнатые Сопки),  $371 \pm 4$  млн лет (плагиограниты Алейского массива около пос. Чеканово);  $368,6 \pm 4,3$  (плагиограниты Алейского массива в верховьях р. Шапариха);  $371 \pm 2$  млн лет (лейкоплагиограниты Первомайского массива);  $380,6 \pm 2,4$  и  $369,4 \pm 2,4$  млн лет (плагиограниты Новониколаевского массива в верховьях р. Таловка),  $377,7 \pm 6,1$  млн лет (меланократовые плагиограниты Екатерининского массива). Большое число определений возраста гранитоидов объясняется многократными попытками выявить ранне-среднедевонские плагиограниты алейского комплекса.

**Междуреченский plutonic complex габбро-диорит-гранодиоритовый** ( $\gamma\delta D_3 m_2$ ) представлен единственным Междуреченским массивом в северо-восточном обрамлении Золотушинской депрессии. Массив вытянут в северо-западном направлении на 23 км при максимальной ширине 4,5 км и в центральной части рассечен субширотным Алейским разломом. Магнитное поле аномальное, интенсивностью 600–2500 нТл, высокий градиент (до 500 нТл на 0,5 км) на контакте с вмещающими породами может указывать на довольно крутые углы их падения. Массив находится в градиентном гравиметровом поле и обуславливает некоторый раздув его в виде понижения. Расчетная вертикальная мощность массива достигает 6 км. Ввиду слабой обнаженности, экзоконтактовое воздействие Междуреченского массива изучено слабо. По данным бурения, он окружен зонами ороговикования по зеленосланцевым отложениям корбалихинской толщи и вулканогенно-осадочным породам девона шириной до 1000 м.

В составе массива и комплекса в целом выделяются две фазы внедрения: 1 – габбро, габбродолериты и габбродиориты, 2 – биотит-роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты. Породы массива прорваны серией даек долеритов, гранодиорит- и гранит-порфиров.

Габброиды первой фазы (на карте не показаны) слагают несколько небольших (до  $1,5 \text{ км}^2$ ) тел, выделенных по геофизическим данным и с помощью картировочного бурения среди гранитоидов второй фазы. Это темно-серые породы мелко-среднезернистой и среднезернистой структуры массивной текстуры, состоящие из плагиоклаза и пироксена.

Породы второй фазы слагают основной объем массива. На уровне современного эрозионного среза среди них выделяются породы краевой фации, представленные кварцевыми диоритами и диоритами (первая фаза кристаллизации) и породы центральной фации (вторая фаза кристаллизации) – гранодиориты. Резких контактов между теми и другими не наблюдается, хотя отчетливо проявлена петрохимическая дискретность (отсутствуют разности с содержанием  $\text{SiO}_2$  в интервале 60,7–63,7%). Плотность пород – 2,74 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагничённость ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 1276 и 142 [42].

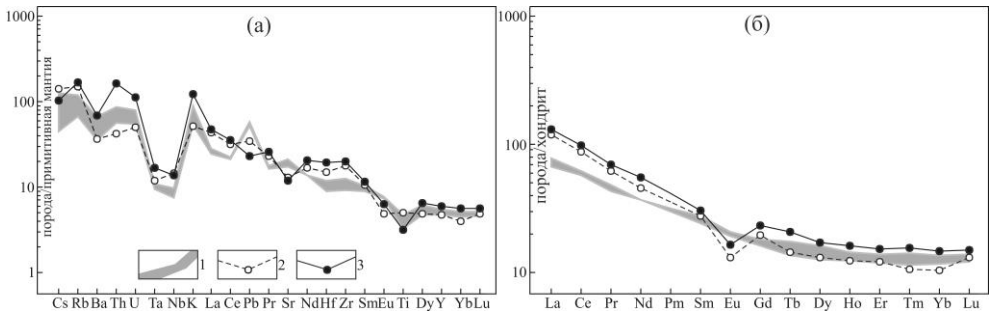
Преобладающие гранодиориты – розовато- и зеленовато-серые, серые, средне-, реже крупно- и мелкозернистые породы гипидиоморфнозернистой и комбинированной, сочетающей элементы гипидиоморфнозернистой и офитовой структур. Текстура массивная и шлировая (включения размером от нескольких до десятков см и более меланократовых пород). Породы состоят (%) из андезина ( $\text{An}_{37}$ ) – 45–55, калишпата – 10–15, зеленой роговой обманки – 15, биотита – 4, кварца – 15–17 и единичных зерен авгита. Акцессории представлены магнетитом, апатитом, цирконом, вторичные минералы – серицитом, эпидотом, актинолитом и хлоритом. Кварцевые диориты отличаются менее зернистой структурой, меньшим содержанием кварца и существенной ролью пироксена среди темноцветов. Общий минеральный состав (%) плагиоклаз – 60, диаллаг, частью замещенный амфиболом, и биотит – 25–30, кварц – 5–10, присутствуют сфен, циркон, лейкоксен, рутил, магнетит. Вторичные минералы – хлорит, эпидот, актинолит, карбонаты – 1–2.

По химическому составу породы междуручеченского комплекса нормальной щелочности с K-Na специализацией щелочей. Габброиды первой фазы характеризуются как умереннотитанистые низкожелезистые ( $\text{FeO}^* - 8,7$ ;  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - 1,3$ ), умеренноглиноземистые, высококальциевые породы известково-щелочной серии [42].

Породы второй фазы все метаглиноземистые ( $\text{A/CNK} 0,81-0,94$ ). Редко-элементный состав гранитоидов характеризуется умеренными содержаниями крупноионных и высокозарядных элементов, типичными для известково-щелочных гранитоидов. На мультиэлементных спектрах для пород характерны отрицательные аномалиями по Ta и Nb, незначительные – по Sr и Ti, положительные – по Zr и Hf (рис. 19).

Диориты первой фазы кристаллизации ( $\text{SiO}_2 55,5-57,5\%$ ) характеризуются низким содержанием РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ} 92-95$  мкг/г), умеренной фракционированностью –  $(\text{La}/\text{Yb})_N 2,38-3,14$ , Eu-минимум отсутствует или проявлен слабо ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,87-1,05$ ) (рис. 19). В тоналитах и гранодиоритах ( $\text{SiO}_2 59-68\%$ ) более высокое содержание РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ} 107,61-145$  мкг/г) сочетается с их более фракционированным распределением –  $(\text{La}/\text{Yb})_N 4,3-8,4$ , асимметричным профилем с плоской структурой средних и тяжелых РЗЭ –  $(\text{Eu}/\text{Yb})_N 1,0-1,15$  с положительной аномалией Gd и выраженным Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,62-0,71$ ).

Гранитоиды междуручеченского комплекса формировались в мезоабиссальной обстановке, на что указывают отсутствие зон закалки в эндоконтактах и невысокие значения индикаторных отношений геохимически полярных элементов:  $\text{Be}/\text{Co} - 0,003$ ;  $\text{La}/\text{Sc} - 4,03$ ;  $\text{Be}/\text{Co} - 0,1$ ;  $\text{Nb}/\text{V} - 0,14$  [42].



**Рис. 19.** Мультиэлементные диаграммы для пород междуреченского комплекса.

1 – диориты первой фазы; 2 – ксенолиты габбродиоритов в гранодиоритах; 3 – гранодиориты второй фазы.

Ранее Междуреченский массив на основании его преимущественно гранодиоритового состава относился к усть-беловскому комплексу [42, 342, 50]. Однако по изотопному датированию, усть-беловский комплекс заметно древнее (средне-позднедевонский), поэтому для сохранения индивидуальности Междуреченского массива в Рудно-Алтайской СФЗ выделен одноименный самостоятельный интрузивный комплекс. Фаменский возраст междуреченского комплекса установлен на основании прорывания и ороговикования гранодиоритами франских вулканогенно-осадочных образований каменевской свиты, а также данных определения U-Pb методом по циркону (SHRIMP) конкордантного возраста, который по 12 точкам измерений составил  $372 \pm 3,5$  млн лет (СКВО 0.79).

**Устьянский гипабиссальный комплекс гранит-лейкогранитовый** ( $\gamma, \gamma \text{LD}_{3и}$ ) объединяет гранитоиды петротипического Устьянского и Павловского массивов, северной части Локтевского массива и недавно выделенного в Раскатинском плутоне Предгорненского массива. Все массивы локализируются в полосе субширотного простираения в северном крыле Алейского разлома.

*Устьянский массив* площадью 273 км<sup>2</sup> имеет овальную форму и слабо вытянут в широтном направлении вдоль Алейского разлома. Интрузив реконструируется как двухкорневое воронкообразное тело, погружающееся в южном направлении [42]. На это указывают имеющие южное падение замеры ориентировки кристаллов плагиоклаза, чешуек биотита, мелких ксенолитов в различных частях интрузива и две отрицательные аномалии  $\Delta g$  напряженностью 8–10 мГал, располагающиеся в южной части массива в зоне субширотного Алейского разлома, позволяющие предположить там размещение его корневых частей. В южной части массив существенно эродирован, северная и северо-восточная части затронуты эрозией слабее. Магнитное поле над массивом неоднородное, слабоповышенное (100–200 нТл) с множеством мелких локальных аномалий напряженностью 300–500 нТл, фиксирующих многочисленные ксенолиты гранодиоритов и габброидов междуреченского и змеиногогорского комплексов. Вмещающими массив породами являются зеленосланцевые образования корбалихинской толщи, превращенные в контактовые роговики амфибол-плагиоклазового, афибол-кварц-плагиоклазового и кварц-

плаггиоклаз-амфиболового составов. Вблизи контактов они обильно инъецированы гранитным материалом и часто представляют собой мигматиты.

В составе комплекса выделяются [42] две фазы внедрения: 1) равномерно-зернистые и слабопорфировидные средне- и крупнозернистые лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты; 2) мелкозернистые порфировидные и равномернозернистые лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты.

Плотность гранитов – 2,59 г/см<sup>3</sup>, мелкозернистых гранитов – 2,62 г/см<sup>3</sup>. Магнитные свойства в обеих породных группах сильно изменчивы. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность варьируют ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ): в гранитах 57–3745 и 29–4308, в мелкозернистых гранитах 33–2903 и 11–341 [342].

Лейкократовые гранитоиды первой фазы образуют крупные сглаженные обнажения. В большинстве своем это массивные породы розового до мяско-красного, реже розовато-серого оттенка с порфировыми выделениями калиевого полевого шпата и обильными миароловыми пустотами. На контакте с вмещающими породами корбалихинской толщи граниты имеют мелкозернистую структуру, ширина краевой фации достигает 600–800 м. В глубину массива происходит постепенный переход от среднезернистых до крупнозернистых разновидностей. Структура гранитовая, микропегматитовая. Минеральный состав гранитов (%): кварц – 30–35, калишпат – 35–40, олигоклаз (An<sub>13–18</sub>), реже альбит-олигоклаз – 25–32, биотит – 1–5. Аксессуары представлены флюоритом, магнетитом, апатитом, цирконом, вторичные минералы – серицитом и хлоритом.

Лейкократовые гранитоиды второй фазы образуют несколько дугообразных тел и штоков среди пород главной фазы и выражаются в рельефе резкими положительными гребневидными формами. В строении наиболее крупных из них наблюдается зональность: периферия имеет тонко-мелкозернистую структуру основной массы, внутренние – мелко-среднезернистую. Это массивные породы розового, буровато-красного оттенка гранитовой структуры, по минеральному составу сходны с породами первой фазы. Из аксессуаров присутствуют флюорит, гематит, циркон, апатит. Вторичные минералы – серицит, гидрослюда, хлорит, агрегат соссюрита. Гранитоиды сопровождаются дайками мощностью 0,5–3 м, реже до 5 м, протяженностью 500–600 м, реже до 1 км, приуроченными к системе поперечных трещин, представлены аплитовидными гранитами, аплитами. Изредка встречаются пегматитовые жилы мощностью до 2 м и протяженностью до 50 м.

*Павловский массив* сложен биотитовыми лейкогранитами и редкими дайками гранит-порфиров. Он тесно спаян с Междуреченским массивом, вместе с которым расположен в градиентной зоне поля Δg, но практического влияния на нее не оказывает. Учитывая низкую плотность гранитоидов (2,59 г/см<sup>3</sup>), это может быть объяснено лишь незначительной мощностью интрузива, под которым располагаются высокоплотные зеленосланцевые породы корбалихинской толщи и гранодиориты. Массив характеризуется знакопеременным магнитным полем (колебание ±200 нТл). Лейкограниты Павловского массива прорывают плаггиограниты Алейского и гранодиориты Междуреченского массивов, а также метаморфизованные породы корбалихинской толщи. Экзоконтактовые ореолы массива в связи с плохой обнаженностью не

изучены. Эндоконтактовая фация шириной до 2 км сложена мелко-среднезернистыми порфиroidными лейкократовыми гранитами, а центральная часть – крупнозернистыми биотитовыми лейкогранитами.

Биотитовые лейкограниты – светло-серые, иногда с розоватым оттенком, слабо порфиroidные крупнозернистые массивные породы. Под микроскопом обнаруживают монцитонитовую структуру, иногда в комбинации с микропегматитовой и мирмекитовой, состоят (%) из кварца – 35, микроклинопертита – 40–45, плагиоклаза – 20, биотита (часто хлоритизированного) – 3–5, единичных зерен мусковита, магнетита, гематита, апатита, циркона.

Розовато-светло-серые мелко-среднезернистые порфиroidные граниты эндоконтактовой фации отличаются гранитовой в комбинации с микропегматитовой и мирмекитовой неравномернозернистой структурой, по составу аналогичны крупнозернистым разностям.

*Локтевский массив* ранее относился к каменноугольному волчихинскому комплексу, однако датирование лейкогранитов из Веселоярского карьера в северной половине массива показало их позднедевонский возраст. Микроклиновые биотитовые граниты в шлифах содержат флюорит и мусковит, что не характерно для змеиногорского комплекса, но свойственно гранитам Устьянскоого массива. За южной половиной Локтевского массива (южнее Алейского разлома) сохранен каменноугольный возраст, поскольку граниты прорывают отложения малоульбинской свиты среднего карбона.

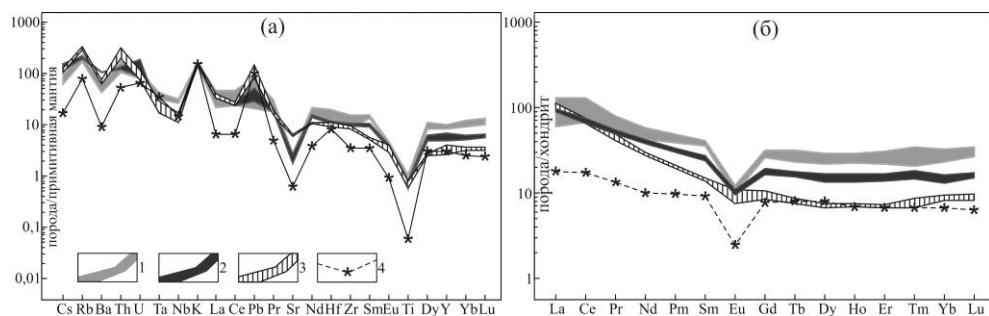
К устьянскому комплексу отнесены лейкограниты предварительно выделенного Предгорненского массива в юго-западной части Раскатинского плутона. Лейкограниты образуют массив длиной около 12 км, широкой стороной, протяженностью около 4 км, примыкающий к Алейскому разлому и выклинивающийся в северо-западном направлении. Эти лейкограниты ранее рассматривались в составе 4-й фазы змеиногорского комплекса [43]. Микроклиновые лейкограниты отличаются микропегматитовой структурой, часто содержат мусковит и пегматитовые жилы с мусковитом и ортитом.

По химическому составу породы устьянского комплекса принадлежат к калиево-натриевой гранит-лейкогранитной серии нормальной или слабо повышенной щелочности ( $\text{SiO}_2 = 72\text{--}77,8\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,6\text{--}1,9$ ). Для гранитоидов типичны пересыщенность глиноземом и высокая железистость. Среди наименее кремнекислых разностей спорадически встречаются метаглиноземистые магнезиальные породы с повышенными  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  отношениями. Редкоэлементный состав гранитоидов (рис. 20) характеризуется слабоповышенными концентрациями U, Th, Nb и Ta, умеренными содержаниями крупноинных литофильных элементов (за исключением Sr), Zr и Hf.

Другой характерной особенностью гранитоидов являются повышенные концентрации тяжелых РЗЭ и Y. Граниты обладают слабо асимметричными спектрами распределения РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 107,85\text{--}182,66$  мкг/г,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  3–5) с перегибом в районе четкого выраженного Eu-минимума ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0,32\text{--}0,36$ ). На мультэлементных диаграммах фиксируются глубокие минимумы по Sr и Ti, положительная аномалия по Th (рис. 20, а). Избирательное обеднение Nb и Ta, характерное для большинства гранитоидов Рудного Алтая, в породах устьянского комплекса проявлено слабо. Микропегматитовые граниты Предгорненского массива являются наиболее глубокими дифференциатами усть-



янского комплекса. В них самое низкое содержание редких и редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{РЗЭ } 29,35 \text{ мкг/г}$ ), но профиль распределения РЗЭ конформен устьянским лейкогранитам (рис. 20, б) при наиболее «глубоком» Eu-минимуме ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,28$ ).



**Рис. 20.** Мультиэлементные диаграммы для пород устьянского комплекса.

1 – лейкограниты Устьянского массива; 2 – лейкограниты Локтевского массива; 3 – лейкограниты Павловского массива; 4 – микропегматитовые граниты Предгорненского массива.

Устьянский массив нередко включался в состав змеиногорского комплекса, но даже внешний вид пород свидетельствует об их индивидуальности. В отличие от змеиногорских гранитоидов, имеющих серую окраску, устьянские граниты красные либо кирпично-красные, что обусловлено резким преобладанием калишпата среди полевых шпатов. В сравнении с лейкогранитами змеиногорского комплекса устьянские менее глиноземистые и обогащены редкими щелочами, K, Th, Nb, РЗЭ, Y.

Гранитоиды Павловского массива по особенностям петрохимического состава отвечают унимодальной гранит-лейкогранитовой ассоциации нормальной щелочности с преобладанием в составе пород калия над натрием. Для пород характерны низкие содержания химических элементов и кальция, повышенная глиноземистость и высокая железистость. Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется повышенными содержаниями Rb, Cs, Th, U, пониженными концентрациями Sr и Ba. Суммарные содержания РЗЭ составляют 80–115 г/т, спектры их распределения имеют асимметричную форму с  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 9\text{--}11,5$ . При этом, левые части спектров имеют ярко выраженный отрицательный уклон –  $(\text{La}/\text{Sm})_N = 6\text{--}8$ , а правые части практически горизонтальные, со слабым изгибом (рис. 20, б). На всех спектрах РЗЭ проявлен Eu-минимум, а на мультиэлементных диаграммах присутствуют отрицательные аномалии по Ta, Nb, Ba, Sr и Ti. Характерно также избирательное обогащение пород Zr и Hf относительно РЗЭ.

Гранитоиды устьянского комплекса образовались в гип-мезоабиссальной обстановке [42], на что указывают широкие зоны мелкозернистых пород в эндоконтактах, повсеместное развитие миароловых пустот и микропегматитовых структур, сравнительно высокие индикаторные отношения геохимически-полярных элементов:  $\text{Be}/\text{Ba} = 0,004\text{--}0,019$ ;  $\text{La}/\text{Sc} = 3,2\text{--}7,5$ ;  $\text{Be}/\text{Co} = 0,91\text{--}$

1,13. В гранитах Павловского массива эти показатели еще выше:  $Ve/Ba - 0,02$ ;  $La/Sc - 8,24$ ;  $Ve/Co - 5,44$ .

По геохимическим критериям геодинамическая обстановка формирования устьянского комплекса определяется как поздне- и посторогенная.

Металлогеническая специализация устьянского комплекса редкометалльная. С гранитами Устьянского массива связано бериллиевое оруденение, с лейкогранитами Павловского массива – проявления молибдена.

Позднедевонский возраст устьянского комплекса принят на основании следующих геологических данных: контактовые изменения вмещающих пород отмечены лишь в позднесилурийских–раннедевонских отложениях корбалихинской толщи, в то же время фаменские вулканогенные породы пихтовского комплекса остаются неизменными; установлены находки галек лейкократовых гранитов, по петрографическому составу аналогичных таковым из Устьянского массива, в грубообломочных отложениях пихтовской свиты фаменского возраста [42]. При определении возраста U-Pb методом по навеске циркона из гранитов первой фазы Устьянского массива получен результат  $372,1 \pm 5,6$  млн лет. Это значение совпадает с U-Pb возрастом по циркону (SHRIMP)  $376 \pm 2$  млн лет (СКВО 0.069). Близкий возраст (SHRIMP)  $374 \pm 3$  млн лет (СКВО 0.048) получен из лейкогранитов Локтевского массива (рис. 13). Граниты Павловского массива прорывают позднедевонские гранодиориты Междуреченского массива с U-Pb возрастом (SHRIMP)  $372 \pm 3,5$  млн лет (СКВО 0.79). Для двуслюдяных гранитов Павловского массива U-Pb методом по циркону (SHRIMP) получено конкордантное значение возраста  $368 \pm 2$  млн лет (СКВО 1.01).  $^{40}Ar/^{39}Ar$  методом по биотиту из Павловского массива получено значение  $334,3 \pm 1,1$  млн лет (проба 8-627 Н. Н. Крука) [42]. Этот возраст, видимо, связан с перестройкой Ar-изотопной системы в биотите при внедрении в Рудно-Алтайской СФЗ визейских гранитоидов волчихинского комплекса.

**Пихтовский вулканический комплекс базальт-дацит-риолитовый** ( $\beta$ ,  $\alpha$ ,  $\lambda$ ,  $D_3ph$ ) включает эффузивные и пирокластические образования пихтовской свиты и комагматичные субвулканические интрузии. В фаменское время в Рудно-Алтайской СФЗ действовали крупные вулканы центрального типа, сформировавшие мощные толщи вулканотерригенных, пирокластических и эффузивных пород. Широкое развитие имеют тефроидные песчаники, являющиеся продуктом эрозии палеовулканических аппаратов. Палеовулканы этого возраста не сохранились, отмечаются только их корневые части, что объясняется интенсивной эрозией вулканических сооружений в условиях мелководной обстановки. Характерной чертой этого процесса является практически одновременное возникновение вулканических сооружений и их разрушение. В качестве примера приводится описание Николаевского центра вулканизма [42].

*Николаевский палеовулканический аппарат* расположен в западной части Золотушинской депрессии. На уровне эрозионного среза обнажается только его корневая часть. Основанием постройки служат вулканогенно-осадочные породы снегиревской и каменевской свит. Постройка размером  $4,5 \times 6,0$  км сложена разнообломочными несортированными туфами среднего и основного составов, лавами и лавобрекчиями андезитов-андезибазальтов пихтовской

свиты мощностью не менее 800 м. Центральная часть постройки площадью 5 км<sup>2</sup> выполнена брекчированными андезитами жерловой фации и прорвана телом диорит-порфиритов размером 2,8 × 2 км.

В Черепановском ареале [43] комплекс представлен редкими потоками базальтоидов среди фаменских вулканогенно-осадочных пород пихтовской свиты, слагающих небольшие Маячную и Красногвардейскую депрессии близ поселков Черепановский и Красногвардейский. По геофизическим данным предполагается наличие корневой части вулканической постройки основного состава в Маячной депрессии. Базальты, по данным единичного анализа, относятся к умереннощелочной серии (Na<sub>2</sub>O – 3,36 %, K<sub>2</sub>O – 1,66 %), характеризуются умеренной титанистостью (TiO<sub>2</sub> – 1,33 %) и высокой железистостью (FeO\*/MgO – 1,55 при SiO<sub>2</sub> – 44 %). От аналогичных по основности пород каменевского комплекса отличаются более высоким содержанием щелочей.

Субвулканические интрузивы комплекса образуют штоко-, дайко-, воронкообразные тела, залегающие среди пород пихтовской, снежиревской, реже каменевской свит. Они сложены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, редко риодацитами и риолитами. Многие из них выполняют корневые части эродированных фаменских палеовулканов. Размеры субвулканических тел колеблются от 0,5 до 14,5 км<sup>2</sup>. Внедрение интрузивов в ряде случаев сопровождалось мощными взрывами, следствием которых являются обширные ореолы эруптивных брекчий. В связи с повышенной основностью пород комплекса центрам вулканизма и субвулканическим интрузивам соответствуют несколько повышенное (на 2–4 мГал) гравитационное и повышенное (300–1500 нТл) магнитное поля. Экзоконтактовые изменения проявлены незначительно.

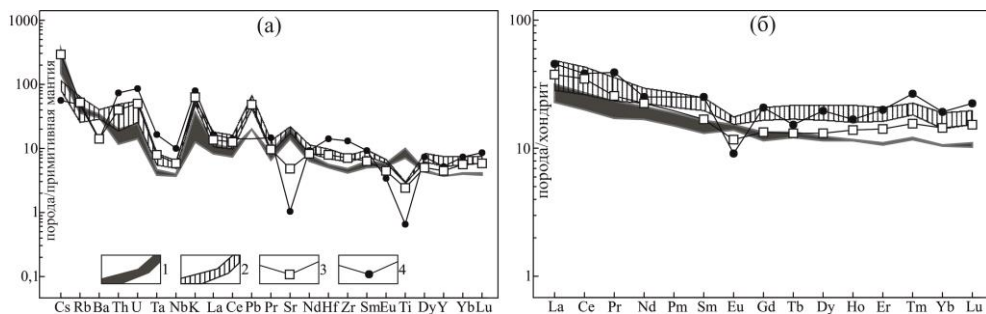
Основные породы комплекса имеют плотность 2,72 г/см<sup>3</sup>, кислые и средние – 2,64–2,68 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность варьируют ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ): в базитах 2377 и 503, в кислых и средних породах 25–41 и 3–12 [342].

Базальты представляют собой породы зеленовато-серого, темно-зеленого оттенка массивной либо миндалекаменной текстуры, порфировой структуры. Вкрапленники размером 0,4–2 мм, часто образующие гломеропорфиновые сростки в количестве 15–40 % объема породы, представлены лабрадором, центральная часть зерен сосюритизирована. Основная масса – тонкозернистая – обладает офитовой или пойкилоофитовой структурой и состоит из плагиоклаза (70 %) и интерстициального, интенсивно хлоритизированного авгита (30 %), иногда обросшего каймой бурой роговой обманки. Из акцессориев присутствуют магнетит и сфен. Миндалины в породе выполнены карбонатом, хлоритом, кварцем. Андезиты – серые с зеленоватым оттенком массивные и миндалекаменные порфировой структуры. Вкрапленники (20% объема породы) представлены плагиоклазом и единичными зернами пироксена. Основная масса микролитовая с элементами интерсертальной структуры, состоит из мелких лейст плагиоклаза и девитрифицированного стекла, иногда отмечаются мелкие зерна кварца. Миндалины (до 20 % объема породы) выполнены хлоритом, карбонатом, реже кварцем. Дациты – зеленовато-буроватые массивные, иногда флюидальные порфировой структуры. Вкрапленники (10–

25%) размером 0,4–1,5 мм представлены плагиоклазом, редко кварцем и нацело замещенным хлоритом темноцветным минералом. Основная масса фельзитовая или сферолитовая. Вторичные минералы – серицит, пелит, хлорит. Из аксессуаров встречаются магнетит, пирит. Риолиты и риодациты розовато- и зеленовато-серые массивные и флюидальные порфировой структуры. Вкрапленники (10–30% объема породы) размером 0,5–2 мм представлены кварцем, плагиоклазом и калишпатом. Основная масса сферолитовая, аллотриоморфнозернистая, фельзитовая, гранобластовая и комбинированная состоит из кварца и полевых шпатов, присутствуют ильменит и магнетит. Вторичные минералы – серицит, гидрослюда, хлорит и карбонат.

Породы комплекса занимают промежуточное положение между толеитовой и известково-щелочной сериями. Базальты и андезибазальты характеризуются повышенной железистостью ( $FeO^*/MgO - 1,8-1,9$ ), титанистостью (от 0,4 до 1,7%  $TiO_2$ ) и фосфатностью, умеренной калиевоcтью. Более кислые разности, начиная от андезитов, относятся к плюмазитовому ряду.

Породы комплекса обогащены крупноинными литофильными элементами (положительные аномалии K, Cs, Rb, Th, U на рис. 21, а) и обеднены Ta и Nb. Отмечаются противоположные тенденции в поведении Ti и Sr, которые в основных породах дают положительные аномалии, а в кислых породах – отрицательные. Кроме того, отчетливо проявлена положительная аномалия Rb, что в пользу корового происхождения комплекса. По содержаниям РЗЭ наиболее бедны базальтоиды с выраженной положительной аномалией Eu, более кислые разности отличаются Eu-минимумом, возрастающим от андезитов к риолитам. По содержанию редких элементов базальты относятся к известково-щелочным надсубдукционным и задуговым бассейнов.



**Рис. 21.** Мультиэлементные диаграммы для пород пихтовского комплекса.

1 – базальты и андезибазальты; 2 – андезиты; 3 – дациты, 4 – риолиты. Используются данные [43].

Металлогеническая специализация комплекса полиметаллическая. К вулканогенно-осадочным фациям пихтовской и снежиревской свит приурочены пункты минерализации меди, цинка и свинца.

Возраст пихтовского комплекса ограничивается фаменским ярусом верхнего девона фаунистически охарактеризованной пихтовской свиты.

**Белорецко-маркакольский гипабиссальный комплекс габбро-долеритовый** ( $\beta D_3bm$ ) включает дайки, силлы, мелкие штоки, комбинированные залежи габбродолеритов, долеритов, редко габброперидотитов и серпентинизированных пикритов, располагающиеся поясами вдоль разломов северо-западного простирания (Отрадинско-Верхалейского и Аргунихинско-Чесноковского). Кулисообразное расположение линейно-вытянутых тел указывает на их внедрение в обстановке правого сдвига-раздвига [342]. Ширина тел меняется от 2–5 м до 1–2 км, а длина – от десятков метров до 7–8 км. Серии пространственно сближенных тел комплекса фиксируются в гравитационном поле интенсивными положительными аномалиями. В магнитном поле интрузивы отражения не находят. Габбродолериты слагают центральные, а долериты – эндоконтактные части тел и самостоятельные маломощные дайки. В верховье р. Восточный Алей встречено небольшое  $200 \times 400$  м тело серпентинизированных пикритов, прорывающее породы сосновской свиты. Контакты тел с вмещающими породами четкие, иногда с серией тонких инъекций. Экзоконтактные изменения выражаются в ороговикании вмещающих пород (кварц-эпидот-актинолитовые роговики). Ширина ореолов – от нескольких десятков см до 50–100 м.

Плотность габброидов  $2,91 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 125 и 3 [43].

Габбродолериты и долериты обладают зеленовато-серой окраской, массивной, реже такситовой текстурой, средне-мелкозернистой, реже крупнозернистой структурой. Микроструктура пойкилитовая, офитовая, иногда с элементами сидеронитовой. Породы состоят (%) из лабрадора ( $An_{50-55}$ ) – 50–70, авгита – 10–25, обрастающего тонкой каймой актинолита, титаномагнетита – 5–6, иногда до 20–25. Вторичные минералы представлены альбитом, эпидотом, хлоритом, карбонатом, акцессорные – сфеном, апатитом, магнетитом.

По химическому составу долериты соответствуют умереннотитанистым слабодифференцированным ( $FeO^*/MgO - 1,3$ ) толеитам, содержания редких элементов и редкоземельный спектр наиболее близки к базитам задуговых и междуговых бассейнов (более высокие, в сравнении с уровнем N-COX, содержания Ba, Rb, слабое деплетирование по Zr и Nb [342].

Геохимические особенности рассматриваются на примере даек в бассейне р. Глубокая [342]. Характерно индифферентное поведение или положительные аномалии K, Cs, Rb, Ba, U, Ta, Sr, Ti и отрицательная аномалия Nb (рис. 22, а). В структуре распределения РЗЭ отчетливо проявлен синусоидальный характер (рис. 22, б), подобный наблюдавшемуся в габброидах массива горы Горелая и Новоалейского массива [62].

Считавшийся ранее петротипическим для белорецко-маркакольского комплекса в российском Рудном Алтае массив горы Горелая [96] показал раннекаменноугольный возраст [62] и рассматривается ниже в составе волчихинского комплекса. Остальные массивы белорецко-маркакольского комплекса, выделенные ранее [43], сохранены на геологической карте как возможные аналоги повсеместно проявленных в Горном Алтае позднедевонских автономных силлово-дайковых комплексов (урсульский габбро-долеритовый, сумультинский долеритовый). Показанные на геологической карте массивы бе-

лорецко-маркакольского комплекса требуют дополнительного изучения для обоснования нового петротипа комплекса.

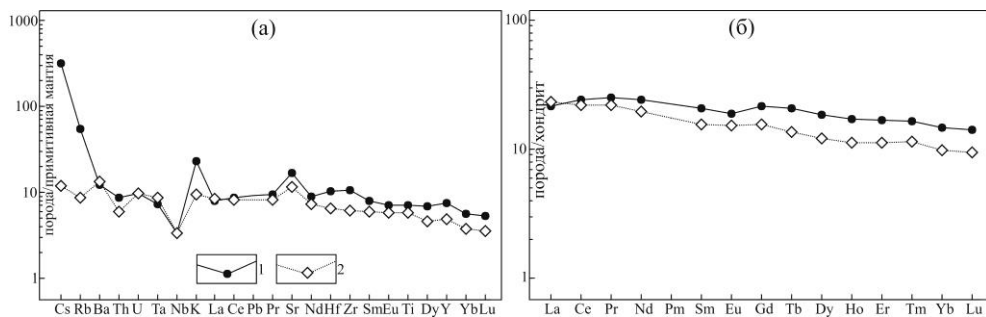


Рис. 22. Мультиэлементные диаграммы для пород белорецко-маркакольского комплекса. 1, 2 – долериты даек из бассейна р. Глубокая, по материалам [342].

В бассейне р. Глубокая с габброидами белорецко-маркакольского комплекса связана прожилково-вкрапленная медно-пирротиновая с арсенопиритом и золотом минерализация, а с массивом пикритов – Ni-Co минерализация. Интрузии иногда сопровождаются убогой медной и железорудной мби-нерализацией.

Габброиды белорецко-маркакольского комплекса прорывают отложения среднего и верхнего девона и уже в виде галек отмечаются в основании нижнего карбона [103]. Возрастные соотношения пихтовского и белорецко-маркакольского комплексов не установлены, поскольку они пространственно разобщены. Возможно, в пользу относительно древнего возраста белорецко-маркакольского комплекса косвенно указывает пространственная и петрохимическая близость с позднеживетско-франскими базальтами Шипуновского прогиба [342].

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### Алтае-Салаирская складчатая система

**Харловский плутонический комплекс граносиенит-монциодорит-габбровый** ( $\epsilon v, \gamma \xi C_1 h$ ) представлен двумя массивами – Харловским и Сурьинским. Петротипический Харловский массив расположен в правом борту р. Чарыш в зоне влияния Чарышско-Теректинского глубинного разлома, разделяющего Чарышско-Чуйскую и Чарышско-Талицкую СФЗ, и представлен в плане изометричным телом площадью 10 км<sup>2</sup>. Массив имеет сложное строение, на поверхности он представлен на 75 % габброидами и на 25 % – гранитоидами. На аэро-космофотоматериалах интрузив дешифрируется как кольцевая структура, образованная округлой котловиной на месте габброидов,

окаймленной валом устойчивых к выветриванию роговиков. В гравитационном и магнитом полях интрузив выражается положительной аномалией интенсивностью до 50 мЭ. По гравиметрическим данным, на глубине салические породы вытесняются габбро, образующими штокообразное тело, круто наклоненное на юг, подошва которого предполагается на глубине не менее 3 км.

В составе комплекса выделены четыре фазы внедрения [163, 59]: 1) расслоенные умереннощелочные высокотитанистые габброиды (75 %); 2) повышеннотитанистые биотит-амфиболовые умереннощелочные диориты и монцодиориты (3,5 %); 3) повышенно-титанистые биотит-амфиболовые кварцевые монцодиориты (12 %); 4) миароловые амфибол-биотитовые граносиениты (9,5 %). Кроме того, в пределах массива в гомодромной последовательности внедрились три группы даек: долериты и андезитовые порфириты, гранодиорит-порфиры, микросиениты и аплиты.

Габброиды первой фазы внедрения слагают центральную часть массива и представлены расслоенными лейко- и мезократовыми безоливиновыми, реже оливинсодержащими габбро и титаномагнетитовыми оливиновыми меланогаббро и клинопироксенитами. Иногда в составе первой фазы отмечаются амфиболовые габбро, троктолиты, анортозиты, габбронориты, микрогаббро и беербахиты [163]. Контакты первой фазы с осадочной рамой не наблюдались; по всему периметру массива габброиды отделены от пород суеткинской свиты прерывистой каймой монцодиоритов второй фазы внедрения. Расслоенность в габброидах проявляется в виде чередования светлых и темных полос, отличающихся меланократовостью, часто зернистостью и структурой. Мощность отдельных слоев меняется в широких пределах от 0,6 см до 40 м и более. Массив имеет концентрически-зональное строение с падением слоев к центру под углами 60–70°.

Титаномагнетитовые оливиновое и безоливиновое габбро представляют собой темно-серые до черных мелко-среднезернистые массивные, изредка трахитоидные породы. Они состоят (%) из лабрадора ( $An_{63-70}$ ) – 43, титанавгита или авгита – 29, оливина – 11, рудных (магнетит, ильменит, гематит) минералов – 15, керсутита – до 1, редко оранжевого биотита, аксессуарных апатита, сфена. Габброиды характеризуются весьма высокой титанистостью ( $TiO_2$  5 %).

Вторая фаза представлена небольшими телами мелкозернистых умереннощелочных диоритов и дайками диорит-порфиритов, распространенными в периферических частях массива, вдоль контактов габбро с роговиками или кварцевыми монцодиоритами. Диориты обладают призматически-зернистой, участками гипидиоморфнозернистой структурой с зональным плагиоклазом (ядра  $An_{63-65}$ , края  $An_{28-32}$ ). В их составе постоянно присутствуют кварц и калишпат. Темноцветы представлены зеленовато-бурой роговой обманкой и бурым пластинчатым биотитом – среднежелезистым лепидомеланом. Отмечается повышенное содержание магнетита и преобладание циркона над апатитом. Апатит представлен двумя видами – бесцветными прозрачными удлиненно-призматическими кристаллами и серыми полупрозрачными короткостолбчатыми зернами.

Третья фаза образована серыми и розовато-серыми биотит-рогообманковыми кварцевыми монцодиоритами, которые в виде жилообразных апофизов глубоко внедряются в габбро, диориты предыдущих фаз и вмещают ксенолиты этих пород. Кварцевые монцодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, в них постоянно присутствует калишпат, роговая обманка преобладает над биотитом. Плагиоклаз (ядра  $An_{45-57}$ , края  $An_{20-23}$ ) нередко корродируется калишпатом. Буровато-зеленая роговая обманка часто образует сростки с густо-коричневым биотитом – лепидомеланом. Породы содержат значительное количество ильменита, титаномагнетита, апатита и циркона.

Граносиениты четвертой фазы слагают небольшой шток на юге массива в районе горы Вострушка. Среднезернистые граносиениты центральной части штока ближе к краям постепенно сменяются мелкозернистыми породами, эндоконтактная зона на отдельных участках представлена граносиенит-порфирами. Линия контакта срезает полосчатость в габбро, которые в контакте амфиболизированы и эпидотизированы.

Граносиениты – розовато-серые рогообманково-биотитовые породы с массивной, участками миароловой текстурой и порфиroidной структурой за счет вкрапленников плагиоклаза (3–5 мм), калишпата (4–10 мм), реже биотита и роговой обманки. Плагиоклаз во вкрапленниках варьирует от  $An_{37-40}$  в центре до  $An_{8-13}$  в краевой зоне, в основной массе –  $An_{12-20}$ . Биотит и роговая обманка представлены наиболее железистыми густо плеохроирующими разновидностями. Кроме циркона и апатита присутствуют монацит, ильменит, буровато-розовый гранат, золото (1 зерно).

В составе габбровой фазы Харловского массива присутствуют три породные группы: субультрамафитовая, мафитовая и анортозитовая [163]. Субультрамафитовая включает рудные оливиновые и безоливиновые меланогаббро, мафитовая объединяет лейко- и мезогаббро, а также часть наиболее лейкократовых меланогаббро. Самые лейкократовые габбро и анортозиты представляют анортозитовую группу. Все три группы базитов обладают общими чертами состава, такими как железистый и весьма высоконатриевый уклон, весьма высокая титанистость. Для субультрамафитов характерны мелагаббровый уклон и низкие содержания кремнезема (типичные для титаномагнетитовых габбро), низкая общая щелочность, крайне низкая глиноземистость, умеренно высокая анортозитовость и крайне высокая титанистость. Мафитовая группа составов характеризуется преобладанием мелагаббро, умеренно низкощелочного, низкоглиноземистого уклонов. Анортозиты, кроме уровня меланократовости, отличаются крайне высокими глиноземистостью и анортозитовостью.

Составы сиенитоидной группы эволюционируют от меланодиоритового до мелагранитового классов, обладают умеренно щелочным, среднеглиноземистым, низкоанортозитовым, железистым и натриевым уклонами. Для них характерны высокая титанистость и повышенные содержания  $P_2O_5$  (за исключением граносиенитов). Дайковые породы сходны по составу с соответствующими им по кремнекислотности полнокристаллическими разновидностями пород массива.

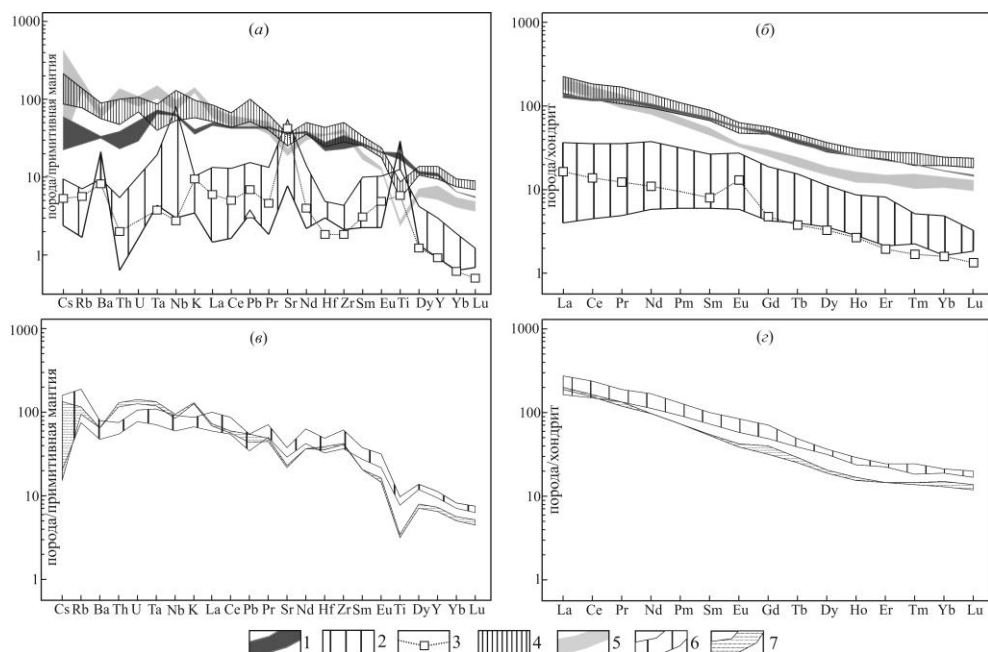
Дайки розовых микрограносиенитов прорывают габбро и дайки диорит-порфиритов и пересекаются более поздними дайками долеритов и андезитов.



базальтовых порфиритов. В южной части массива через вершину горы Вострушка проходит дайковый пояс северо-западного простирания, представленный дайками андезибазальтовых порфиритов и секущих их гранодиорит-порфиритов. Этот дайковый пояс вкрест протирания пересекается тектонической зоной, насыщенной жилами аплитов и микрограносиенитов.

Габброидная фаза характеризуется повышенным содержанием редких и редкоземельных элементов в мезократовых и лейкогаббро и обедненностью в высокотитанистых меланогаббро и анортозитах (рис. 23).

Высокотитанистые габброиды обеднены также крупноионными литофилами: Cs, Rb, Ba, Th, U. Для габброидной группы характерно отсутствие отрицательных аномалий или даже положительные аномалии Ti, Ta, Nb (рис. 23), что свойственно внутриплитному магматизму. Сиенитоидная группа более обогащена редкими и редкоземельными элементами с отрицательными аномалиями Sr и Ti (рис. 23). Дайковая серия по редкоэлементному составу подобна сиенитоидной группе. Отсутствие Eu-минимума почти во всех породах указывает на низкую фугитивность кислорода при их кристаллизации.



**Рис. 23. Мультиэлементные диаграммы для пород харловского комплекса:**

*а, б* – Харловский массив, *в, г* – дайки в Харловском массиве. 1–3 – первая фаза: 1 – высокотитанистые мезократовые и лейкокатовые габбро ( $\text{TiO}_2$  3,36–4,07 %); 2 – высокотитанистые меланогаббро и анортозиты ( $\text{TiO}_2$  5,80–6,55 %); 3 – умеренно титанистые анортозиты ( $\text{TiO}_2$  1,17 %), 4 – монцодиориты, кварцевые монциты и кварцевые сиениты третьей фазы; 5 – граносиениты четвертой фазы. Дайки: 6 – трахиандезибазальтовые порфириты и керсантиты; 7 – граносиенит-порфиры ( $325,2 \pm 5$  млн лет).

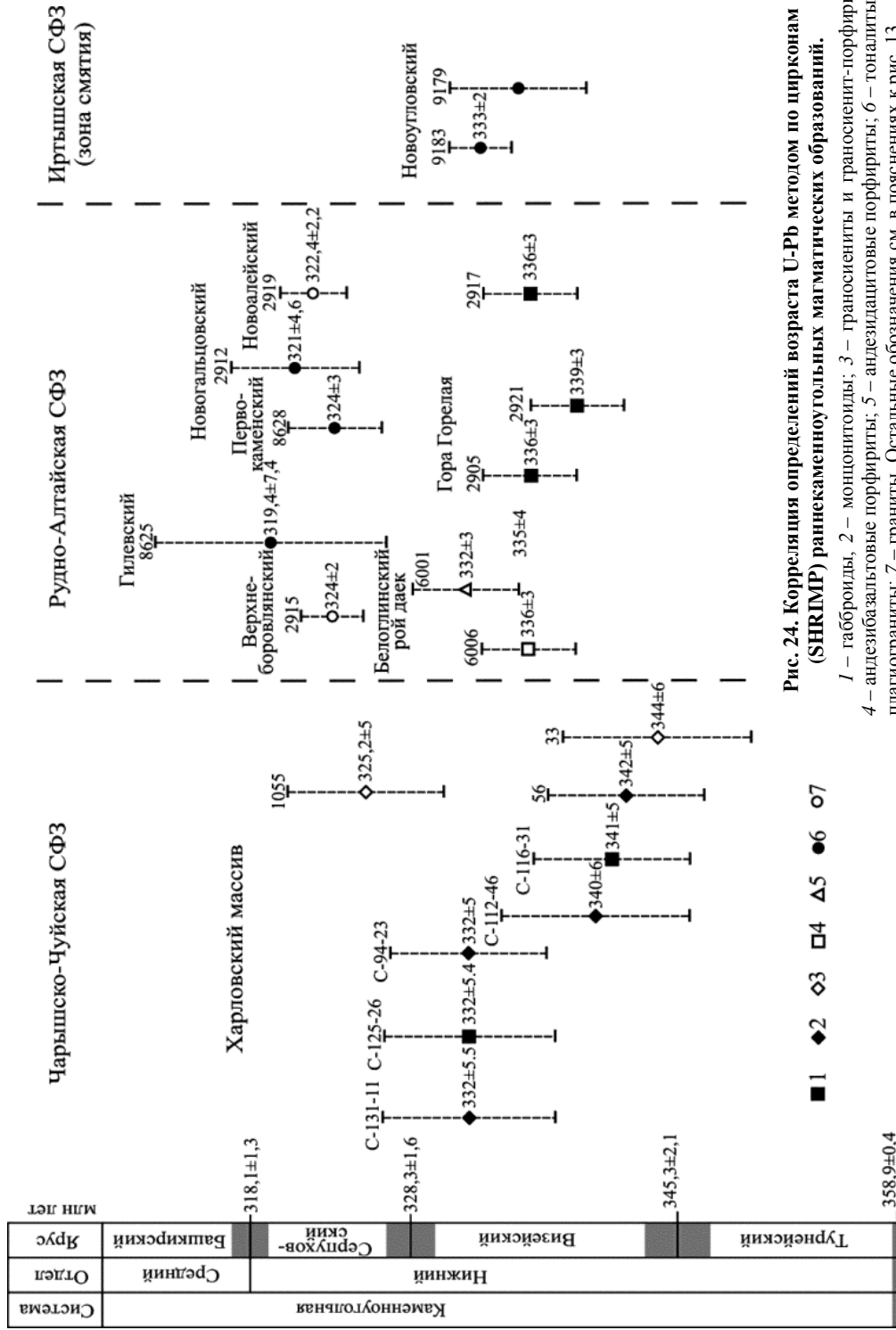


Рис. 24. Корреляция определений возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) раннекаменноугольных магматических образований.

1 – габброиды, 2 – монцититоиды; 3 – граносиениты и граносиенит-порфиры; 4 – андезибазальтовые порфиры; 5 – андезидацитовые порфиры; 6 – тоналиты и плагиограниты; 7 – граниты. Остальные обозначения см. в пояснениях к рис. 13.

Габброидная фаза характеризуется положительными (мантийными) величинами деплированного источника  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +7,9 до +8,5 и отрицательной величиной  $\epsilon_{Sr}(T)$  -16,64. Nd-модельный возраст протолита  $T_{NdDM_{2st}}$  0,44–0,46 млрд лет. В сиенитоидах снижается величина  $\epsilon_{Nd}(T)$  до +1,9, фиксируется положительная величина  $\epsilon_{Sr}(T)$  +8,3 и значительно больше Nd-модельный возраст протолита  $T_{NdDM_{2st}}$  0,96 млрд лет, что может указывать на участие в расплавах вещества древней коры. Вероятно, мантийный очаг эволюционировал в рамках мантийной последовательности от плюмового источника типа PREMA с возрастом протолита 0,44 млрд лет в сторону современного среднего состава Земли, за счет вовлечения в процесс магмообразования нижней части континентальной литосферы с возрастом протолита около 1 млрд лет.

С Харловским массивом генетически связано месторождение ванадий-титано-железных руд. Кроме Харловского интрузива вблизи северной рамки площади известен Сурьинский массив титаномагнетитовых габбро, расположенный в 35 км к северо-северо-западу от Харловского массива. Диаметр магнитной аномалии по изолинии 6 мЭ составляет 300 м. Приповерхностная часть Сурьинского тела представлена мощной (до 20 м) корой выветривания мафического профиля. Ниже (до глубины 82 м), как показала пробуренная в эпицентре аномалии скважина, залегают титаномагнетитовые габбро с содержаниями  $TiO_2$  – 2,97–5,95, FeO – 17–30 %.

U-Pb методом по циркону (SHRIMP II) по семи пробам из габбро, монцодиоритов и граносиенитов Харловского массива получены значения возраста от  $344 \pm 6$  до  $331,7 \pm 4,9$  млн лет (рис. 24). Конкордантный возраст дайковых роговообманковых граносиенит-порфиров по циркону составил  $325,2 \pm 5$  млн лет (СКВО 1.8). Эти данные свидетельствуют о раннекаменноугольном времени формирования харловского комплекса.

**Терехтинский гипабиссальный комплекс габбро-долеритовый** ( $vP_{3t}$ ) является автономным, так же, как позднедевонские белорецко-маркакольский и урскульский. Его дайки выделены в Рудно-Алтайской, Чарышко-Чуйской и Чарышко-Галицкой СФЗ.

В Рудно-Алтайской СФЗ к терехтинскому комплексу относились линейные пояса даек, мелких штоков, приуроченных к глубинным разломам субширотного простиранья. В пределах Рудного Алтая интрузивы образуют два разобщенных ареала, Белоглинский и Мохнатинский, но датирование даек Белоглинского ареала показало их раннекаменноугольный возраст. Мохнатинский ареал прослеживается вдоль южного и юго-восточного контакта Саввушинского гранитного массива. Он связан с субширотным нарушением, ограничивающим гранитоидный массив с юга. Кроме того, видимо, есть пояс даек вдоль Варшавского надвига, ориентировка даек в нем тоже субширотная (аз. 280°). Дайки сложные, в мощных дайках центральная часть сложена габбро и граббродолеритами.

Плотность габброидов – 2,97 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 652 и 425 [43].

Долериты – темно-зеленовато-серые, серые, иногда черные массивные породы мелко-, реже среднезернистой (для наиболее крупных тел и центральных частей мощных даек) структуры. Микроструктура офитовая, пойкилитовая. Сложены зональным плагиоклазом (центральная часть – битовнит

(An<sub>74-75</sub>), краевая – андезин (An<sub>50</sub>), пироксеном (диопсид и титанавгит), почти повсеместно замещенным роговой обманкой. Вторичные минералы представлены уралитом, хлоритом, эпидотом, сосюритом, акцессорные – титаномагнетитом, ильменитом, апатитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, баритом.

По сравнению с урскульским комплексом, в терехтинских долеритах значительно выше содержание TiO<sub>2</sub> 3,19–3,50 %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,51–0,67 %, а также редких элементов (мкг/г): Zr 264–276; Nb 27–30; Ta 1,64–1,66 и гораздо ниже содержания Sr 73,8–77 и Ni 28–34. На рис. 10 отчетливо видны противоположные тенденции в поведении для крупноионных литофилов (Cs, Rb, Th, Ba), положительные аномалии Ta и Nb, а также значительно более высокое содержание PЗЭ ( $\Sigma$ PЗЭ 151,8–157,2 мкг/г), их более высокая фракционированность – (La/Yb)<sub>N</sub> 3,97–4,57 и слабо проявленный Eu-минимум (Eu/Eu\* 0,85–0,94), указывающий на небольшое фракционирование плагиоклаза из расплава.

Геодинамическая обстановка формирования долеритов терехтинского комплекса внутриплитная и предположительно связана с активностью Сибирского суперплюма.

Металлогеническая специализация терехтинского комплекса не проявлена.

Возраст терехтинского комплекса определяется только по геологическим данным. Его дайки прорывают бухтарминскую и ульбинскую свиты турнейского и визейского возрастов, а также гранитоиды главных фаз волчихинского комплекса и в свою очередь срезаются раннетриасовыми гранитоидами Саввушинского массива синюшинского комплекса [43]. Учитывая, что граниты синюшинского комплекса формировались с самого начала триасового периода (252 млн лет), возраст терехтинского комплекса принимается позднепермским.

## Обь-Зайсанская складчатая система

**Волчихинский гипабиссальный комплекс габбро-тоналит-гранитовый** ( $\nu C_1\nu_1$ ;  $q\delta$ ,  $\gamma\delta$ ,  $\rho\gamma C_1\nu_2$ ;  $\gamma C_1\nu_3$ ;  $l\gamma C_1\nu_4$ ;  $\alpha\beta\pi C_1\nu$ ;  $\gamma\pi C_1\nu$ ) представлен в Иртышской и Калба-Нарымской СФЗ, где вскрыт только единичными скважинами, и более широко в Рудно-Алтайской СФЗ, где хорошо изучен. В Калба-Нарымской и Иртышской СФЗ габбро-гранодиорит-гранитовые массивы ранее относились к прииртышскому комплексу позднего карбона – ранней перми [342], однако U-Pb датирование гранитоидов показало раннекаменноугольный возраст [64]. В Рудно-Алтайской СФЗ волчихинский комплекс образует две ветви линейно расположенных тел, контролируемых разломами северо-западного направления. Западная ветвь (Орловский ареал) объединяет Антошихинский и Сугатовско-Шемонаихинский массивы. Восточная ветвь (Боровлянский ареал) приурочена к северо-восточному крылу Алейского поднятия и представлена массивом горы Горелая, Гилевским, Сосновским, Новоалейским, Первокаменским и Верхнеборовлянским массивами.

В Иртышской СФЗ буровыми скважинами выявлено наличие двух более крупных гранитоидных массивов: Ракитинского и Новоугловского, несколько других мелких тел гранитоидов, а также габброидных массивов Магистрального и Горшинского, которые объединялись в каменноугольно-пермский прииртышский диорит-гранодиорит-гранитогнейсовый комплекс [342, 343]. Из-за небольших размеров и близости петрофизических характеристик с вмещающими породами иртышского метаморфического комплекса массивы не отражаются в геофизических полях. Для них характерна удлинненно-линзовидная форма и конформность вмещающим структурам.

Размеры массивов варьируют в широких пределах от 4 км в поперечнике, при протяженности более 15 км, до жилообразных тел мощностью в первые десятки сантиметров. Контактные изменения гранитоидов на вмещающие метаморфические породы иртышского комплекса выражены преимущественно амфиболизацией, отмечаются мигматиты, скарны, скарноиды, пироксен-скаполитовые, кумингтонит-альбитовые и нефелин-альбитовые породы [357].

Дайковая серия волчихинского комплекса изучена в Белоглинском рое даек протяженностью около 20 км, приуроченному к субширотному Новокамышинскому разлому. Дайки имеют простирание, близкое к широтному и крутое падение. Мощность тел колеблется от первых до 100 м, длина – от нескольких десятков метров до 3 км. Экзоконтактные изменения во вмещающих породах проявлены на расстоянии до 3 м. Ранее Белоглинский ареал даек относился к пермо-триасовому терехтинскому комплексу [43]. Тела сложены долеритами, амфиболизированными долеритами, андезибазальтовыми и андезидацитовыми порфиридами, диорит-порфиридами, кварцевыми диорит-порфиридами, гранодиорит-порфирами, реже гранит-порфирами. Дайки диоритоидов пересекают дайку калиевых гранитов, предположительно змеиногорского комплекса, смешение которой указывает на правостороннюю кинематику перемещений по субширотным трещинам при внедрении даек среднего состава. Мощность тел колеблется от первых до 100 м, длина – от нескольких десятков метров до 3 км.

В составе комплекса выделяются четыре фазы внедрения: первая – габброиды, вторая – гранодиориты, плагиограниты и меланограниты, третья – граниты, четвертая – лейкограниты. Интрузивные массивы сопровождаются жилами и дайками долеритов, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов, гранит-порфиритов, мусковитовых гранитов.

Габброидная фаза представлена габбродолеритами массива горы Горелая, ранее относившимся к белорецко-маркакольскому комплексу [43] и Новоалейским массивом, сложенным габбро, габброноритами, диоритами и кварцевыми диоритами, ранее относившимися к позднедевонскому змеиногорскому комплексу [43], а также несколько мелких (до 4 км<sup>2</sup>) линейно-вытянутых и серповидной формы (в плане) тел среди позднедевонских и каменноугольных отложений Раздольнинской и Луговской синклиналей. Вторую фазу представляют гранодиориты, плагиограниты и меланограниты, слагающие Гилевский, Сугатовско-Шемонаихинский, Первокаменский и Верхнеборовлянский массивы, третью – граниты Сосновского и Антошихинского массивов, четвертую – лейкограниты, слагающие небольшие тела в Верхнеборовляном массиве. Массивы сопровождаются жильными и штокообраз-

ными телами долеритов, диорит-порфиритов, гранит-порфириров, мусковитовых гранитов.

В геофизических полях массивы комплекса отображаются по-разному, в зависимости от размера и преобладающего состава. Сосновскому массиву соответствует интенсивная гравитационная аномалия. Массив реконструируется как изометричное штокообразное тело значительной мощности. Магнитное поле над ним спокойное, близкое к нулевому. Сосновскому и Первокаменскому массивам в плане соответствует интенсивная гравитационная аномалия с минимумом над восточной частью Сосновского массива, позволяющая предположить единую для них корневую часть. Верхнеборовлянский массив также фиксируется пониженным на 8–10 мГал гравитационным полем. Сосновский массив реконструируется как изометричное штокообразное тело, а Первокаменский – как пластина, полого погружающаяся в северо-западном направлении. Магнитное поле над Сосновским массивом ровное, спокойное, близкое к нулю. Верхнеборовлянский и Первокаменский массивы характеризуются знакопеременным магнитным полем интенсивностью от –200 до +300 нТл. В области экзоконтакта последний окружен цепочкой мелких высокоинтенсивных аномалий напряженностью 500–700 нТл над ороговевшими нижнепалеозойскими породами. Антошихинский массив в гравитационном поле не выделяется, по-видимому, из-за незначительной мощности, магнитное поле над гранитоидами повышенное – до 200–300 нТл. На этом фоне отмечаются резкие аномалии небольшого размера интенсивностью 1000–1200 нТл, отвечающие телам габброидов. Физические свойства пород варьируют в широких диапазонах: плотность от 2,59 до 2,90 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 52–1440 и 11–217 [342].

Экзоконтактовые изменения гранитоидов выражаются в образовании пятнисто-полосчатых альбит-эпидот-актинолитовых роговиков по девонским вулканогенно-терригенным породам и терригенным породам корбалихинской толщи. Наиболее широкий ореол контактово-измененных пород отмечается над северо-западной частью Сугатовско-Шемонаихинского массива.

Габбродолериты массива горы Горелая состоят (%) из лабрадора (An<sub>50–65</sub>) – 50–70, авгита – 10–35 с каймой актинолита, оливина – 0–10, титаномагнетита – 5–6. Габбро Новоалейского массива (минеральный состав, %): плагиоклаз (An<sub>60–70</sub>) – 55–60, гиперстен – 10–15; клинопироксен – 10–30; оливин – 0–10; роговая обманка – 10–15; титаномагнетит – 1–2.

Габбродиориты серого с буроватым оттенком, темно-серого цвета массивной и порфировидной, мелко-среднезернистой структуры. Состоят (%) из олигоклаз-андезина – 50–60, темно-зеленой роговой обманки – 25–35, клинопироксена – 5–10, магнетита – до 5, кварца – 5–10. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, из аксессуариев встречаются сфен, магнетит и другие минералы. По химическому составу габбро характеризуются как низкотитанистые умеренно железистые (FeO\*/MgO – 1,9) известково-щелочные породы.

Тоналиты, плагиограниты, гранодиориты и меланограниты второй фазы – серые, светло-серые, иногда с розоватым оттенком массивные и гнейсовидные породы средне-, реже крупнозернистой гипидиоморфнозернистой струк-

туры. Породы состоят из андезина ( $An_{30-33}$ ) – 50–59, кварца – 16–25, переменных количеств биотита – до 12 и роговой обманки – до 30, микроклина – 6–10. Внешне они неотличимы от крупнозернистых плагиогранитов алейского и змеиногорского комплексов. В приконтактных частях массивов гранитоиды становятся более мелкозернистыми, обогащаются роговой обманкой. Породы характеризуются умеренными глиноземистостью ( $A/CNK$  от 1,0 в плагиогранитах до 1,06 в тоналитах), железистостью ( $FeO^*/MgO$  – 3,4–4,2) и резким преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ .

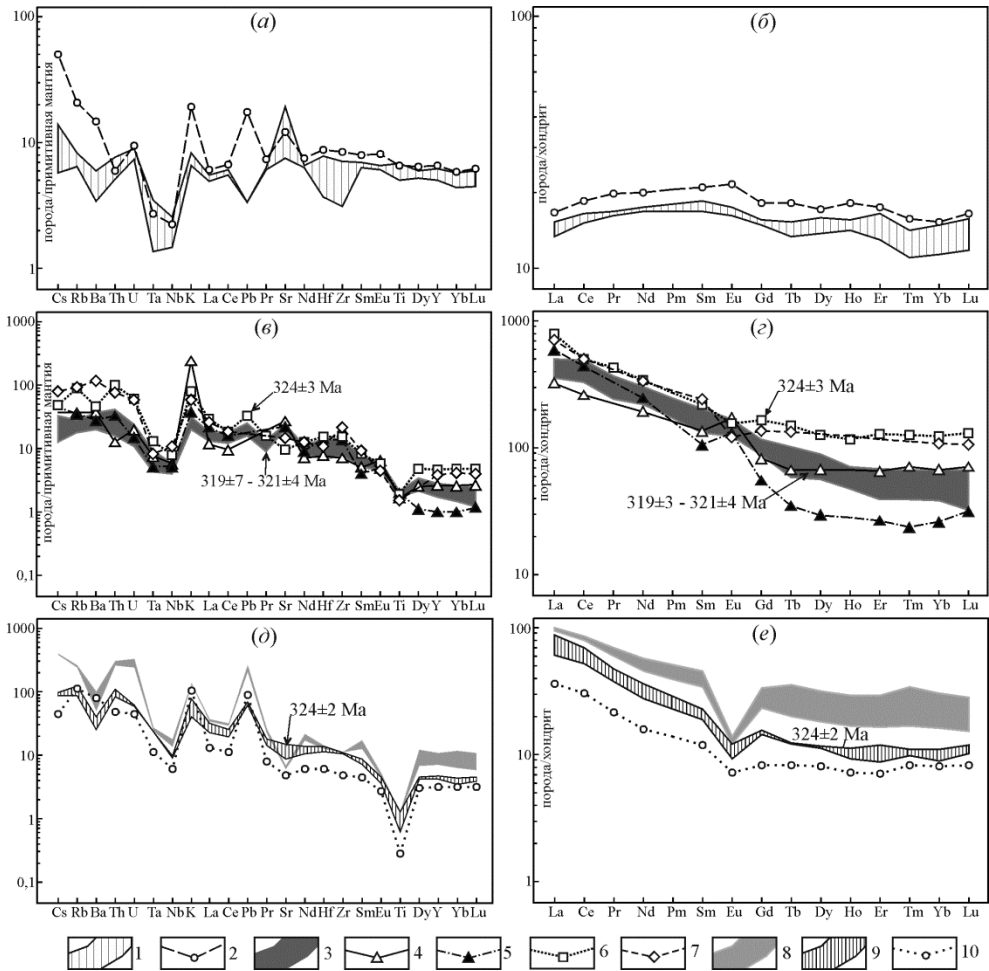
Граниты третьей фазы – серые, желтовато- и розовато-серые массивные равномернозернистые средне-крупнозернистые или слабопорфировидные гранитовой, в сочетании с монцонитовой, структуры. Породы состоят (%) из кварца – 22–30, олигоклаз-андезина ( $An_{20-31}$ ) – 45–54, калиевого полевого шпата – 17–21, биотита – 5–10, акцессорных апатита, циркона и магнетита. В сравнении с породами второй фазы граниты обогащены  $K_2O$  и обеднены железом ( $FeO^*/MgO$  – 2,9). Часто граниты слабо грейзенизированы.

Биотитовые и двуслюдяные лейкограниты четвертой фазы – светло-серые, буровато-серые массивные крупно- и среднезернистые породы, состоящие (%) из альбита ( $An_{6-9}$ ) – 30, кварца – 25, микроклина – 35, биотита и мусковита – 10. Петрохимически характеризуются как повышено глиноземистые ( $A/CNK$  1,07) весьма низкоанортитовые, переходные к умереннощелочным породам калиево-натриевого ряда.

В габбродолеритах массива горы Горелая отмечаются повышенные содержания крупноионных литофилов – K, Cs, Rb, Ba, Pb, Sr, по сравнению с высокозарядными элементами – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и легким РЗЭ (La, Ce, Nd) ( $\Sigma$ РЗЭ 29,92–46,98 мкг/г,  $Eu/Eu^*$  1,06–1,10) (рис. 25). Габброиды Новоалейского массива беднее: Cs, Rb, Ba, Pb и РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ – 39,8–39,9,  $Eu/Eu^*$  – 1,03). Графики распределения РЗЭ, с характерной сигмоидальной конфигурацией, конформны габбродолеритам массива горы Горелая. Габброиды этих массивов имеют низкое содержание  $P_2O_5$  – 0,072–0,099%, их оливинсодержащие разности неотличимы друг от друга и характеризуются повышенным содержанием Cr – 347–469 и Ni – 136–150 мкг/г. Обогащенные плагиоклазом разности габброидов Новоалейского массива ( $Al_2O_3$  – 19,4%) отличаются резко выраженной положительной аномалией Sr, содержат меньше (мкг/г): Cr – 174, Ni – 16,7, Zr – 32,7 и Hf.

Для пород второй фазы характерны однотипные левые части спектров распределения редких элементов, с близкими значениями Rb, Ba и легких РЗЭ, концентрирующихся в биотите (Sr и Eu), концентрирующихся в плагиоклазе (Zr и Hf), концентрирующихся в амфиболе. Значительные отличия обнаруживаются в правой части спектров.

За счет резкого обеднения лантаноидами иттриевой группы спектры биотитовых плагиогранитов сильно фракционированы ( $(La/Yb)_N = 21,5$ ,  $Sr/Y = 103$ ), четко проявлена положительная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 1,6$ ). Резкое различие концентраций тяжелых РЗЭ (в 3–5 раз) в двух типах плагиогранитов (при близости остальных геохимических характеристик) не может быть следствием одних только вариаций содержаний темноцветных минералов и, вероятно, объясняется разными условиями формирования первичных расплавов, а именно – вариациями содержаний граната в респите.



**Рис. 25. Мультиэлементные диаграммы для пород волчихинского комплекса Рудно-Алтайской СФЗ:**

*а, б – первая фаза:* 1 – Новоалейский массив ( $336 \pm 3$  млн лет); 2 – массив горы Горелая ( $339 \pm 3$  млн лет); *в, г – вторая фаза:* 3 – амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты (р. Щелчиха ( $319 \pm 7$  млн лет), р. Моховушка, Алейский массив ( $321 \pm 4,6$  млн лет), 4 – плагиограниты (р. Моховушка), 5 – тоналиты (р. Щелчиха); 6 – плагиограниты Первокаменского массива ( $324 \pm 3$  млн лет), 7 – плагиограниты Верхнеборовлянского массива; *д, е – третья и четвертая фазы:* 8 – граниты Сосновского массива; 9–10 – Верхнеборовлянский массив: 9 – биотитовые граниты и лейкоплагиограниты ( $324 \pm 2$  млн лет); 10 – мусковитовые лейкограниты.

Тоналиты по редкоэлементному составу близки к амфиболовым плагиогранитам. Обе группы пород имеют близкие слабо асимметричные спектры РЗЭ –  $(La/Yb)_N$  4,1–7, слабую Eu-аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,8–1,1$ ) и однотипные спектры тяжелых РЗЭ. За счет максимума по Sr тоналиты отличаются более высоким отношением  $St/Y = 48$ .



В третьей фазе максимальной калиевой щелочности  $K_2O \geq Na_2O$  достигают биотитовые граниты Сосновского массива ( $K_2O$  3,84–3,91%), а также двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты Верхнеборовлянского массива ( $K_2O$  3%). В Сосновском массиве содержание РЗЭ более высокие ( $\Sigma$ РЗЭ 122,79–146,06 мкг/г) с относительно плоской структурой распределения –  $(La/Yb)_N$  2,93–5,82 и хорошо проявленным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,35–0,43). Верхнеборовлянские граниты обеднены РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 46,22–98,95 мкг/г) с более фракционированным распределением –  $(La/Yb)_N$  4,29–9,18 и менее проявленной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^*$  0,56–0,73).

Андезитоиды Белоглинского роя даек относятся к известково-щелочной серии. При одинаковом уровне магнезиальности ( $FeO^*/MgO = 2,10–2,13$ ), более кислые разности богаче глиноземом ( $A/CNK$  0,82 и 1,07 соответственно). Андезибазальтовые порфириды имеют более низкие содержания K, Cs, Rb, Ba, но характеризуются повышенным содержанием РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 119,91 мкг/г с плоской структурой распределения  $(La/Yb)_N$  2,49 и слабо выраженным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,89). Андезидацитовые порфириды беднее РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 96,13 мкг/г) с более фракционированной структурой  $(La/Yb)_N$  6,41 и незначительным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,84). В обоих типах пород проявлены отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti и, несмотря на высокое содержание плагиоклаза, отсутствует положительная аномалия Sr.

Изотопный состав Nd сходен в габброидах первой фазы: массив горы Горелая  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1933$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513006$ ;  $\epsilon_{Nd}(T_{340}) = +7,3$ ; Новоалейский массив  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1983$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513090$ ;  $\epsilon_{Nd}(T_{340}) = +8,8$ . На основании изотопных и геохимических данных, можно полагать, что родоначальная магма габброидов является производной деплетированного источника N-MORB-типа литосферной мантии (отношение  $La/Nb$  в габброидах горы Горелая 2,0–2,69, в Новоалейском массиве 2,16–3,27).

Плагиограниты второй фазы волчихинского комплекса, недавно подробно охарактеризованные (гилевский комплекс по материалам [50]), являются результатом плавления субстрата, соответствующего, как и для первой фазы, источнику N-MORB-типа и характеризуются величиной  $\epsilon_{Nd}(T_{320}) = +7,4$  – близкой к установленным в габброидах первой фазы. Nd-модельный возраст протолита для плагиогранитов  $T_{Nd}DM_{2st} 0,48$  млрд лет. Для тоналитов Новоугловского массива в Иртышской СФЗ предполагается участие менее деплетированного мантийного источника в формировании расплава ( $\epsilon_{Nd}(T) +3,9$ ) и его контаминация коровым материалом ( $\epsilon_{Sr}(T) 26,48$ ). Для андезибазальтов даек Белоглинского роя получена отрицательная величина  $\epsilon_{Nd}(T) = -18,3$ , указывающая на коровый состав источника магм, и сильная обогащенность радиогенным стронцием  $\epsilon_{Sr}(T) +338$ . Nd-модельный возраст протолита для андезибазальтов  $T_{Nd}DM_{2st} 2,63$  млрд лет предполагает участие в формировании магм вещества древней, возможно, архейской континентальной коры.

С гранитоидами волчихинского комплекса связаны редкие незначительные проявления золоторудной минерализации. В гранитах Сосновского массива широко проявлены зоны грейзенизации, в которых иногда отмечаются небольшие по мощности (0,2–20 м) тела с повышенным содержанием Sn, W, Mo [42, 43].

По геологическим данным, время формирования волчихинского комплекса послетурнейское, так как к западу от пос. Первокаменка (г. Лыскин Маяк) в кровле Первокаменского массива располагается останец ороговикованных терригенно-карбонатных отложений бухтарминской свиты, прорванных изометричным телом автомагматических брекчий гранодиорит-порфиров, содержащих, наряду с обломками девонских пород, нижнекаменноугольные ороговикованные известняки с фауной мшанок и брахиопод [42]. Результаты U-Pb датирования по цирконам (SHRIMP) показали (рис. 24) для габброидов первой фазы возраст  $339 \pm 3$ – $336 \pm 3$  млн лет, плагиогранитов второй фазы  $324 \pm 3$ – $319,4 \pm 7$  млн лет. Для биотитовых гранитов Сосновского массива (третья фаза,  $K_2O$  3,91 %) конкордантное значение по 8 измерениям составило  $331,9 \pm 2,8$  млн лет (СКВО 1.6). Граниты третьей фазы Новоалейского массива и двуслюдяные плагиолейкограниты Верхнеборовлянского массива имеют возраст  $324 \pm 2$ – $322,4 \pm 2,2$  млн лет. В Иртышской СФЗ в Новоугловском массиве возраст тоналитов  $333 \pm 2$  млн лет перекрывается с возрастом плагиогранитов  $335,3 \pm 4,4$  млн лет. По дайкам Белогинского роя возраст андезибазальтовых порфиритов составил  $335,6 \pm 3,2$  млн лет, андезидацитовых порфиритов  $332,1 \pm 3,4$  млн лет. Приведенные датировки дали основание изменить средне-позднекаменноугольный возраст волчихинского комплекса на раннекаменноугольный. На территории Казахстана в Рудно-Алтайской СФЗ ему соответствует календарский гипабиссальный габбро-плагиогранитовый комплекс, для которого значения 330–332 млн лет (уран-свинцовый метод по навеске циркона) [23] были получены по габбро-плагиогранитовым массивам Календарский и Секисовский, образующим юго-восточное окончание Шемонаихинского полихронного плутона.

**Панфиловский вулканический комплекс андезит-дацит-риолитовый** ( $\alpha$ ,  $\lambda C_{2-3rp}$ ) выделен в северо-западной части Рудно-Алтайской СФЗ. Он объединяет стратифицированные вулканогенные отложения панфиловской толщи, субвулканические образования и дайки среднего и кислого составов, локализованные в северо-западной части и по периферии Рубцовской депрессии, а также в пределах Рубцовского поднятия. Образования комплекса не выходят на дневную поверхность и выделены исключительно по результатам бурения. В геофизических полях массивы пород данного комплекса выражены не однозначно; более широким полям развития пород комплекса соответствуют дифференцированные положительные магнитные аномалии (вероятно, крупные скопления андезитов) и повышенные значения регионального гравитационного фона, тогда как группа тел андезитов и риолитоидов в южной части Рубцовской депрессии приурочены к полям отрицательных и пониженных значений магнитного и гравитационного полей. Физические свойства пород варьируют в широких диапазонах: плотность от 2,54 до 2,70 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 39–1660 [343].

В северо-западной части Рубцовской депрессии породами панфиловского комплекса сложена Бобковская субизометричная палеовулканическая структура центрального типа диаметром до 10 км с преобладающим развитием по периферии туфов среднего и кислого составов, а в центральной части – жерлово-субвулканических тел андезитов, дацитов и риодацитов нередко брекчиевой и брекчиевидной текстуры, определяемых как автомагматические

брекчии, полифазного Бобковского субвулканического массива. В Рубцовском поднятии покровные фации комплекса не установлены, здесь развиты крупные субвулканические массивы сложного состава. Субвулканические породы количественно резко преобладают над породами покровных фаций (представленных главным образом туфами и туффитами), вероятно, в связи с сильной эродированностью последних, а количественные соотношения средних и кислых пород по разным оценкам определяется как 1 : 2 или 1 : 1 [343].

*Андезибазальты* представляют собой темные, почти черные породы с вкрапленниками зонального лабрадора (17% объема породы) и, значительно менее, интенсивно хлоритизированной (до образования псевдоморфоз) роговой обманки (3%) и с гиалопилитовой основной массой. *Андезиты* характеризуются темно-серой, зеленоватой окраской, наличием андезитовой основной массы и вкрапленников зонального андезина, реже темноцветных минералов, при этом общий объем фенокристаллов составляет 20–30% от объема породы, а в дайковых андезитах при слабополосчатой текстуре и нередко проявленной невадитовой структуре – до 40–50%. Иногда в данных породах отмечается брекчированность и наличие ксенолитов мелкозернистых диоритов. В *дациандезитах* общий объем порфирированных вкрапленников полевого шпата также варьирует от 15–20 до 50%, иногда отмечается развитие крупноплаггиофировых разностей. Характерны брекчиевидные, иногда флюидальные текстуры с наличием обломков и ксенолитов афировых и порфирированных андезитов с микролитовой, пилотакситовой и гиалопилитовой структурами основной массы, алевролитов, роговиков и кварцитов. Иногда фиксируется редкая вкрапленность сульфидов. *Дацинты* – темно-серые, серые, зеленовато-серые массивные и флюидальные порфирированные породы (общий объем вкрапленников 15–40%) с вкрапленниками плагиоклаза, реже кварца; в единичных зернах отмечается присутствие мелких фенокристов измененного темноцветного минерала, иногда определяемого как хлоритизированный амфибол, на фоне микропйкилитовой основной массы. Характерно наличие обломков (ксенолитов) роговиков, риолитоидов, серых и темно-серых алевролитов и аргиллитов.

Для *риодацитов*, широко развитых в Бобковской палеовулканической структуре и часто представленных жерлово-субвулканическими автомагматическими брекчиями, характерны широкие вариации окраски от серой с голубоватым и желтым оттенками до зеленой и красновато-бурой, а также брекчиевые текстуры с обломками полосчатых риолитоидов. Во вкрапленниках порфирированных разностей дацитов Рубцовской вулкано-плутонической структуры (Приозерного и Половинкинского субвулканических массивов) преобладает кварц, развит розовый полевой шпат, в единичных зернах присутствует роговая обманка.

*Риолиты* представляют собой светло-серые и розовато-серые массивные и брекчиевидные, иногда флюидальные порфирированные породы. Вкрапленники обычно мелкие (до 2,5–3 мм), сложены кварцем, розовым полевым шпатом и нередко преобладающим серицитизированным плагиоклазом, представленным олигоклазом и олигоклаз-альбитом. Нередко развиты брекчиевые текстуры с наличием большого количества обломков риолитоидов, андезитов, реже глинистых сланцев, филлитов, окремненных осадочных пород и грани-

тов. В ряде случаев в раскристаллизованной гетерогранобластовой основной массе отмечается вкрапленность пирита.

Химический состав пород панфиловского комплекса отличается от вулканитов девонских мельнично-сосновского и каменевского комплексов [343] и характеризуется более высокими показателями глиноземистости, железистости и калиевости при нормальной щелочности. Андезитабазальты имеют повышенную железистость ( $FeO^*/MgO = 1,98$ ), умеренно низкую титанистость и низкую щелочность ( $Na_2O + K_2O = 2,36\%$ ) при низких содержаниях фосфора, что более типично для пород толеитовой серии. Широко распространенные андезиты и дациандезиты при умеренно низкой титанистости, повышенной глиноземистости и высокой железистости ( $FeO^*/MgO = 2,9$  в андезитах и  $3,9$  в дациандезитах) характеризуются повышенной калиевостью при равных содержаниях натрия и калия в дациандезитах. В дайковых андезитах фиксируется еще более высокая глиноземистость, но более низкая титанистость, железистость и калиевость. Для дацитов и риодацитов также характерна высокая глиноземистость ( $A/CNK = 1,26$ , в риодацитах –  $1,20$ ), низкая магнезиальность и известковистость. Риолиты в целом характеризуются общим преобладанием калия над натрием, хотя в меньшей мере развиты и преимущественно натриевые разности ( $Na_2O$  от  $2,2$  до  $4,8\%$  при  $K_2O$  от  $2,9$  до  $5,2\%$ ), очень низкой известковистостью ( $0,03$ ) и высокой глиноземистостью ( $A/CNK = 1,24$ ), что более типично для континентальных вулканитов. В целом вулканиты панфиловского комплекса на диаграмме  $SiO_2 - K_2O$  большей частью располагаются в поле составов пород высококалиевой известково-щелочной серии [343]. Значительную группу пород составляют измененные андезитоиды и риолитоиды с низкими содержаниями натрия и сильной, почти полной окисленностью железа, что, вероятно, происходит за счет интенсивной серицитизации плагиоклаза. Существенным отличием от пород каменевского комплекса является отсутствие калиевых риолитов при повышенной калиевости пород среднего состава и силекситов с высоким содержанием кремнезема. При этом обнаруживается сходство со среднекаменноугольными субвулканическими образованиями Золотушинской депрессии.

Панфиловский комплекс относится к андезитовой и дацит-риолитовой формациям и формировался в континентальных условиях [343].

Возраст панфиловского комплекса определяется как средне-позднекаменноугольный, на основании прорывания субвулканическими дацитами Рубцовского массива отложений раннекаменноугольной бухтарминской и среднекаменноугольной малоульбинской свит Новоалександровского грабена. Дациты и риолиты панфиловского комплекса прорываются гранитоидами рубцовского комплекса, а иногда (Рубцовский массив) образуют краевые фации гранитоидных массивов [343], в которых присутствуют дайки андезитов и дацитов. В Алтайской серийной легенде [269] панфиловский комплекс датировался как поздний карбон(?), при этом отмечалась необходимость уточнения возраста, объема и состава данного подразделения [96] в связи с развитием в казахстанской части Рудного Алтая сержихинского вулканического комплекса близкого возраста ( $C_3-P_1$ ). В настоящее время сержихинский комплекс датируется средним-поздним карбоном [14], как и змеиногорский (позднезмеиногорский) комплекс на территории Республики Казахстан.

**Рубцовский гипабиссальный комплекс габбро-тоналит-гранитовый** ( $vC_{2-3}r_1$ ;  $q\delta C_{2-3}r_2$ ;  $\gamma C_{2-3}r_3$ ;  $lyC_{2-3}r_4$ ) представлен интрузивными массивами, вскрытыми буровыми скважинами в северо-западной части Рудно-Алтайской СФЗ в пределах Рубцовского поднятия. Массивы удлинены в субмеридиональном направлении, имеют сложные формы и различный размер. Наиболее крупными из них являются Усть-Кормихинский, Заозерный, Чернокоровниковский, Долинский, Петуховский, Первомайский, Песчаноборский, Рубцовский. Они сопровождаются редкими дайками долеритов, диорит-порфиритов и гранит-порфиров.

Интрузивы рубцовского комплекса фиксируются на карте аномального магнитного поля наличием неоднородных положительных аномалий. Наиболее интенсивные аномалии до  $7,5 \times 10^{-2}$  нТл соответствуют крупным полям развития пород повышенной основности: кварцевым диоритам и диоритам второй фазы, что характерно для Первомайского, Рубцовского, Локтевского и Долинского массивов. Все массивы комплекса локализованы в полях слабо повышенных значений регионального гравитационного фона Рубцовского гравитационного максимума, тогда как более высокие значения соответствуют вмещающим породам корбалихинской толщи. Физические свойства пород варьируют в широких диапазонах: плотность от 2,58 до 2,91 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 48–4681 [343].

Массивы рубцовского комплекса прорывают отложения корбалихинской толщи и, в меньшей мере, мельничной, заводской и каменевской свит девона, а также субвулканические образования каменевского и панфиловского комплексов. Контактные изменения выражены в развитии ореола ороговикования шириной от первых сотен метров до 1 км у пологих контактов. Наиболее интенсивно контактовый метаморфизм проявлен в северо-восточном контакте Долинского массива [315], где выделяются последовательно сменяющие друг друга зоны: внешняя зона пятнистых сланцев (фация эпидот-альбитовых роговиков), зона узловатых сланцев (фация альбит-биотитовых роговиков со скоплениями актинолита) и внутренняя зона контактовых роговиков. В прослоях карбонатного состава развиты скарноиды с парагенезисом карбоната (кальцит и доломит), эпидота, клинопироксена и скоплениями граната.

В составе комплекса выделяются четыре фазы внедрения: первая фаза представлена габброидами и диоритами (15 %); вторая фаза включает кварцевые диориты, гранодиориты и, в гораздо меньшей степени, тоналиты (33 %); третья – граниты, менее – плагиограниты и калиевые граниты (17 %); четвертая – лейкограниты, калиевые граниты и лейкограниты (35 %) [343]. Внутри интрузивных массивов и во вмещающих породах различного возраста развиты дайки долеритов, диорит-порфиритов и гранит-порфиров.

Породы первой фазы закартированы в пределах Долинского и Первомайского массивов. Они представлены габбро, габброноритами, кварцсодержащими и амфиболовыми габбро, габбродиоритами и диоритами [315]. В габброидах нередко фиксируется присутствие гиперстена и авгита, плагиоклаз по составу соответствует лабрадору, нередко присутствуют листоватые агрегаты темно-коричневого биотита (до 10 %) и ксеноморфные зерна кварца. В амфиболовых габбро в количестве от 40 до 60 % развита обыкновенная роговая обманка зеленовато-бурого цвета, образующая зерна неправильной и корот-

копризматической формы, и биотит (до 8%). Характерны пойкилитовые и пойкилоофитовые структуры с широкими вариациями содержаний главных компонентов. Диориты представляют собой серые, зеленовато-серые среднезернистые массивные породы призматически-зернистой, гипидиоморфнозернистой и пойкилоофитовой структуры. В составе пород доминирует плагиоклаз (андезин), развиты зеленовато-бурая роговая обманка и реликтовый пироксен, вероятно, гиперстен (в сумме – 20–25%), биотит (5%), ксеноморфные зерна кварца (до 5%), магнетит, акцессорные сфен и апатит.

Химический состав габброидов первой фазы рубцовского комплекса характеризуется повышенной титанистостью ( $TiO_2$  – до 2,14%), умеренной и повышенной глиноземистостью, высокой железистостью, нормальной щелочностью при несколько повышенной калиевости и повышенными содержаниями фосфора ( $P_2O_5$  – 0,46%). По петрохимическим показателям породы первой фазы обнаруживают принадлежность как к толеитовой (титанистость, соотношения железа и магния), так и к известково-щелочной сериям. Породы второй фазы развиты как в крупных (Долинский, Заозерный), так и в более мелких (Кормихинский, Симоновский) массивах и представлены фациальным рядом кварцевый диорит–гранодиорит–тоналит–меланоплагиогранит с доминированием гранодиоритов и кварцевых диоритов. Гранодиориты представляют собой серые, зеленовато-серые среднезернистые, нередко неравномернозернистые и порфиroidные породы с переменным минералогическим составом в результате количественных вариаций содержаний темноцветных минералов: буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки, биотита и, реже, ромбического и моноклинного пироксена, в сумме составляющих от 10 до 30% [315]. Плагиоклаз (30–50%) представлен таблитчатым, нередко зональным андезином, по периферии раскисленным до альбита, калиевый полевой шпат (10–15%) обычен в ксеноморфных зернах и иногда по периферии замещает кристаллы плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом и цирконом. Плагиограниты как приконтактная фациальная разность кварцевых диоритов характеризуется более светлой окраской и вариациями состава плагиоклаза от доминирующего альбит-олигоклаза и олигоклаза до зонального андезина вблизи контактов с породами первой фазы. Биотит (лепидомелан) и обыкновенная роговая обманка присутствуют в переменных количествах (до 25%) и резко варьирующих соотношениях до отсутствия одного из них. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом. В контактовых частях массивов развиты гибридные породы состава кварцевых диоритов, характеризующиеся расплывчатыми контактами, неравномернозернистой, часто порфиroidной структурой и такситовой текстурой с «кучным» шлировым распределением биотита и роговой обманки и с большим количеством интенсивно перекристаллизованных ксенолитов [315]. Химический состав кварцевых диоритов и гранодиоритов рубцовского комплекса в целом характеризует их как умеренно глиноземистые породы ( $A/CNK$  в гранодиоритах – 0,99) известково-щелочной серии нормальной щелочности и повышенной калиевости.

Гранитоиды третьей фазы развиты во всех крупных массивах комплекса. В петрографическом составе третьей фазы доминируют роговообманково-биотитовые граниты, реже встречаются плагиограниты. Граниты представ-

ляют собой массивные, обычно мелко-среднезернистые, иногда порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой гранитовой микроструктурой, состоящие из кварца (20–25 %), обычно идиоморфного и нередко зонального плагиоклаза с переменным составом от олигоклаз-андезина до альбита (20–30 %), калиевого полевого шпата (25–35 %), темно-бурого, часто хлоритизированного биотита и зеленой обыкновенной роговой обманки (5–10 %). В качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, сфен, циркон. В измененных разностях (как и в измененных диоритах) развиты агрегаты эпидота, снижается содержание щелочей (более всего натрия в результате серицитизации плагиоклаза), глинозема и повышаются содержания Fe, Mg и Ca, что свидетельствует о развитии в них процесса пропилитизации.

Химический состав роговообманково-биотитовых гранитов третьей фазы характеризует их как высокоглиноземистые ( $A/CNK$  1,1–1,23) и высокожелезистые ( $Fe/Fe + Mg = 0,67$ ,  $FeO^*/FeO + MgO = 0,8$ ) породы низкой и нормальной щелочности ( $Na_2O + K_2O = 6,8\%$ ) с незначительным преобладанием калия над натрием ( $Na_2O/K_2O = 0,79$ ).

Гранитоиды четвертой фазы представлены биотитовыми и биотит-мусковитовыми лейкогранитами, фациально варьирующими от лейкоплагиогранитов до существенно калиевых умереннощелочных лейкогранитов. Данные породы развиты в небольшом количестве, но присутствуют в большинстве многофазных массивов рубцовского комплекса. Более всего лейкограниты четвертой фазы распространены и изучены в Долинском плутоне; ранее в нем выделялся небольшой Круглосеменовский массив [315], сложенный биотитовыми и мусковитовыми лейкогранитами. Лейкограниты характеризуются как розовато-серые до светло-серых средне-крупнозернистые, нередко порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой гранитовой, участками микропегматитовой структурой, сложенные кварцем (25–30 %), интенсивно пелитизированным калиевым полевым шпатом, представленным решетчатым микроклином (15–55 %), кислым, иногда зональным плагиоклазом (10–40 %), листоватыми агрегатными скоплениями темно-бурого биотита (до 5 %), акцессорными магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом.

Химический состав лейкогранитов сильно варьирует по содержаниям калия, магния, железа, в меньшей степени натрия и кальция, характеризуется повышенной и высокой глиноземистостью ( $A/CNK = 1,08$ ) и в целом невысокой общей щелочностью ( $Na_2O + K_2O = 6,98\%$ ) при незначительном преобладании калия над натрием ( $Na_2O/K_2O = 0,90$ ). При этом по ряду петрохимических показателей – калиевости, железистости, известковистости, повышенной глиноземистости лейкограниты близки к гранитам третьей фазы рубцовского комплекса, но также присутствуют калиевые умереннощелочные лейкограниты.

Вместе с гранитоидами третьей фазы лейкограниты четвертой фазы комплекса на диаграмме  $SiO_2-K_2O$  располагаются в поле высококалиевой известково-щелочной серии.

Жильная фация представлена дайками пород различного состава, среди которых преобладают долериты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранит-порфиры и аплитовидные граниты, в отдельных случаях отмечается развитие жил пегматоидов. Мощность тел варьирует от десятков

сантиметров до нескольких десятков метров. Диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры характеризуются переменными количествами кварца, доминированием плагиоклаза–андезина (до 75 %) при подчиненной роли буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки (15 %), мелколистоватого буровато-зеленого биотита (5 %) и магнетита (до 5 %). В биотитовых гранит-порфирах и аплитовидных гранитах преобладает микропертитовый калишпат (до 50–55 %) при подчиненной роли кислого плагиоклаза и развитии гранофириковых микроструктур.

По данным полуколичественного спектрального анализа [315], в породах второй и третьей фаз рубцовского комплекса установлены повышенные содержания (мкг/г): меди (до 40–50 в породах второй фазы), хрома (до 60 в кварцевых диоритах), циркония (140–250) и пониженные содержания свинца (4–7), бария (190–320), стронция (130–200), галлия (4). По этим показателям, а также по содержаниям цинка (20–60), никеля (8–20 в породах второй фазы, 4–6 в гранитах третьей фазы), кобальта (8–10 в породах второй фазы), стронция (170–200 в породах второй фазы), бериллия (1–2) данные образования более всего близки к гранитоидам андезитового ряда (по Л. В. Таусону). Геологическое положение, петрографический и петрогеохимический состав комплекса позволяет относить данные образования к проявлениям коллизионной диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формации [343].

С породами рубцовского комплекса связано бедное полиметаллическое оруденение.

Время формирования рубцовского комплекса определяется на основании геологических данных, так как определения возраста современными изотопными методами отсутствуют. Гранитоиды рубцовского комплекса прорывают и метаморфизуют отложения среднего и верхнего девона, а с отложениями среднекаменноугольной малоульбинской свиты имеют, вероятнее всего, тектонические контакты. В то же время, дайки и субвулканические тела дацитов и андезитов панфиловского комплекса, образующего с породами рубцовского комплекса вулканоплутоническую ассоциацию [343], прорывают ранне-среднекаменноугольные отложения бухтарминской и малоульбинской свит. Результаты определений возраста K-Ar методом гранитоидов Симоновского и Долинского массивов [315] указывают на их раннекаменноугольный возраст (средние значения 347–350 млн лет), что противоречит геологическим данным.

**Максутский гипабиссальный комплекс габбронорит-диорит-долеритовый** ( $vP_{1m}$ ) представлен интрузивными массивами основного состава в Западно-Калбинской СФЗ, выделенными по геофизическим данным и редким скважинам под мощным осадочным чехлом в Кулундинской впадине на северо-западе территории. Наиболее изучен вскрытый скважиной Семеновский массив в юго-западной части площади на границе с Республикой Казахстан и почти полностью расположенный на смежной казахстанской территории в пределах Западно-Калбинской СФЗ. Массив имеет размеры  $5 \times 10$  км, грубую овальную форму с общим удлинением в северо-восточном направлении. По геологическим и геофизическим данным предполагается его зонально-кольцевое строение с центральной расслоенной мафит-ультрамафитовой частью, относимой к максутскому комплексу и гранитоидной периферией (более



поздний калбинский комплекс). Он прорывает терригенные отложения ранне-среднекаменноугольной аганактинской свиты. Массиву соответствует интенсивная гравиметрическая аномалия и высокоинтенсивная положительная аномалия в магнитном поле. Площадь распространения на поверхности фундамента пород, условно отнесенных к максутскому комплексу, на территории России не превышает 3 тыс. м<sup>2</sup>, что составляет 0,01 % от площади Семеновского массива, чем объясняется слабая изученность комплекса [342]. При общем зонально-кольцевом строении, центральная часть Семеновского массива, расположенная на территории Казахстана, сложена породами более основного состава – перидотитами, норитами, оливиновыми габброноритами и окаймляется меланократовыми и лейкократовыми габбро, сменяющимися по периферии диоритами, кварцевыми диоритами и прорванными гранодиоритами калбинского комплекса. Вмещающие породы в ореоле до нескольких сот метров подвергнуты контактово-метасоматическим изменениям с формированием метаморфических сланцев, роговиков, пироксен-скаполитовых, куммингтонит-альбитовых и нефелин-авгитовых пород. Форма массива, по данным магниторазведки и гравиразведки, штокообразная и прослеживается на глубину до 3 км [342].

Перидотиты, чередующиеся с габброноритами и оливиновые габбронориты слагают ядерную часть массива на территории Казахстана, характеризуются невыдержанным минеральным составом и специфическими структурами с гнездовыми обособлениями плагиоклаза и шпировыми сростками пироксенов и оливина. В габброноритах развита габбровая структура и такситовая текстура. Во внешней зоне габброноритов и перидотитов более распространены биотит-роговообманковые габбро, спорадически развиты оливиновые габбродолериты и породы облика спессартитов. Габброиды характеризуются мелко-среднезернистой структурой, в контактах с гранитоидами переходящей в типичную роговиковую. Состав пород (%): андезин – 40, пироксен – 30–35, бурая роговая обманка – до 35–40, флогопит – до 3, акцессорные – титаномагнетит, сфен, апатит. Габбродиориты, диориты развиты по периметру массива, характеризуются среднезернистыми до порфиroidных структурами, редкой вкрапленностью пирита и пирротина. Плагиоклаз среднего состава составляет 80–85 % объема породы. Темноцветные минералы представлены моноклинным пироксеном, буро-зеленой роговой обманкой, бурым биотитом, акцессорные минералы – апатитом, сфеном, магнетитом, иногда присутствует андалузит. Характерно широкое развитие вторичных минералов.

Интрузивы максутского комплекс перспективны на обнаружение сульфидной медно-никелевой минерализации. В Семеновском массиве зоны медно-никелевой (минеральная форма не установлена) и пирит-пирротиновой минерализации приурочены к эндоконтактам массива и границам различных петрографических разновидностей пород. Сульфидная минерализация, развитая в зоне экзо- и эндоконтакта массива, связана с контактовым метасоматозом, магматические сульфиды в виде пирротина развиты в габброноритах в виде мелкой вкрапленности в оливине. Содержания в породах никеля, меди, хрома составляют сотые–тысячные доли процента, что соответствует кларковым концентрациям.

Вероятные аналоги ультрамафитов Семеновского массива на сопредельной территории Республики Казахстан могут быть представлены в мафит-ультрамафитовых аргимбайском и максутском комплексах [157]. Умеренно-щелочные габброиды аргимбайского комплекса в Кокпектинском массиве имеют раннепермский U-Pb возраст по циркону (SHRIMP)  $293 \pm 2$  млн лет (СКВО 2.6). Возраст пород пикритоидной ассоциации максутского комплекса, определенный с помощью  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования по магматической роговой обманке равен  $278 \pm 3$  млн лет, по флогопиту –  $280 \pm 3$  млн лет [157], также соответствует ранней перми. По аналогии, раннепермский возраст принимается для габбронорит-диорит-долеритовой ассоциации Семеновского массива и других габброидных массивов в Западно-Калбинской и Калба-Нарымской СФЗ.

### **Калбинский плутонический комплекс гранитовый ( $\gamma P_{1k_1}$ , $\gamma P_{1k_2}$ ).**

Интрузивные массивы калбинского комплекса вскрыты буровыми скважинами в Западно-Калбинской, Калба-Нарымской и Иртышской СФЗ [342, 63, 65]. Массивы имеют обычно неправильную овальную или линзовидную форму с удлинением согласно основным разломам и складчатым структурам. Наиболее крупный Борисовский плутон овально-линзовидной формы ( $60 \times 20$ –5 км) вытянут в северо-западном направлении в соответствии с основными разломами и складчатыми структурами. Он имеет извилистые пологие контакты, более сложный заливообразный – восточный с расланцованными и милонитизированными черносланцевыми отложениями. В южном и юго-западном экзоконтакте распространены линзовидно-полосчатые биотитовые роговики, формирующиеся по терригенным толщам карбона. Расположенный южнее Мещанский массив имеет овально-линзовидную форму ( $10 \times 30$  км) с удлинением в северо-восточном направлении и значительной частью располагается на территории Республики Казахстан. В Семеновском массиве гранитоиды калбинского комплекса окаймляют габброиды более древнего максутского комплекса. Кругловский массив имеет неправильно-линзовидную изогнутую форму при относительно небольших размерах ( $0,5$ – $4 \times 20$  км). Изгиб оси массива фиксирует S-образный разворот структур Иртышской зоны смятия.

Площади развития калбинских гранитоидов характеризуются пониженным фоном поля силы тяжести и отрицательным магнитным полем интенсивностью 50–100, реже 200 нТл. Четко выраженный наиболее интенсивный гравитационный минимум находится в центральной части Борисовского плутона. Положительные аномалии в северо-западной части Борисовского массива позволяют предполагать наличие здесь пород более основного состава. Петрофизические характеристики пород отсутствуют, приводится только плотность гранитов  $2,68 \text{ г/см}^3$  [343].

В составе комплекса выделяются две фазы внедрения: 1) биотитовые, иногда амфибол-биотитовые гранодиориты, плагиограниты, меланограниты и граниты; 2) лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты, реже лейкограниты.

Гранитоиды *первой фазы* широко представлены в Борисовском, Мещанском и Семеновском массивах. Среди них доминируют биотитовые граниты и меланограниты, реже развиты гранодиориты.

Гранодиориты в северо-западной части Борисовского плутона наиболее меланократовые. Они сложены плагиоклазом ( $An_{30-33}$ ) 40%, кварцем (15–18%), калишпатом 10–15%, биотитом 12–15%, роговой обманкой 5–7%. На участках катаклаза гранулированный кварц-плагиоклазовый агрегат обогащен биотитом, эпидотом, хлоритом и магнетитом. Гранодиориты Семеновского массива более лейкократовые и состоят из зонального плагиоклаза ( $An_{25-30}$ ) 45–50% (иногда до 60%), кварца 25–30%, решетчатого микроклина 10–15%, развитого в межзерновых стыках и вместе с кварцем замещающего плагиоклаз. С микроклином пространственно ассоциирует бурый биотит 5–10%, зеленый хлорит по биотиту и мусковит – 1%. Акцессорные минералы – клиноцоизит, сфен, магнетит, циркон, пирит (<1%). В лимонитизированном пирите и миароловых пустотах отмечалось самородное золото [342].

Граниты и меланограниты первой фазы сложены плагиоклазом ( $An_{15-17}$ ) 47–50%, кварцем 20–30%, калишпатом 15–18%, густо окрашенным буровато-коричневым биотитом 5–7%, иногда до 10–12%. Акцессорные представлены апатитом и цирконом.

Двуслюдяные граниты второй фазы сложены плагиоклазом ( $An_{10-12}$ ) 35–37%, кварцем (30–35%) и микроклин-пертитом 23–26%. Темноцветные минералы представлены бурым биотитом (2–5%), частично хлоритизированным (1–2%), мусковитом и серицитом (1–2%). Акцессорные представлены цирконом, апатитом, магнетитом и эпидотом (1%).

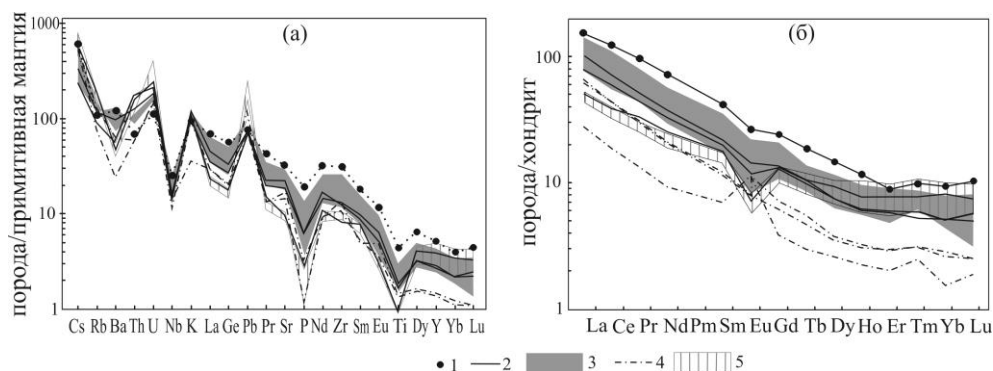
По химическому составу преобладают гранитоиды известково-щелочной серии нормально-щелочного ряда [63, 65]. Умереннощелочными являются высококалийевые меланограниты (до граносиенитов) первой фазы и двуслюдяные граниты второй фазы Борисовского плутона. Почти все гранитоиды являются плюмазитовыми, но величина  $A/CNK$  не превышает 1,12, к метабазитам относятся только гнейсовидные гранодиориты. Большинство гранитоидов магнезиальные, железистый уклон имеют умереннощелочные и двуслюдяные граниты Борисовского плутона.

Гранодиориты Борисовского плутона наиболее магнезиальные и наиболее обогащены РЗЭ ( $\Sigma PZЭ - 228,56$  мкг/г), характерен (рис. 26) слабый  $Eu$ -минимум ( $Eu/Eu^* - 0,84$ ), фракционированное распределение РЗЭ  $(La/Yb)_N - 16,4$  и высокая величина отношения  $Sr/Y - 28,92$ .

Меланограниты первой фазы отличаются повышенной магнезиальностью и высоким отношением  $Sr/Y - 27-38$ . Наиболее меланократовые различия обогащены апатитом ( $P_2O_5 - 0,25-0,29\%$ ) и рудными минералами. Они богаче РЗЭ ( $\Sigma PZЭ - 188,5-201,3$  мкг/г) со слабым  $Eu$ -минимумом ( $Eu/Eu^* - 0,80$ ) и фракционированной структурой распределения  $(La/Yb)_N - 18-20,6$  (рис. 26). Нормальнощелочные граниты первой фазы имеют примерно такой же уровень магнезиальности и отношения  $Sr/Y - 28-30$ , как и меланограниты с повышенной магнезиальностью. Они беднее РЗЭ ( $\Sigma PZЭ - 101,83-113,66$  мкг/г) и более проявленным  $Eu$ -минимумом ( $Eu/Eu^* - 0,60-0,75$ ).

Ксенолиты плагиогранитов в Борисовском плутоне характеризуются высокой величиной  $Sr/Y - 49-51$ , бедны РЗЭ ( $\Sigma PZЭ - 78-80$  мкг/г) с фракционированным распределением  $(La/Yb)_N - 23-24$  при отсутствии  $Eu$ -минимума ( $Eu/Eu^* - 0,93-1,20$ ). Некоторые ксенолиты обогащены  $K_2O$  до 5% и относятся к железистым разностям ( $mg\# - 27$ ), но при этом имеют высокое отношение

Sr/Y – 84, наиболее низкие содержания РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 35,82 мкг/г), положительную Eu-аномалию (Eu/Eu\* 2,25) и фракционированную структуру распределения РЗЭ –  $(La/Yb)_N$  17,89, что указывает на плагиогранитный протолит, подвергшийся наложенной калишпатизации. В гибридных плагиогранитах промежуточные величины магнезиальности (mg# 23–35) и отношения Sr/Y 23–28, выше содержание РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 156–168 мкг/г) с фракционированной структурой распределения –  $(La/Yb)_N$  – 16,85–21,91 и заметно выраженным Eu-минимумом (Eu/Eu\* 0,66–0,78) (рис. 26). Двуслюдяные граниты второй фазы железистые с низкой величиной отношения Sr/Y 5,50–5,56, высоким содержанием РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 120–133 мкг/г) и хорошо проявленным Eu-минимумом (Eu/Eu\* 0,31) (рис. 26).



**Рис. 26.** Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов калбинского комплекса.

1–4-я первая фазы: 1 – гранодиориты Борисовского плутона, 2 – гранодиориты Семеновского массива, 3 – граниты и меланограниты, 4 – плагиограниты ксенолитов; 5 – двуслюдяные граниты второй фазы Борисовского плутона.

Гранодиориты Семёновского массива, плагиограниты и гранитоиды первой фазы Борисовского плутона обладают геохимическими особенностями адакитоподобных пород континентальных коллизионных зон [171]. Наряду с повышенной глиноземистостью, их отличают отрицательные аномалии Ti, Nb, Ta, Ba, Sr, P (рис. 26), сочетающиеся с положительными аномалиями крупноионных литофильных (Cs, Rb) и высокозарядных U, Th, Pb элементов. Высокие величины отношений Sr/Y (20–80) в этих породах достигаются за счет низких содержаний Y – 4,49–17,4 мкг/г. Характерна фракционированная структура распределения РЗЭ –  $(La/Yb)$  – 20–36 при низком содержании тяжелой группы (Yb 0,32–1,7 мкг/г), а также слабовыраженный Eu-минимум или положительные аномалии Eu. Аналогичные особенности в Калба-Нарымской зоне характерны для кунушского комплекса [105]. В сравнении с петротипическими плагиогранитами кунушского комплекса, изученные адакитоподобные гранитоиды имеют близкие по характеру спектры распределения редких и редкоземельных элементов, однако отличаются наличием отрицательной аномалии Ba, отсутствием положительной аномалии Sr, а также обогащенно-

стью K, Cs, Rb, U, Pb, Zr и P3Э. Не имеют признаков адакитов граниты Мещанского массива и двуслюдяные граниты второй фазы Борисовского плутона.

Гранитоиды калбинского комплекса характеризуются положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +2,5 до +5,9,  $\epsilon_{Sr}(T)$  от -9,23 до +12, указывающими на существенную долю мантийного вещества в их магматическом резервуаре. Nd-модельный возраст протолита гранитоидов ( $T_{NdDM_{2st}}$ ) находится в диапазоне 0,59–0,86 млрд лет.

Формирование гранитоидов калбинского комплекса происходило в пост-коллизивной обстановке в генетической и парагенетической связи с мантийным магматизмом [25, 63, 65]. С первой фазой калбинского комплекса, представленной биотитовыми гранитами и их контаминированными разновидностями, связаны главные промышленные редкометалльно-пегматитовые месторождения Восточного Казахстана [71]. Пегматиты размещаются в эндо-экзоконтактной зоне крупных гранитных плутонов, наследуя наложенные или подновленные системы рудолокализирующих трещин среди контаминированных и гибридных гранитов, мигматитов и роговиков. Продуктивные рудные поля обычно тяготеют к языкоподобным сателлитам гранитных массивов или к их участкам «этажного» строения. Потенциально перспективными для поисков промышленного редкометалльного оруденения являются поля меланогранитов и юго-восточный экзо-эндоконтакт Борисовского плутона с многочисленными апофизами и мелкими телами гранитов первой фазы ранне-калбинского комплекса.

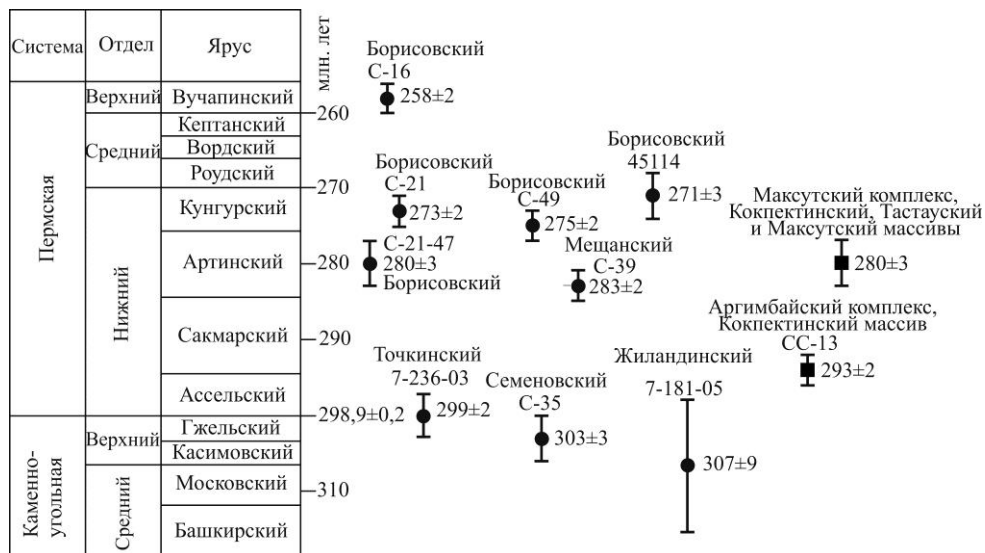


Рис. 27. Корреляция определений возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) каменноугольно-пермских интрузивных образований в калбинских структурах.

Возрастной диапазон формирования калбинского комплекса, по геологическим данным, определяется прорыванием гранитоидами Борисовского плутона терригенных отложений средне-позднекаменноугольных отложений и налеганием молассовых нижнеюрских отложений на гранитоиды Борисовского и Кругловского массивов.

По данным U-Pb датирования по циркону (SHRIMP) возраст формирования гранитоидов охватывает временной интервал 303–258 млн лет с тремя дискретными импульсами 307–300, 280–270, 258 млн лет (рис. 27).

В интервале 303–280 млн лет внедрялись гранитоиды Семеновского и Мещанского массивов, вытянутых в северо-восточном направлении, поперек современной ориентировки главных региональных разломов. Формирование основного объема гранитоидов происходило в диапазоне 280–270 млн лет.

В Борисовском плутоне северо-западного простирания преобладают граниты с возрастом 270 млн лет, видимо, синхронные сдвиговым левосторонним дислокациям, проявленным вдоль Иртышской зоны смятия. В целом для калбинского комплекса принимается раннепермский возраст.

## МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Синюшинский плутонический комплекс гранодиорит-гранит-лейкогранитовый** ( $\gamma\delta T_{1s1}$ ;  $\gamma, \epsilon\gamma T_{1s2}$ ;  $ly T_{1s3}$ ;  $\alpha\gamma$ ,  $\delta\pi T_{1s}$ ). Интрузивные массивы синюшинского комплекса размещаются в зоне сочленения трех складчатых систем: Алтае-Салаирской, Алтае-Монгольской и Обь-Зайсанской. Они контролируются долгоживущими разломами Северо-Восточной зоны смятия и локализируются в пределах сопряженных частей Рудно-Алтайской СФЗ (массивы Саввушинский и Волчь Шкили), Чарышско-Чуйской СФЗ (Синюшинский, Угловой массивы) и Коргонского наложенного прогиба (Тигерекский, Коровихинский, Убино-Белореченский массивы). В отличие от предшествующих комплексов, синюшинские гранитоиды практически не затронуты катаклизмом, за исключением локальных зон дробления и милонитизации субширотного простирания, более поздних по отношению к Северо-Восточной зоне смятия.

Интрузивы имеют округлые очертания в плане и представляют собой крупные куполообразные и штокообразные тела с крутопадающими контактами. Они прорывают и метаморфизуют стратифицированные образования от кембрия до среднего девона и интрузивные образования позднего девона. Массивы окружены широкими (1–2 км) ореолами контактовых изменений. В зависимости от состава исходных пород образуются биотит-кордиерит-кварц-полевошпатовые, биотит-актинолит-кварцевые, пироксен-плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые роговики, пироксен-гранат-эпидотовые скарны. Контактные изменения в гранитоидах змеиногорского, усть-беловского и боровлянского комплексов выражаются в слабой перекристаллизации и обогащении их вторичным мелкочешуйчатым биотитом в непосредственной близости от контакта.

Интрузивные массивы синюшинского комплекса характеризуются сильно дифференцированным положительным магнитным полем. Его напряженность достигает 1500–2000 нТл в глубоко эродированных массивах и 300–500 нТл в куполах. В гравитационном поле гранитоиды выражаются отрицательными аномалиями, тем более интенсивными, чем менее массивы срезаны эрозией. Расчетная вертикальная мощность слабо эродированного Синюшинского массива составляет 10–12 км, а глубоко эродированных Саввушинского и Тигирекского – 1,5–3,5 км [43]. На значительную эродированность массивов указывает преобладание меланократовых разностей гранитоидов над лейкократовыми, повышенная магнитность пород, присутствие в них только раннемагматических морфотипов цирконов [43]. Плотность гранитоидов 2,52–2,59 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность ( $n \times 10^{-3}$  ед. СИ) – 6–1176 и 2–3880. Характерна повышенная естественная радиоактивность, достигающая 45–65 мкР/ч [43].

В составе комплекса выделяются три фазы внедрения [342]: 1) кварцевые сиениты, граносиениты, гранодиориты и меланограниты (5%); 2) биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты (85%); 3) умереннощелочные лейкограниты и лейкограниты (10%). Дайковые породы представлены аплитовидными гранитами, аплитами, риолитами и, в единичных случаях (Саввушинский массив) – андезит-порфиридами и дацит-порфирами [100], тоналит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиридами. Кроме того отмечаются пегматитовые жилы, в том числе берилло- и ортитоносные.

Мелкие тела и ксенолиты пород первой фазы в Синюшинском, Саввушинском и Тигирекском массивах представлены кварцевыми сиенитами, гранодиоритами и меланократовыми гранитами. Кварцевые сиениты первой фазы в краевой части Саввушинского массива присутствуют в виде тел размером от 0,5 до 2,5 м в поперечнике. Они представляют собой красновато-серые крупно-среднезернистые массивные породы, состоящие из пертитового калина-трово полевого шпата (44–80%), амфибола (до 15%) паргасит-феррогаситингситового ряда ( $f = 45–56\%$ ), биотита (до 10%) истонит-сидерофилитового ряда, сфена (до 2%) и магнетита (1142 г/т), редко салита ( $f = 32–36\%$ ).

Более широко первая фаза представлена в северо-восточной части Тигирекского массива в виде порфировидных биотит-роговообманковых кварцевых сиенитов, с подчиненными сиенитами и граносиенитами, прорывающими отложения чагырской свиты силура и коргонской свиты девона. Контакты массива извилистые, причудливой конфигурации с множеством апофиз и сателлитов [342]. Для гранитоидов характерна первичная трахитоидность, выраженная линейным расположением чешуек биотита и однообразной ориентированностью вытянутых кристаллов калишпата, параллельной контактам массивов. Кварцевые сиениты представляют собой серые, желтовато-серые среднезернистые массивные и гнейсовидные порфировидные породы с вкрапленниками калишпата размером от 1–2 до 3–5 см, составляющими до 50–60% объема породы. Они состоят из микроклин-пертита (35–50%) высокой степени упорядоченности ( $\Delta = 0,9$ ), идиоморфного ( $An_{23–26}$ ) и интерстициального ( $An_{12–7}$ ) олигоклаза, кварца (10–5%), биотита (10–20%), единичных зерен роговой обманки и диопсида. Акцессорные минералы представле-

ны апатитом, сфеном, цирконом, рутилом, магнетитом, ильменитом. Для кварцевых сиенитов характерны повышенная титанистость ( $\text{TiO}_2$  1,2%), агпаитность (0,7), низкая глиноземистость ( $A/\text{CNK} = 0,84$ ).

Доминирующие в составе второй фазы розовато-серые порфиroidные средне-крупнозернистые граниты содержат вкрапленники калишпата размером до 8 см по удлинению, которые составляют от 5 до 40% объема породы. Меланократовые граниты более характерны для глубокоэродированных массивов (Саввушинский и Тигирекский массивы), лейкократовые – для слабоэродированных; иногда проявлена обратная зональность [43]. Вдоль контактов массивов обычно прослеживается оторочка мелкозернистых лейкогранитов. Порфиroidные граниты состоят из кварца 25–30%, микроклина 30–35%, слабозонального олигоклаза ( $\text{An}_{18-25}$ ), иногда андезина 30–37%, биотита 5–15%, роговой обманки 0–10%. Акцессорные минералы [43] представлены (г/т): магнетитом (1501–9030), ильменитом (23–910), сфеном (1,4–1995), апатитом (22–137), колумбитом-танталитом (12–66), монацитом (7,3–8,7), ортитом (4–80), флюоритом (ед. зн.–135). Породы характеризуются умеренными щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O}$  3,8%,  $\text{K}_2\text{O}$  3,4%), глиноземистостью ( $A/\text{CNK} = 0,96-1,01$ ), известковистостью (0,2) и агпаитностью (0,7).

Лейкограниты третьей фазы слагают Угловой массив и два линейно-вытянутых тела в Тигирекском массиве. Породы обладают розоватой окраской, средне-крупнозернистой равномерной структурой, массивной текстурой, состоят из кварца (30–35%), плагиоклаза (20–25%), микроклина (40–45%) и биотита (3–5%). Характерна повышенная щелочность (в среднем  $\text{Na}_2\text{O}$  3,6%,  $\text{K}_2\text{O}$  4,4%) высокая агпаитность (0,85), умеренная глиноземистость ( $A/\text{CNK} = 1,04$ ), крайне низкая известковистость (0,06).

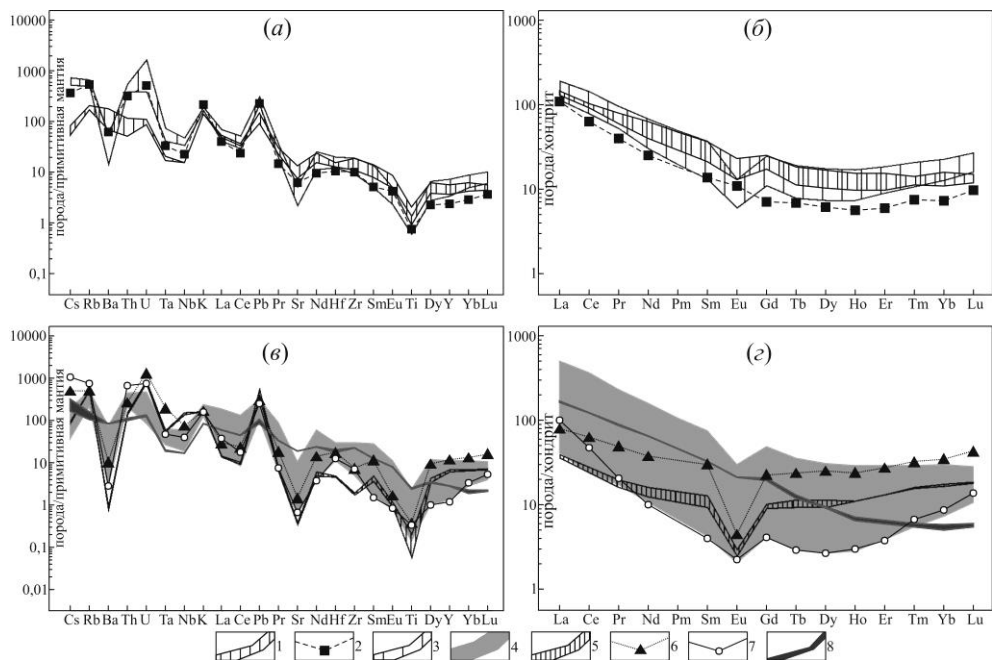
Граниты первой фазы обогащены Cs, Rb, Li, Th, U с отчетливо проявленными положительными аномалиями K и Pb и отрицательными аномалиями Ti, Ta, Nb, Sr (рис. 28). Поведение Ba разнонаправленное, в Саввушинском массиве он дает положительные аномалии, в Синюшинском – отрицательные. Содержание РЗЭ в Саввушинском массиве ( $\Sigma\text{РЗЭ}$  130–154 мкг/г) намного выше, чем в Синюшинском ( $\Sigma\text{РЗЭ}$  89 мкг/г), но с одинаково высокой степенью фракционированности –  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  7,72–14,03. Слабый Eu-минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,69-0,76$ ) проявлен в гранитах Саввушинского массива, тогда как положительная аномалия Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,13$ ) – в гранитах Синюшинского массива (рис. 28, б).

Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитах второй фазы подобно распределению в гранитах первой фазы, но с более широким диапазоном содержаний (мкг/г): Ba (105–509), Zr (266–319);  $\Sigma\text{РЗЭ}$  (112–480) и более глубоким Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,38-0,55$ ), который указывает, что граниты второй фазы являются продуктами более глубокой дифференциации магмы.

Двуслюдяные граниты третьей фазы деплетированы (мкг/г): Ba (4,86–5,91); Sr (6,64–7,41); Zr (17–20) и редкоземельными элементами ( $\Sigma\text{РЗЭ}$  42,84–49,12), но обогащенные Rb (293–303); Nb (88,5–97,3); Pb (54,5–77,6); Ga (22–24); U (14,8–16,7). Они отличаются плоской симметричной структурой распределения РЗЭ:  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  2,05–2,13 с глубоким Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0,26-0,27$ ) (рис. 28, в). Геохимия аплитов аналогична геохимии лейкогранитов тре-



твей фазы. В пегматитах распределение микроэлементов подобно наиболее глубоким гранитным дифференциатам второй фазы Тигирекского массива.



**Рис. 28.** Мультиэлементные диаграммы для гранитов синюшинского комплекса:

*а, б* – первая и вторая фаза, *в, з* – вторая, третья фаза и дайки. 1, 2 – меланограниты первой фазы: 1 – Саввушинский массив, 2 – Синюшинский массив; 3, 4 – граниты второй фазы: 3 – Синюшинский массив, 4 – Тигирекский массив; 5 – лейкограниты третьей фазы Тигирекского массива, 6 – жилы аплитов и 7 – пегматитов в Синюшинском массиве; 8 – дайки тоналит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров в Саввушинском массиве.

Дайки тоналит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров при величине  $\Sigma PZЭ$  168,31–169,07 мкг/г, характеризуются слабым Eu-минимумом ( $Eu/Eu^* 0,82–0,83$ ), сильной фракционированностью PЗЭ ( $La/Yb_N 26,9–31,33$ ) и высоким отношением  $Sr/Y 30,2–31,4$ , указывающими на их принадлежность к адakitоподобным породам.

С гранитами синюшинского комплекса связаны пегматитовые, грейзеновые, скарновые, кварцево-жильные вольфрам-молибден-бериллиевые, тантал-ниобиевые рудопроявления и пункты минерализации. В Саввушинском массиве известно пегматитовое Ортитовое проявление (Ортитовая Сопка).

Изотопный состав Nd и Sr указывает на участие мантийного вещества при формировании крупнозернистых гранитов главной фазы Саввушинского и Тигирекского массивов ( $\epsilon_{Nd}(T) = +2,5$ ) и присутствие корового вещества в области магмогенерации ( $\epsilon_{Sr}(T) = +13,43$ ). В дайках кварцевых диорит-порфиров в Саввушинском массиве немного выше величина  $\epsilon_{Nd}(T) = +3,0$ .

Nd-модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM_{2st})$  для гранитов главной фазы, составляющий 0,83 млрд лет, близок к величине, полученной для кварцевых диорит-порфиров даек – 0,79 млрд лет.

Возраст, определенный U-Pb методом по навеске циркона из гранитов главной фазы, составил: купол Волчьи Шкили  $244 \pm 2,5$  млн лет, Синюшинский массив  $251,1 \pm 4,6$  млн лет [43]. Кроме того, U-Pb методом по циркону (SHRIMP) получены конкордантные значения возраста: крупнозернистые меланограниты (первая фаза) Саввушинского массива –  $249 \pm 1$  млн лет, вторая фаза Синюшинского массива –  $243,5 \pm 2,9$  млн лет; Тигирекского массива –  $247 \pm 3$  и  $245 \pm 1,4$  млн лет; аплитовидные лейкограниты Тигирекского массива (третья фаза) –  $243 \pm 2$  млн лет; дайка кварцевых диорит-порфиров в Саввушинском массиве –  $247,6 \pm 3$  млн лет. Учитывая, что рубежом перми и триаса в настоящее время принято значение  $252,17 \pm 0,06$  млн лет, синюшинский комплекс датируется ранним триасом.

**Белокурухинский плутонический комплекс гранит-лейкогранитовый** ( $\gamma$ - $l\gamma T_1 b_2$ ) представлен Огневским интрузивным массивом на северо-востоке территории в Чарьшско-Галицкой СФЗ. На территории соседнего с севера листа – N-44 продолжением Огневского массива является Усть-Калманский массив. Ранее оба тела относились к позднедевонскому боровлянскому комплексу, но U-Pb датирование лейкогранитов Усть-Калманского массива показало его триасовый возраст. В составе белокурухинского комплекса выделяются [96] три фазы внедрения. В первую фазу включаются весьма ограниченно развитые биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты и меланограниты, составляющие менее 1% объема магматитов комплекса; вторая фаза представлена количественно доминирующими порфиroidными биотитовыми, иногда турмалин-биотитовыми гранитами (65%); третья фаза объединяет двуслюдяные, мусковитовые, турмалин и гранатсодержащие лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты (35%).

Огневский массив залегает в зоне Слюдянского разлома, имеет протяженность более 25 км при ширине до 3 км. Породы массива тектонизированы в зоне Слюдянского разлома с развитием по ним милонитов, бластомилонитов и гранитных катаклазитов. В гравитационном и магнитном поле массив не выражен.

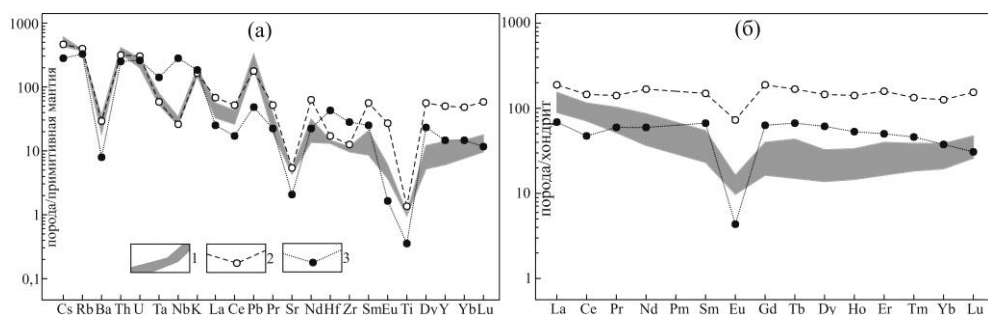
Биотитовые граниты светло-серые порфиroidные породы с гипидиоморфнозернистой, иногда пойкилитовой структурой. Они сложены гломеропорфиroidными скоплениями кварца 27–34%, крупными зернами микроклипертита 30–33% с включениями зерен олигоклаза ( $An_{17}$ ) 30–32% и биотитом 3–5%. Биотит коричневый с буроватым оттенком, слабо хлоритизирован, плеохроирует до светло-соломенно-желтого.

Двуслюдяные граниты характеризуются минеральным составом: кварц 35–38%, микроклин 25%, плагиоклаз ( $An_{8-10}$ ) 25%, мусковит 10%, хлоритизированный биотит 1%. В гранитах и лейкогранитах иногда встречаются гнезда пегматоидов со скоплениями турмалина и мусковита, зоны грейзенов и кварц-альбитовых метасоматитов. В катаклазированных лейкогранитах Огневского массива присутствуют киноварь, тантало-ниобаты, представленные колумбитом с содержанием ниобия до 46% и фергусонитом. Примесь нио-

бия (1–1,5%) присутствует также в титановых минералах – феррирутиле, ильмените и сфене [335].

Лейкограниты Огневского массива слабодлиноземистые ( $A/CNK$  1,05) и относятся к железистой высококальциевой известково-щелочной серии. Они характеризуются высокими содержаниями (мкг/г): Zr – 294, Nb – 182, Y – 62, Ga – 30, Ta – 5,2 и деплетированы Ba, Sr, Ti (рис. 29). В структуре распределения РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 140,5 мкг/г) отчетливо выражен симметричный профиль –  $(La/Yb)_N$  1,74 и сильно проявлен Eu-минимум ( $Eu/Eu^* = 0,07$ ).

График РЗЭ конформен лейкогранитам Усть-Калманского массива и лейкогранитам третьей фазы синюшинского комплекса (рис. 29). Вероятно, лейкограниты Огневского массива, как и лейкограниты третьей фазы синюшинского комплекса, являются продуктами глубокой дифференциации гранитной магмы.



**Рис. 29.** Мультиэлементные диаграммы для гранитов белокурихинского комплекса.

1, 2 – Усть-Калманский массив на листе N-44 (данные [45]): 1 – биотитовые лейкограниты, 2 – мусковитизированные лейкограниты; 3 – катаклазированные лейкограниты Огневского массива (данные [335]).

Изотопный состав Nd и Sr указывает на участие умеренноистощенного мантийного источника при формировании биотитовых лейкогранитов –  $\epsilon_{Nd}(T) = +1,1$  и уменьшается в двуслюдяных гранитах –  $\epsilon_{Nd}(T) = +0,5$ . Сильная обогащенность пород радиогенным стронцием указывает на существенное участие в их формировании корового вещества –  $\epsilon_{Sr}(T) = +37,7$ . Nd-модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM_{2st}) = 0,95–0,99$  млрд лет заметно выше чем в породах синюшинского комплекса (0,79–0,83 млрд лет), вероятно, за счет большего участия вещества древней континентальной коры.

Геодинамическая обстановка формирования гранитов белокурихинского комплекса по геохимическим критериям определяется как внутриплитная.

С гранитоидами белокурихинского комплекса связаны жильно-грейзеновые уран-редкометалльные проявления.

В пределах Чарышско-Галицкой СФЗ U-Pb-методом по навеске циркона из лейкогранитов Каракольского массива получен возраст  $243,5 \pm 4,7$  млн лет [96]. В петротипическом Белокурихинском массиве U-Pb и Rb-Sr методами

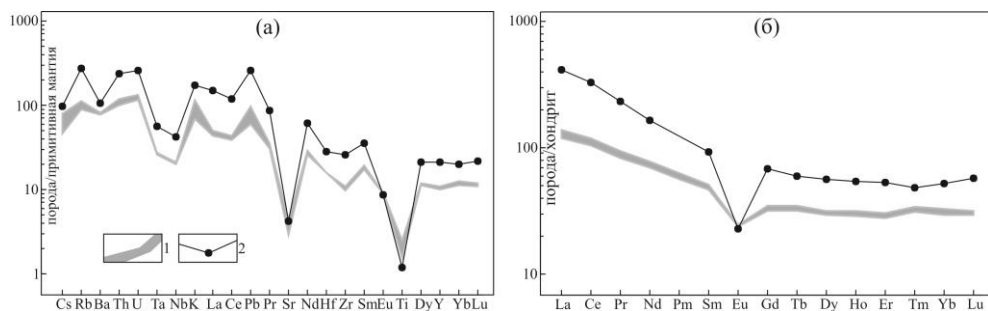
для порфиroidных крупнозернистых биотитовых гранитов и лейкогранитов Белокурихинского массива получены значения  $232 \pm 4,7$  млн лет и  $245 \pm 8$  млн лет [96]. По данным U-Pb датирования (SHRIMP), для биотитовых лейкогранитов Усть-Калманского массива на площади смежного листа N-44 получено значение конкордантного возраста  $258,3 \pm 2,3$  (СКВО 0.23). Возможно, возраст удревлен за счет унаследованного циркона. В 20 км восточнее на площади соседнего листа – M-45 в Чарышско-Талицкой СФЗ для двуслюдяных гранитов Верхне-Талицкого массива конкордантное значение возраста (SHRIMP) составило  $240,4 \pm 1,8$  млн лет (СКВО 0.69). По совокупности данных изотопного датирования возраст белокурихинского комплекса, как и синюшинского, принимается раннетриасовым.

**Среднетриасовые риодациты и риолиты** ( $\lambda\zeta$ ,  $\lambda T_2$ ) выделены впервые на основании результатов изотопного датирования. Ранее эти образования были описаны как среднекаменноугольные плагиогранит- и тоналит-порфиры (Николаевский ареал) [42]. Интрузивы представлены небольшими по размеру порфиroidными телами субвулканического облика в пределах Золотушинской ВТД, где они располагаются в виде цепочек вдоль разломов северо-западного направления, а также выполняют центральные части девонских палеовулканов [42]. Наиболее крупными массивами являются Луговской, Георгиевский, Кировский. Характерны силлы, лакколиты, штоки, сложные комбинированные залежи (размеры от 0,1–0,5 до 3–5, редко 10–20 км<sup>2</sup>). Интрузивы кислого состава нередко характеризуются зональным строением – фельзитовидные и сферолитовые разности, слагающие краевые и фронтальные части тел, на глубине сменяются раскристаллизованными породами. Часто отмечаются инъекционные проникновения во вмещающие породы с образованием брекчий инъецирования, а также метасоматическая проработка последних на довольно значительное расстояние (до 100 м и более). Вторичные изменения выражаются в интенсивной хлоритизации, эпидотизации, альбитизации и окварцевании вмещающих пород, иногда отмечается скарнирование. В физических полях массивы выделяются по-разному в зависимости от состава слагающих их пород. Магнитное поле обычно несколько повышенное над диорит-порфиroidитами и гранодиорит-порфиroidами (300–400 нТл), имеет тенденцию к понижению над более кислыми породами (до 100–200 нТл). Аналогично кислые разности характеризуются понижением гравиметрического поля, а более основные его – слабым повышением [42].

Интрузивы сложены гранит-, плагиогранит-, гранодиорит-порфиroidами, диорит- и кварцевыми диорит-порфиroidитами, дацитами, риодацитами и риолит-порфиroidами. Породы кислой группы красно-бурой, розовато-серой, участками зеленовато-серой окраски, порфиroidной (часто невадитовой) структуры, массивной, участками пятнистой текстуры. Более основные разности характеризуются зеленовато-серой окраской, порфиroidной структурой, массивной и миндалекаменной текстурой. Петрографическими особенностями пород являются: 1) наличие многочисленных вкрапленников (от 15–20 до 60–70 % объема породы), часто в гломеросростках, альбита ( $An_{2-9}$ ), олигоклаза ( $An_{10-25}$ ), андезина ( $An_{30-48}$ ), кварца, калишпата (ортоклаз, микроклин-пертит), амфибола и биотита (резко преобладают кварц и плагиоклаз); 2) относительно крупные размеры порфиroidных выделений (от 0,5 до 15 мм, обычно

2–7 мм), брекчиевидность и оплавленность кристаллов; 3) базису свойственны фельзитовая, криптофельзитовая, сферолитовая, микрогранитовая, микрогранобластовая, микролитовая и микрографическая структуры [42]. Из акцессориев отмечаются пирит, магнетит, лейкоксен, апатит. Вторичные минералы представлены пренитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом.

Химический состав пород разнообразен, но обнаруживает в целом повышенную глиноземистость и железистость, умеренную щелочность натриевой и калиево-натриевой специализации. Сравнение редкоэлементного состава риодацитов ( $K_2O$  2,0–3,36%) и риолит-порфиров ( $K_2O$  5%) показывает их общность по графикам распределения на рис. 30.



**Рис. 30.** Мультиэлементные диаграммы для пород Кировского массива.

1 – риодациты (данные [42]); 2 – риолит-порфиры.

В обеих разностях относительно слабо проявлены положительные аномалии K, Rb, Pb и отрицательные аномалии Ta и Nb, но резко выражены глубокие минимумы по P, Sr и Ti. Риодациты обогащены (мкг/г): Sr 137–165, Ni 22,8–28,3, распределение РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 169–191 мкг/г) умеренно фракционированное –  $(La/Yb)_N$  3,8–4,0 и отчетливо проявлен Eu-минимум ( $Eu/Eu^*$  0,56–0,64). Риолит-порфиры отличаются более высоким содержанием редких элементов (мкг/г): Nb 27,7; Zr 272; Y 91,4; Ga 20,3 и редкоземельных ( $\Sigma$ РЗЭ 465,75 мкг/г) с более фракционированным распределением –  $(La/Yb)_N$  7,41 и хорошо проявленным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0,29) что в сумме указывает на глубоко дифференцированный кислый расплав.

Геодинамическая обстановка формирования среднекаменноугольных риодацитов и риолитов на диаграммах с использованием малоподвижных элементов Nb, Ta, Y, Rb определяется как внутриплитовая.

Рудная минерализация в связи со среднетриасовыми интрузивами проявляется в виде широких ореолов рассеянной вкрапленности пирита, халькопирита, галенита сфалерита, а также в форме штокверков, жил и штоков колчеданно-полиметаллических руд, известных на сопредельной территории Республики Казахстан [42].

Интрузивы прорывают и метаморфизуют отложения раннего и среднего карбона (малоульбинская свита) и перекрываются раннеюрскими отложениями.

ями. Традиционно эти интрузивы датировались не древнее среднего карбона [42], однако U-Pb по циркону из риолит-порфиров Кировского массива получено конкордантное значение возраста  $243 \pm 3$  млн лет (СКВО 0.00048), соответствующее среднему триасу.

**Луговской гипабиссальный комплекс долеритовый ( $\beta J_2 I$ )** представлен небольшими по размеру силло- и дайкообразными телами долеритов и диорит-порфиритов, залегающими среди юрских угленосных отложений Луговской мульды, где они пересечены несколькими скважинами [42]. Долериты имеют минеральный состав (%): плагиоклаз – 40–60, псевдоморфозы роговой обманки 5–40 и биотита (до 15) по клинопироксену, рудный минерал – до 5 %, разложенное вулканическое стекло – 5–20, карбонаты – до 20. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, баритом. Диорит-порфириты содержат порфиновые выделения плагиоклаза размером до 1 см в количестве 40 % объема породы. Основная масса тонко-мелкозернистая, состоящая из плагиоклаза и темноцветного минерала, сильно хлоритизирована и гематитизирована. Породы комплекса бедны кремнекислотой, богаты фемическими компонентами, натрий преобладает над калием, кальциевые плагиоклазы – над щелочными. По химическому составу они попадают в группу пород толеитового ряда. Возраст комплекса определяется на основании залегания его силлов и даек в ранне-среднеюрских отложениях луговской свиты. Изотопно-геохимическими методами комплекс не изучен, так как керн из скважин в Луговской мульде не сохранился.

---

---

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа М-44 широко распространены метаморфические образования различных фаций и типов, вследствие длительного многостадийного развития и преобразования геологических структур региона. Динамометаморфические образования в виде зон катаклазитов, милонитов, расщепления сопровождаются все главные разломы, разделяющие, структурно-формационные зоны региона, а также большинство второстепенных разломов. Наиболее крупными динамометаморфическими структурами являются зона Чарышско-Терехтинского глубинного разлома, а также Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия, ограничивающие Рудно-Алтайскую СФЗ.

Метаморфические и динамометаморфические породы развиты по раннепалеозойским отложениям в фундаменте Коргоно-Терехтинской СФЗ (терехтинский зеленосланцевый комплекс) и особенно широко в Иртышской СФЗ (иртышский метаморфический комплекс). Интенсивный метасоматоз обычно пространственно сопряжен с крупными тектоническими зонами, но проявлен неравномерно в зависимости от состава субстрата и степени его тектонической переработки. Процессы контактовых изменений описаны при характеристике магматических комплексов, с которыми они связаны. Поля скарнов и скарнированных пород со скоплениями ремобилизованного магнетита обнаруживают пространственную связь с массивами субвулканических гранитов коргонского комплекса, претерпевших интенсивный кремнещелочной метасоматоз натрового профиля.

**Терехтинский комплекс зеленосланцевый** ( $sPR_2(O_1)t$ ) участвует в строении основания Коргоно-Терехтинской СФЗ на юго-востоке территории листа М-44. В его составе выделялись [342] два подкомплекса: кварцит-метабазит-зеленосланцевый и метапелит-зеленосланцевый, отобразить которые из-за малых размеров площадей выходов в масштабе геологической карты не представляется возможным.

*Кварцит-метабазит-зеленосланцевый подкомплекс (шельдянская толща)* слагает серию линзовидных тектонических блоков среди девонских вулканогенных образований вдоль восточной границы Коргонского прогиба. Блоки зеленосланцевых пород рассматриваются как тектонические отторженцы крупного выступа зеленосланцевых пород, расположенного юго-восточнее на листе М-45 Терехтинского горста. Наиболее удаленным на северо-запад

фрагментом Терехтинского горста является мелкий линзовидный блок метаморфитов в левом борту верхнего течения р. Иня. По данным В. И. Тимкина, здесь зафиксировано наличие ксенолитов зеленых сланцев в порфириновых риолитоидах и плагиогранит-порфирах ранне-среднедевонского коргонского комплекса, что подтверждает доэмсский и, вероятно, более древний возраст данных образований [342].

В бассейне верхнего течения рек Сибиряков Коргон, Осипов Коргон и Антонов Коргон широко распространены метабазитовые (по метабазальтам, значительно менее – по туффитам и, возможно, туфам основного состава) метаморфические сланцы альбит-эпидот-хлоритового, альбит-хлорит-актинолитового, актинолит-эпидот-альбитового и альбит-хлоритового составов, чередующиеся с серицитовыми микрокварцитами, кварцево-сланцевыми и хлорит-серицит-микрокварцитовыми сланцами. В меньшей степени развиты метатерригенные бластопсаммитовые и бластопелитовые метаморфиты и метадолериты. Сильное рассланцевание пород не позволяет достоверно установить первичные соотношения метабазитовой и метатерригенной толщ. Предполагается, что шельдянские метабазиты базальт-трахибазальтовой формации в ассоциации с породами кремнисто-сланцевой формации образуют единый базальт-кремнисто-сланцевый структурно-вещественный комплекс, фиксирующий океанический этап развития региона [342]. С метабазитами шельдянской толщи на соседней территории – листа М-45 парагенетически связано эксгалационно-осадочное сульфидное оруденение с золотом и платиноидами [54].

*Метапелит-зеленосланцевый подкомплекс* представлен однообразными метаморфическими сланцами хлорит-серицитового, кварц-альбит-серицитового, кварц-альбит-хлоритового, кварц-альбит-карбонат-серицит-хлоритового составов, нередко обогащенных карбонатом и кварцем с образованием кварц-карбонатных и кварцевых послойных скоплений. В единичных случаях отмечаются тела мраморов, через зоны полосчатых серицит-хлорит-карбонатных сланцев переходящих в метаморфические сланцы преимущественно серицит-хлоритового состава. Метапелит-зеленосланцевый подкомплекс развит более ограниченно, чем образования кварцит-метабазит-зеленосланцевого подкомплекса. Породы метапелит-зеленосланцевого подкомплекса, вероятнее всего, образовались по слоистым терригенным породам, главным образом по алевролитам с прослоями песчаников и, редко, известняков. Характерной особенностью метаморфических сланцев является частая сохранность первичной слоистой текстуры и бластопсаммитовой структуры исходных пород, метаморфизованных в условиях нижней хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. В геофизических полях метаморфиты терехтинского комплекса выражены повышением значений регионального гравитационного фона и положительными магнитными аномалиями с ориентировкой осей и градиентных зон в северо-западном направлении.

Возраст терехтинского комплекса является дискуссионным. В более изученной части Терехтинского горста, сложенной метабазит-метапелитовым глаукофан-зеленосланцевым комплексом, заметную роль играют метабазиты, близкие по химизму к «высокотитанистым» толеитам СОХ и океанических островов. Предполагается региональный тип «метаморфизма погружения» и



наиболее древний (возможно, позднерифейский?) возраст субстрата [96]. Предполагается, что формирование протолита метабазитов происходило в обстановке океанических островов или поднятий с кремнисто-карбонатным чехлом. При этом метапелиты, реконструируемые как граувакки, могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные фации фланговых зон подводных вулканов, а слоистые кремнистые осадки и мраморы – как древние пелагические осадки и мелководно-морские карбонатные породы осадочного чехла симаунтов. Тектоническое совмещение пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, могло иметь место при вхождении симаунта в зону субдукции или непосредственно в субдукционной зоне [29]. Полученные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки ( $485,3 \pm 2,1$ ;  $486,9 \pm 20,2$  и  $483,7 \pm 9,6$ ;  $491,2 \pm 4,7$  млн лет) по фенгитам и глаукофанам указывают на раннеордовикский (тремадок-аренигский) возраст глаукофансланцевого метаморфизма и процессов субдукции/экзгумации метабазитов Терехтинского горста [29, 30]. Возраст комплекса  $\text{PR}_2(\text{O}_1)$  принимается в соответствии с серийной легендой [270] и геологической картой соседнего листа – М-45 [44].

**Иртышский комплекс метаморфический (a, ks, sD<sub>1</sub>(D<sub>3</sub>)i)** Породы иртышского комплекса, по данным бурения [315, 356, 342, 343], слагают почти всю Иртышскую СФЗ, за исключением блоков более слабо метаморфизованных отложений орловской свиты в ее восточной части и редких массивов гранитоидов раннекаменноугольного и раннепермского возраста. Для блоков метаморфитов характерны линзовидные и пластообразные, реже субизометричные формы и различные размеры до первых десятков и сотен метров [342]. Иртышский комплекс, как и вмещающая его Иртышская СФЗ (Иртышская зона смятия), имеет чешуйчато-линзовидное внутреннее строение [342, 343]. В некоторых блоках наблюдается частая перемежаемость пород различного петрографического состава и степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Состав и структура Иртышской зоны смятия изучены слабо, что объясняется полным отсутствием обнаженности.

В региональном плане комплекс, как и в целом Иртышская зона смятия, приурочен к резкой гравитационной ступени северо-западного простиранья, разделяющей Алейско-Рубцовский максимум на северо-востоке и Калбинский гравитационный минимум на юго-западе и осложненной в своей средней части понижением значений регионального гравитационного фона. Породам комплекса соответствует слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле на юге и слабо положительное поле на севере; в средней части фиксируется резко дифференцированное магнитное поле с наличием мелких положительных магнитных аномалий, вероятно, соответствующих блокам амфиболитового состава, наличие которых подтверждено бурением [342, 343].

Петрографический состав иртышского комплекса характеризуется преимущественным развитием серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых (до кварц-мусковитовых), слюдястых и слюдисто-кварцевых сланцев. В меньшей степени встречаются биотитовые и двуслюдяные гнейсы (плаггиогнейсы), амфиболиты и кристаллические сланцы различного состава. Породы более высоких ступеней метаморфизма распространены неравномерно и сосредоточены в районе резкого уступообразного изгиба западной границы Иртышской

зоны смятия. Также в значительном количестве они развиты севернее пос. Угловский в виде блоков преимущественно амфиболитового состава, где инъецированы мелкими телами плагиогранитов.

Серицит-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы развиты на значительной площади Иртышской зоны смятия [315, 356]. Породы характеризуются мелкозернистым строением, сланцеватой линзовидно-полосчатой и плейчатой-полосчатой текстурой, переменными количествами слагающих их минералов с обособлением анхимономинеральных существенно серицитовых, существенно хлоритовых и кварцевых зон. Часто в значительных количествах присутствует плагиоклаз (альбит), биотит и амфибол актинолитового ряда. Иногда отмечаются тонкая вкрапленность пирита, турмалина и кварц-карбонатные прожилки. Развитие кварц-серицит-хлоритовых метаморфических сланцев зафиксировано в западной части Иртышской зоны северо-западнее села Угловское, где южнее они сменяются кварц-биотитовыми сланцами полосчатой, реже очковой текстуры с вариациями до биотитовых кварцитов [356].

Плагиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы в крупных скоплениях пользуются ограниченным распространением. Петрографический состав плагиогнейсов характеризуется широкими вариациями содержаний главных породообразующих минералов до биотит-кварцевых с гранатом, альбит-кварцево-сланцевых и биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Чаще встречаются биотитовые и двуслюдяные олигоклазовые плагиогнейсы с содержанием микроклина от 5 до 10–15% (двуслюдяные и мусковитовые гнейсы) [315]. Также типоморфной, но менее распространенной петрографической разновидностью иртышских метаморфитов являются биотит-амфиболовые плагиогнейсы со слабозональным плагиоклазом и редкими зернами граната. Для всех плагиогнейсов и кристаллических сланцев характерно присутствие в разных количествах эпидота, хлорита, иногда турмалина, акцессорных сфена, циркона, рутила, магнетита.

Амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы развиты как в восточной, так и в западной части Иртышской зоны смятия, где они встречаются совместно со слюдястыми олигоклазовыми плагиогнейсами, слюдястыми кварцитами и кристаллическими сланцами, инъецированными жилами биотитовых и биотит-мусковитовых плагиогранитов. Ортоамфиболиты и параамфиболиты, перемежающиеся с плагиогнейсами, амфиболовыми и слюдястыми кристаллическими сланцами, развиты в Туруханском блоке, максимальное развитие параамфиболитов зафиксировано скважинами в районе Магистрального канала [315]. Здесь параамфиболиты представляют собой серозеленые до темно-зеленых мелкокристаллические, сланцеватые тонкополосчатые и нередко мелкоплейчатые породы с преобладанием зеленой и синезеленой обыкновенной роговой обманки (65–75%) над плагиоклазом-олигоклазом, реже андезином (до 20%), иногда с мелкой вкрапленностью пирита и полевошпат-кварцевыми прожилками. Обычно в значительных количествах присутствуют кварц (до 10%) и сфен (первые проценты).

Ортоамфиболиты встречаются реже [343]. Они имеют более массивное строение и характеризуются развитием клинопироксеновых разновидностей, фиксирующих максимальную степень метаморфизма амфиболитовой фации.

Петрографический состав пород включает плагиоклаз, представленный андезином и андезин-лабрадором (30–45%), буровато-зеленой до сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой (40–50%) и слабозеленоватым клинопироксеном (15–20%), нередко обрастающим роговой обманкой. Регрессивные изменения выражены в развитии эпидота и актинолита по роговой обманке, примеси представлены значительными количествами зерен сфена, лейкоксена, рутила, апатита, рудного минерала, иногда пирита. Амфиболовые кристаллические сланцы с четко выраженной полосчатостью и сланцеватостью характеризуются более непостоянным минеральным составом и частым присутствием кварца (до 15%) и эпидота (до 10%), по уровню метаморфизма соответствуя эпидотовым амфиболитам. Плагиоклаз в ортоамфиболитах варьирует по составу от андезин-лабрадора до андезин-олигоклаза, амфибол представлен буро-зеленой обыкновенной роговой обманкой, к существенно амфиболовым участкам приурочены линзовидные скопления сфена и рутила.

В западной части Иртышской зоны зафиксировано [343] развитие амфиболитов темно-серой до черной окраски, мелкозернистой структуры и микросланцеватой текстуры, с мелкой вкрапленностью сульфидов и тонкими линзовидными прожилками мощностью до 1 мм, сложенными плагиоклазом и кварцем. Под микроскопом порода обнаруживает гранонематобластовую структуру и неясно выраженную линзовидно-полосчатую текстуру. Размер зерен минералов находится в пределах от 0,01 до 0,1 мм, в прожилках – до 1 мм. В составе пород доминирует амфибол, представленный нередко длиннопризматической (зерна шестоватого облика) зеленой и синевато-зеленой обыкновенной роговой обманкой (50–60%). Плагиоклаз (до 30%) по составу (по результатам микросондового анализа) варьирует от несдвойникового олигоклаза до битовнита с содержанием  $\text{CaO} = 15\text{--}16\%$ . В ограниченных количествах присутствует клинопироксен, кварц (5–10%), чаще – в составе прожилков, скоплений, более крупных пойкилобластов и нередко имеющий облачно-волнистое угасание, что свидетельствует о значительной катаклазированнойности породы. В количестве до первых процентов в рассеянных мелких неправильных зернах и в виде мелкой сыпи присутствует рудный минерал, представленный магнетитом, ильменитом, сульфидами. Характерен сфен, апатит, присутствуют единичные зерна и скопления эпидота, хлорита и мусковита.

Условия формирования пород иртышского метаморфического комплекса определяются наличием разнообразных минеральных парагенезисов в широком диапазоне от низов зеленосланцевой фации до более локальных проявлений амфиболитовой фации. Выделены три основные группы пород, характеризующие термодинамические условия метаморфизма [342, 343]:

– зеленосланцевой фации, выраженные в развитии типоморфного парагенезиса кварц – альбит – хлорит – серицит (мусковит) с биотитом, актинолитом, эпидотом и метаморфических сланцев кварц-серицит-хлоритового, кварц-альбит-серицитового, кварц-серицитового (кварц-мусковитового), кварц-биотит-мусковитового, слюдисто-кварцевого, кварц-альбит-хлорит-актинолитового состава;

– эпидот-амфиболитовой фации, выраженные в развитии типоморфного парагенезиса эпидот – роговая обманка – олигоклаз или кварц – мусковит –

биотит – олигоклаз с гранатом и породной ассоциации эпидотовых амфиболитов, двуслюдяных плагиогнейсов, двуслюдяных и эпидот-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев;

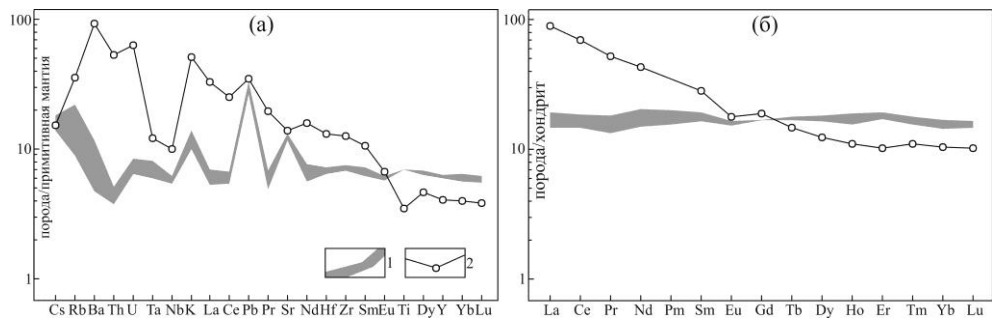
– амфиболитовой фации, выраженные в развитии типоморфного парагенезиса роговая обманка – андезин с клинопироксеном, биотитом, гранатом и породной ассоциации клинопироксеновых амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов.

Определение фациальной принадлежности метаморфитов иртышского комплекса осложнено развитием более поздних динамометаморфических и диафторических изменений, что в частности может быть отнесено к эпидотовым амфиболитам, возможно, развитых в результате диафтореза пород более высокой степени метаморфизма и эклогитоподобных пород. Наличие амфиболитов, кристаллосланцев и гнейсов среди динамосланцев зеленосланцевой фации отражает высокоградиентный и полифациальный характер метаморфизма [343].

Химический состав метаморфических пород изучен в пяти скважинах [343], вскрывших породы зеленосланцевой (кварцево-сланцевые и кварц-мусковитовые сланцы), эпидот-амфиболитовой (кварц-эпидот-амфиболитовые сланцы) и амфиболитовой (амфиболитовые сланцы) фаций метаморфизма. Породы характеризуются низким уровнем щелочности, при этом в метаморфических сланцах фиксируются низкие содержания кальция и преобладание калия над натрием как следствие широкого развития мусковита и биотита, а амфиболитовые сланцы и амфиболиты обнаруживают низкую калиево-натриевую насыщенность при высокой известковистости и умеренной титанистости. Амфиболиты имеют достаточно выдержанный химический состав, умеренную титанистость и низкую калиево-натриевую насыщенность, а по содержаниям и соотношениям главных петрогенных компонентов в целом соответствуют океаническим толеитовым базальтам N-типа [343]. Слюдистые сланцы на диаграмме для реконструкции первичного состава метаморфических пород [34] попадают в поле составов олигомиктовых и полимиктовых алевролитов на границе с полем аркозовых, субаркозовых и полимиктовых песчаников с химизмом кислых туффитов [343]. Микроэлементный состав ортоамфиболитов свидетельствует об их возможном происхождении в результате метаморфизма толеитовых базальтов.

По отношению к составу примитивной мантии (рис. 31, а) в ортоамфиболитах отмечаются низкие содержания крупноионных литофильных элементов, положительные аномалии K, Cs, Rb, Pb, Sr и отрицательные аномалии Ba и Th. Отсутствуют отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti, собственные субдукционному магматизму. Содержания РЗЭ находятся в узком диапазоне ( $\Sigma \text{РЗЭ}$  40–47 мкг/г), фракционированность РЗЭ отсутствует –  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  0,83–1,24, как и Eu-минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  0,91–0,92) (рис. 31, б).

Слюдистые сланцы характеризуются умеренно низкими содержаниями большинства редких и рассеянных элементов, в том числе Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Th и редких земель при отчетливо выраженном Eu-минимуме и слабо повышенными по сравнению с породами кислого состава концентрациями хрома, кобальта, никеля и ванадия [343].



**Рис. 31.** Мультиэлементные диаграммы для пород иртышского метаморфического комплекса:

1 – ортоамфиболиты; 2 – мигматизированные амфиболовые кристаллосланцы.

Анализ петрографического и химического составов метаморфических пород иртышского комплекса дает основание предполагать их формирование по терригенным образованиям – тонкослоистым кремнисто-глинистым сланцам, алевролитам и полимиктовым песчаникам, известковистым алевролитам и песчаникам с прослоями песчаных известняков [343]. В то же время широкое развитие амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев позволяет предполагать наличие в субстрате метабазитов [343]. Ортоамфиболиты по геохимическим параметрам сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов N-MORB типа. Считается, что Иртышский метаморфический пояс, в состав которого входит иртышский метаморфический комплекс, является полихронным, полифациальным и полизональным образованием и включает собственно Иртышскую зону смятия и обнажающиеся в ее пределах приподнятые и подвергшиеся метаморфизму разнородные блоки древних пород [14]. Блоки амфиболитов с составом толеитовых базальтов N-MORB типа могут быть объединены с массивами гипербазитов сарбасского комплекса, установленными в восточной части Иртышской зоны смятия, в единую офиолитовую ассоциацию, фиксирующую присутствие в составе комплекса метаморфизованной океанической коры [343].

Изотопия Nd и Sr указывает на деплетированный мантийный источник для базитового протолита ортоамфиболитов ( $\epsilon_{Nd}(T) = +8,1$ ), сильно контаминированный коровым материалом ( $\epsilon_{Sr}(T) = +50,21$ ). Высокая величина отношения  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1984$  не позволяет определить модельный возраст протолита амфиболитов. Мафитовые кристаллосланцы, ассоциирующие с амфиболитами, имеют отрицательное «коровое» значение величины ( $\epsilon_{Nd}(T) = -1,9$ ) и модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM_{2st})$  1,29 млрд лет, что указывает на осадочный протолит кристаллосланцев.

При определении возраста иртышского метаморфического комплекса индикаторную роль играет возраст синдеформационного магматизма. По результатам U-Pb датирования по циркону синтектонических гранитов из мигматитов амфиболитовой фации Курчумско-Кальджирского блока (Республика Казахстан) значение возраста  $362,8 \pm 5$  млн лет [93] рассматривалось как

время метаморфизма в Иртышской СФЗ, а время формирования протолита метаморфических пород отнесено к интервалу 395–360 млн лет. Позже, при датировании U-Pb методом (SHRIMP) гранитоидов Курчумского блока [106], конкордантное значение возраста получить не удалось, но по одному зерну циркона согласованные значения возраста по отношениям  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$  ( $357 \pm 3$  и  $358 \pm 8$  млн лет) близки к результатам, полученным для мигматитов [93]. По результатам датирования U-Pb методом по циркону амфиболитов на Карчигинском полиметаллическом месторождении в Казахстане получен возраст  $374 \pm 8$  млн лет, который рассматривают как время метаморфизма в Иртышской зоне [177]. Ar-Ar датированием по биотиту из рудоносных гнейсов на Карчигинском месторождении получен возраст  $365,3 \pm 4,6$  млн лет, который рассматривается как возраст метаморфизма в Курчумском террейне. Рениево-осмиевый возраст пирита Карчигинского месторождения также указывает на метаморфические события с возрастом 359–355 млн лет [177]. Близкие результаты были получены китайскими геологами в обнаженной части Иртышской СФЗ в районе г. Усть-Каменогорск [185]. По результатам датирования современными методами биотит-плагиоклазовых гнейсов сделан вывод, что гнейсы имеют раннепалеозойский протолит и возраст метаморфизма 380–400 млн лет [185].

Датированные нами амфиболиты и кристаллосланцы, вскрытые скв. 18 в районе Новоугловского интрузивного массива, бедны цирконом. Из амфиболитов с геохимическими характеристиками базальтов N-MORB типа было извлечено только два зерна. Одно из них с возрастом  $859 \pm 16$  млн лет, имеющее очень низкие содержания (мкг/г): U – 35; Th – 30 и отношение Th/U = 0,87, интерпретируется как унаследованное из мантийного протолита. Второе зерно с содержаниями (мкг/г): U – 347; Th – 258 и отношением Th/U = 0,77 имеет возраст  $415,1 \pm 4,6$  млн лет, и вероятно, отражает время проявления базитового магматизма. Близкий U-Pb возраст  $401 \pm 4$  млн лет получен для ассоциирующих с амфиболитами ультрамафитов сарбасского комплекса.

Мафитовые биотитсодержащие кристаллосланцы, ассоциирующие в керне с амфиболитами, тоже бедны цирконом, который имеет явные признаки детритового происхождения и тем самым указывает на осадочный пролит кристаллосланцев. В них по зернам с отчетливой осцилляторной (магматической) зональностью получены значения возраста от  $494 \pm 10$  до  $436 \pm 9$  млн лет. По двум метаморфическим облочкам с отношением Th/U = 0,09 получены значения возраста  $400 \pm 8$  и  $363 \pm 16$  млн лет. Верхний возрастной рубеж метаморфизма в Иртышской СФЗ ограничивается временем внедрения гранитоидов волчихинского комплекса: 335–333 млн лет, вскрытых той же скважиной и секущих метаморфическую полосчатость в гнейсах [64]. По совокупности наших данных и материалов предшественников, для иртышского метаморфического комплекса принимается раннедевонский возраст пород протолита и позднедевонский возраст метаморфизма.

**Дислокационно-метаморфические образования** выделяются в Иртышской СФЗ, разделяющей структуры Рудно-Алтайской и Калба-Нарымской СФЗ. Зона метаморфических пород северо-западного простирания граничит со структурами Рудно-Алтайской СФЗ по Иртышско-Маркакольскому разлому. В южном направлении (на территории Казахстана) блок метаморфиче-

ских пород резко сужается. В северо-восточной части Калба-Нарымской СФЗ метаморфические породы встречаются в виде отдельных тектонических линз. Характерна частая перемежаемость с мощностью зон от десятков до первых сотен метров метаморфических и кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и повышение степени метаморфизма до амфиболитовой фации с появлением амфиболитов (ассоциирующих с роговиками и скарноидами) и гнейсов в приконтактной зоне гранитоидных массивов прииртышского и калбинского комплексов. Для метаморфитов характерны линейно-линзовидные и пластообразные, реже субизометричные очертания и различные размеры. Парасланцы, развитые по мелкозернистым терригенным породам, имеют мощность до первых сотен метров, амфиболиты и плагиогнейсы имеют меньшие размеры (первые десятки метров) и тяготеют к контактам гранитоидных тел прииртышского комплекса. Начало формирования основного объема динамометаморфических пород (метаморфических и кристаллических сланцев) предшествовало становлению раннекаменноугольного волчихинского габбро-тоналит-гранитового комплекса. Меньшая проявленность динамометаморфических процессов в породах калбинского гранитового комплекса свидетельствует о затухании их к концу палеозоя. Активные процессы динамометаморфизма, затушевавшие меланжево-блоковое строение Иртышской зоны смятия и вызвавшие процессы диафтореза более древних и более глубоко метаморфизованных пород, протекали в раннепермское время, что косвенно может подтверждаться интенсивным рассланцеванием и милонитизацией каменноугольных терригенных толщ в Западно-Калбинской СФЗ. Изотопный возраст метаморфитов, полученный Ar-Ar методом в серии точек опробования вдоль Иртышской зоны смятия в Казахстане, находится в интервале  $283 \pm 7 - 277 \pm 7$  млн лет, что соответствует раннепермскому времени [343].

**Гидротермально-метасоматические образования.** Среди обширного семейства гидротермально-метасоматических образований, установленных в регионе [33], ниже будут охарактеризованы только те из них, которые имеют важное значение для прогноза рудоносности.

*Рудоконтролирующая роль метасоматитов.* В Рудном Алтае по результатам специализированного петрографо-геохимического картирования гидротермально-метасоматических формаций [91] определены фации метасоматитов подрудного, рудного и надрудного уровней. В комплексе с анализом структуры аномального геохимического поля появляется возможность выделять участки, перспективные для выявления скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения. Выяснилось, что зоны развития альбитофиров не представляют практического интереса. Прогнозное значение имеют березиты (рудный уровень) и адуляриты (надрудный уровень). Гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты, занимая в целом надрудный уровень, расположены ближе к периферии рудных полей и при локальном прогнозе играют второстепенную роль. Березиты, отвечающие уровню рудообразования, состоят из кварца, серицита, пирита, карбоната, хлорита. С приближением к руде увеличивается содержание кварца вплоть до появления монокварцевых метасоматитов и исчезает карбонат. Рудная минерализация локализована в кварцевых метасоматитах и сопровождается железисто-магнезиальным хлоритом. Гидрослю-

дисто-кварцевые и гидрослюдисто-кварц-калишпатовые метасоматиты (адуляриты) – надрудные части метасоматической колонны – образовались из «отработанных» гидротермальных растворов, поэтому они представляют наибольший прогнозный интерес.

В формировании эпитермального золото-серебряного, золото-ртутного, ртутного и других типов оруденения этого класса важное значение имеют аргиллизиты (Мурзинский рудный узел). Вулканогенные полевошпатово-аргиллизитовые метасоматические образования связаны с вулканическими и вулканоплутоническими очаговыми структурами в Новофирсовском, Курья-Акимовском, Змеиногорском девонских вулканических прогибах. Для них характерны кварц-адуляр-альбитовые метасоматиты, в связи с которыми формировались эпитермальные золото-серебряные рудно-магматические системы (Новофирсовская и Черепановская). Метасоматические образования Новофирсовского рудного узла разделены на две основные группы: площадные метасоматиты (пропилиты, аргиллизиты, вторичные кварциты) и метасоматиты линейных зон, наложенных на площадные метасоматиты (пирит-кварцевые, кварцево-слюдистые прожилки в пирит-кварц-серицитовых метасоматитах и окварцованных вулканогенных породах). В площадных метасоматитах установлена вертикальная зональность, выраженная последовательной сменой по восстанию гидротермальной колонны пропилитов (эпидот-кальцитовая и альбит-хлорит-кальцитовая фации), аргиллизитов (каолинит-смектитовая и каолинит-кварцевая фации) и вторичных кварцитов. Выделены окологорудные метасоматиты березитовой и аргиллизитовой формаций, развитые вдоль крутопадающих линейных рудовмещающих разрывных нарушений.

Контактово-метасоматические месторождения железа (Инское, Белорецкое и др.) расположены в пределах Холзуно-Коктогайского железо-редкометалльно-полиметаллического пояса. Он включает приграничные структуры Горного и Рудного Алтая и прослеживается в юго-восточном направлении более чем на 1000 км при ширине 50–70 км с территории России через Казахстан в Китай. Железорудные месторождения этого пояса в настоящее время не эксплуатируются, но они представляют интерес в связи с комплексным характером оруденения. Тип железорудных скарнов представляет интерес, в первую очередь, в связи с возможным наложением на скарны медно-золоторудной минерализации. В Коргонском рудном районе представителями скарново-железорудного типа являются крупное по запасам Белорецкое и среднее Инское месторождения. На возможное в связи с ними медно-золотое оруденение они не изучены. В двух малых месторождениях Тимофеевское и Чесноковское установлено наложение на железные руды медно-сульфидного оруденения, причем на Тимофеевском – с урановой и редкоземельной минерализацией. На возможность сопутствующего золотого оруденения эти массивы не изучались. Между тем, золото-медное оруденение в Холзуно-Коктогайском поясе известно в Китае – скарново-железорудное месторождение Чахахала (содержание золота 0,35–2,4 г/т). Медные руды этого месторождения аномально обогащены редкоземельными элементами (сумма РЗЭ – 736 г/т). Там же, на скарново-железорудном месторождении Мынку бурением на глубине также было вскрыто самостоятельное меднорудное тело, но



сведения о его масштабах и золотоносности отсутствуют. Наличие железо-продуктивных вулканических образований с полиметаллическим и золото-сульфидно-кварцевым оруденением свидетельствует о благоприятных условиях для формирования рудно-магматических систем, подобных типу Олимпик Дам [355].

---

---

## ТЕКТОНИКА

Юго-Западный Алтай является крайней северо-западной частью Алтае-Саянской аккреционно-коллизийной области Центрально-Азиатского подвижного пояса [355]. Алтайская аккреционно-коллизийная система общей протяженностью 1200 км при ширине от 150 до 600 км представляет собой трапециевидный блок, широкая сторона которого на северо-западе перекрыта Бийско-Барнаульской впадиной, а на юго-востоке «сдавлена» Джунгарской плитой [355]. В тектоническом отношении Западный Алтай имеет двухэтажное строение: нижний этаж, нижнепалеозойско-раннемезозойский представлен горно-складчатым сооружением Западного Алтая и коренным основанием Бийско-Барнаульской впадины, верхний, мезозойско-кайнозойский сложен рыхлым чехлом Бийско-Барнаульской впадины. В тектоническом строении горно-складчатого сооружения Западного Алтая и фундамента Бийско-Барнаульской впадины принимают участие каледониды Алтае-Монгольской и Алтае-Салаирской складчатых систем и герциниды Обь-Зайсанской складчатой системы. Границей каледонид и герцинид является Северо-Восточный разлом (зона смятия), который прослеживается примерно по середине территории листа М-44 в северо-западном направлении. В северо-восточной половине территории в пределах Алтае-Саянской области каледониды представлены тремя структурно-формационными зонами (СФЗ): Коргоно-Терехтинской, Чарышко-Талицкой и Чарышко-Чуйской. В герцинидах Обь-Зайсанской складчатой системы геологические образования формировались в Рудно-Алтайской, Иртышской, Калба-Нарымской и Западно-Калбинской СФЗ.

### Глубинное строение

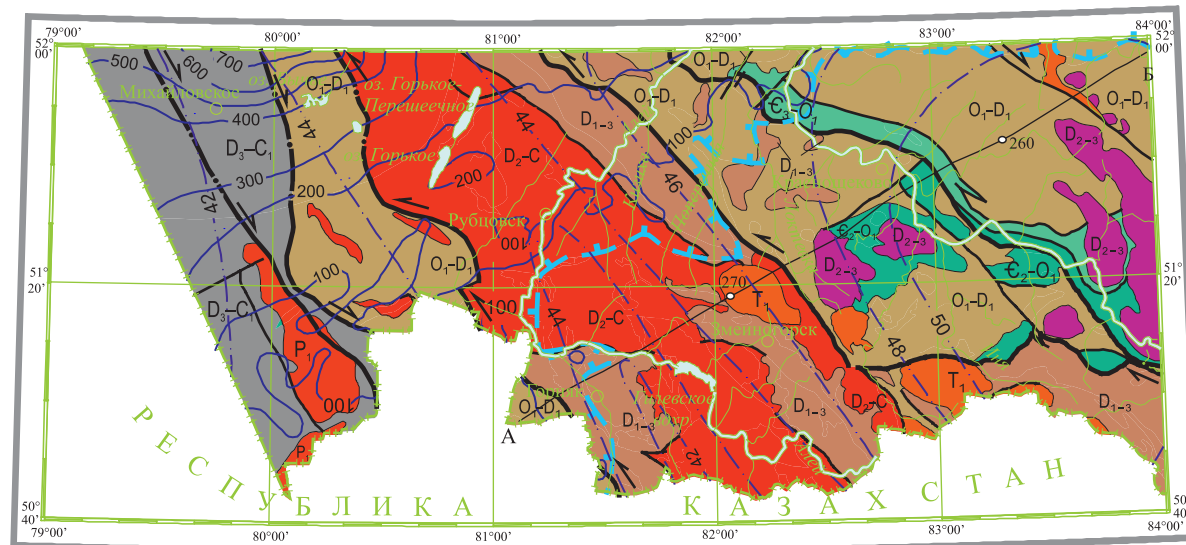
Данные гравиметрии, в совокупности с результатами глубинного сейсмического зондирования [271], показывают, что мощность земной коры уменьшается с северо-востока на юго-запад [167]. Рудному Алтаю свойственна сокращенная мощность земной коры, небольшая мощность гранитно-метаморфического слоя (до 8–12 км) и резко увеличенная гранулит-базитового слоя. На схеме остаточных аномалий  $\Delta g$  1-го порядка [258] Рудно-Алтайской СФЗ соответствует Алейско-Рубцовский гравитационный максимум, а Калба-Нарымской и Западно-Калбинской СФЗ – Калбинский гравитационный минимум. Иртышская зона смятия располагается в широкой градиентной полосе

переменных значений силы тяжести. По данным глубинных геофизических исследований [258, 90], под Рудным Алтаем до глубины 100–140 км фиксируется неоднородная, многослойно-блоковая литосфера континентального типа. Рудному Алтаю соответствует гребневидный выступ поверхностей Моховичича и Конрада при мощности земной коры в районе Рубцовска 37–40 км и ее увеличении до 45 км под структурами Иртышской и Калба-Нарымской СФЗ, с одной стороны, и до 50 км под Чарышко-Чуйской и Чарышко-Талицкой СФЗ – с другой (рис. 32). Мощность базито-метаморфического слоя, значительно увеличенная под Рудно-Алтайской СФЗ (20–22 км), уменьшается в юго-западном направлении до 14–18 км [76, 14]. С юго-запада и северо-востока Рудно-Алтайская аномальная зона резко ограничена сближенными линейными градиентами поля силы тяжести, отвечающими Иртышской и Северо-Восточной зонам смятия. Иртышская зона с увеличенной мощностью базито-метаморфического слоя (23–25 км) и скученной земной коры (до 47–49 км), в виде полосы низкоомных пород уступообразно, с субгоризонтальными срывами и сдвигами более верхних блоков в юго-западном направлении погружается ниже поверхности Мохо в северо-восточном направлении под структуры Рудно-Алтайской зоны [14]. Уступообразное падение Иртышской зоны смятия под структуры Рудного Алтая интерпретируется как его надвигание на структуры Иртышской и Калба-Нарымской СФЗ [14].

В гравитационном поле Рудному Алтаю отвечает аномальная зона северо-западного направления, прослеживающаяся от г. Рубцовск в юго-восточном направлении вначале до границы с Республикой Казахстан и далее до границы с КНР [68]. Вдоль осевой линии этой зоны (Срединная подзона) выделяется полоса уникальных максимумов силы тяжести, по интенсивности (от 12 до 24 мГал), значительно превосходящих аномальные зоны Горного Алтая. Одним из них на территории России является Алейско-Рубцовский максимум [258].

В строении земной коры центральной части территории первостепенное значение имеет пологое тектоническое нарушение, прослеживаемое по сейсмическим данным до глубины 50 км. На поверхности данное нарушение представлено Северо-Восточным разломом (зоной смятия), разделяющим две складчатые системы разного возраста. Северо-Восточный глубинный разлом фиксируется также при плотностном моделировании, но не находит отражения при построении модели по аномальному магнитному полю. Алейское поднятие, согласно данным моделирования, по-видимому, представляет собой блок кристаллических пород, надвинутый в северо-восточном направлении на каледонские структуры Алтае-Салаирской складчатой системы [271].

В аналитическом продолжении полей наклонная граница, сопоставляемая с Северо-Восточным разломом, разделяет площади, отчетливо отличающиеся по характеру физических полей. С запада к этой линии подходит область, соответствующая Алейскому выступу фундамента Рудно-Алтайской СФЗ, включающая многочисленные небольшие приповерхностные положительные и отрицательные аномалии магнитного поля и поля силы тяжести. В верхней части (диапазон глубин 0–20 км) эта область отвечает породам пониженной плотности, что скорее всего обусловлено широким развитием позднедевонских и раннекаменноугольных массивов гранитного состава змеиногорского

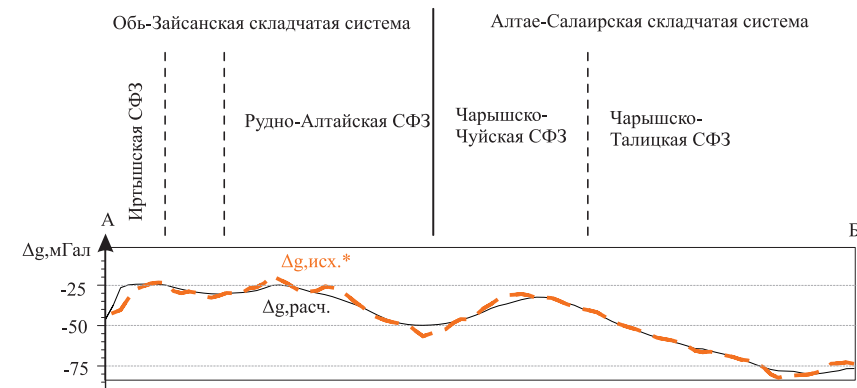


Структурно-вещественные комплексы

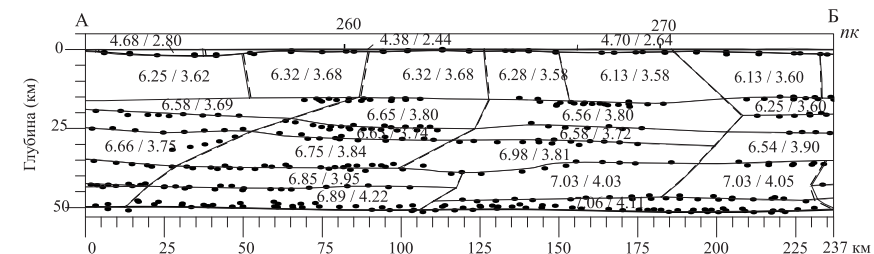
$T_1$	Раннетриасовый гранитовый		А ————— Б	Линия опорного сейсмического профиля Рубцовск–м. Невельского
$P_1$	Раннепермский гранитовый		— 44 —	Изолинии поверхности Мохоровичича
$D_{2-C}$	Среднедевонско-каменноугольный гранитоидный		— 300 —	Изолинии мощности рыхлых отложений
$D_{2-3}$	Средне-позднедевонский гранитоидный		— — — — —	Разломы главные
$D_{3-C_1}$	Среднедевонско-раннекаменноугольный осадочный		— — — — —	Разломы второстепенные
$D_{1-3}$	Девонский вулканогенно-осадочный		— — — — —	Сдвиги правые главные
$O_1-D_1$	Ордовикско-раннедевонский терригенно-карбонатный		— — — — —	Сдвиги левые главные
$E_3-O_1$	Позднекембрийско-раннеордовикский кремнистосланцево-базальтоидный		— — — — —	Граница чехла платформенных образований
$E_2-O_1$	Среднекембрийско-раннеордовикский алеволито-песчаниковый флишеидный		— — — — —	Границы структурно-вещественных комплексов

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ по линии сейсмического профиля Рубцовск–м. Невельского

Масштаб: гор. 1 : 2 500 000  
верт. 1 : 25 000 000



Сейсмический разрез по линии опорного профиля Рубцовск–м. Невельского (А–Б)



Сейсмо-плотностная модель по линии опорного профиля Рубцовск–м. Невельского (А–Б)

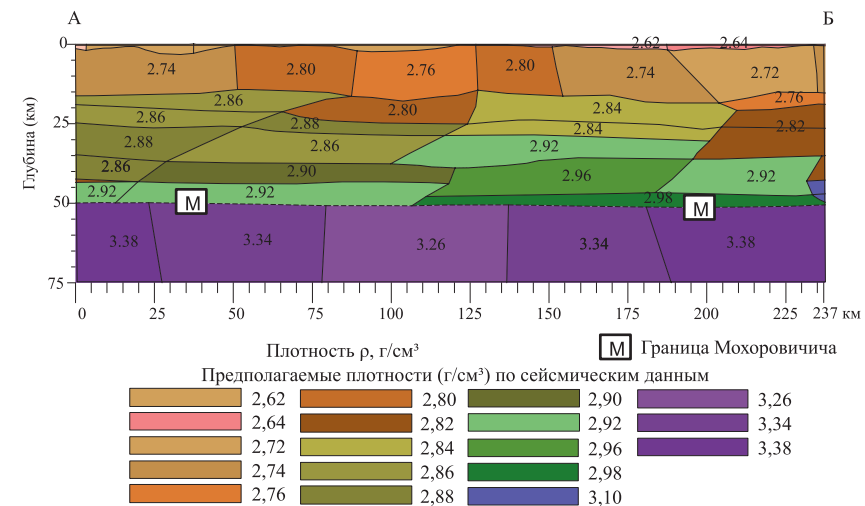


Рис. 32. Схема глубинного строения и геолого-геофизический разрез.

и волчихинского комплексов в Рудно-Алтайской СФЗ. Более глубоким уровням этой области соответствуют блоки высокой плотности, что согласуется с данными сейсмоплотностного и гравимагнитного моделирования. Многочисленные приповерхностные аномалии скорее всего связаны с фиксируемыми на поверхности небольшими интрузивными массивами [271].

Зона Северо-Восточного глубинного разлома, ограничивающая Рудно-Алтайскую СФЗ с востока, в аналитическом продолжении полей выходит на область отрицательных значений аномального поля силы тяжести в интервале глубин 0–25 км, которая соответствует на сейсмоплотностной модели двум блокам пониженной плотности. На поверхности этой области отвечает полоса внедрения крупных гранитоидных интрузивов синюшинского комплекса (Саввушинский, Синюшинский, Тигирекский), контролируемых глубинным разломом. В этой же области фиксируется источник Саввушкинской положительной аномалии магнитного поля на глубине порядка 5 км. Данные гравимагнитного моделирования также подтверждают приуроченность Саввушкинской аномалии магнитного поля и соответствующего ей гранитоидного массива к зоне Северо-Восточного разлома [271].

Далее к востоку на сейсмоплотностной и гравимагнитной моделях отмечаются блоки пород повышенной плотности в интервале глубин 15–25 км. В данной области наблюдается обширная положительная аномалия поля силы тяжести, прослеживаемая до глубин 30–40 км. Ей соответствует близкая по положению и размерам положительная аномалия магнитного поля. Через эту область проходит протяженная наклонная граница сейсмического раздела. Эти признаки указывают на распространение в данной области пород основного состава, контролируемых глубинным разломом [271].

В восточной части сейсмоплотностной и гравимагнитной моделей на интервалах глубин 0–15 км находятся блоки, имеющие пониженную плотность и соответствующие на поверхности Чарышско-Талицкой СФЗ. Эти блоки, видимо, сложены флишоидами горно-алтайской серии (чарышская, суеткинская свиты). На разрезах аналитического продолжения полей область отрицательных значений аномального поля силы тяжести и аномального магнитного поля соответствует по латеральной протяженности данным блокам и практически полностью совпадает с ограничениями Чарышско-Талицкой СФЗ [271]. К востоку от Чарышско-Теректинского глубинного разлома, отмечаемого наклонной сейсмической границей с восточным падением, в аналитическом продолжении полей фиксируются мелкие приповерхностные положительные аномалии магнитного поля, связанные, по-видимому, с метабазами засурьинского базальтового комплекса или невоскрытыми гранодиоритовыми интрузивами усть-беловского комплекса.

### **Структурно-формационное районирование**

В Алтае-Саянской аккреционно-коллизийной области к границе кембрия и ордовика приурочены интенсивные тектонические деформации, массовый гранитоидный магматизм, консолидация земной коры, оформление горно-складчатого сооружения и полное прекращение седиментации. Западные районы Алтае-Саянской аккреционно-коллизийной области отличаются от-

сутствием массовой гранитизации и связанной с ней стабилизацией структур на рубеже кембрия и ордовика. Осадконакопление здесь продолжалось вплоть до карбона. Перерывы в осадконакоплении незначительны, структурные несогласия редки и выражены слабо. Наиболее значительные из них приурочены к основанию девона. В целом эти структуры характеризуются некоторой схожестью геологического строения, традиционно классифицируются как поздние каледониды и подразделяются на Алтае-Салаирскую и Алтае-Монгольскую складчатые системы.

**Алтае-Монгольская складчатая система** относится к типу поздних каледонид и отличается от других СФЗ Горного Алтая присутствием крупных блоков метаморфических пород основания каледонид. В пределах листа М-44 она представлена **Коргон-Терехтинской СФЗ**, основание которой (нижний–позднепротерозойский структурный ярус) сложено тектоническими линзовидными фрагментами северо-западной части Терехтинского горста: тектонизированными зелеными метаморфическими сланцами шельдянской толщи, развитыми по породам базальт-трахибазальтовой, кремнисто-сланцевой и флишоидной формаций океанического этапа развития региона. В более изученной части Терехтинского горста, сложенной одноименным метабазит-метапелитовым глаукофан-зеленосланцевым комплексом, заметную роль играют метабазиты, близкие по химизму «высокотитанистым» толеитам СОХ и океанических островов. Предполагается региональный тип «метаморфизма погружения» и наиболее древний (возможно, позднерифейский?) возраст субстрата [164]. По результатам датирования фенгита и глаукофана из глаукофановых сланцев уймонской свиты  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  методом получены значения  $485,2 \pm 2,1$  и  $483,7 \pm 9,6$  млн лет, свидетельствующие о раннеордовикском возрасте высокобарического субдукционного метаморфизма [31]. Средний структурный ярус – силурийско-среднедевонский – слагают терригенно-карбонатные отложения силурийской тигерекской серии, а также осадочно-вулканогенные и субвулканические образования ранне-среднедевонского коргонского и среднедевонского еловского комплексов дацит-риолитовой формации Коргонского прогиба. Породные ассоциации нижнего и среднего структурных ярусов прорваны интрузивами раннетриасового синюшинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового комплекса, которые представляют верхний структурный ярус.

**Алтае-Салаирская складчатая система** представлена двумя СФЗ: Чарышко-Чуйской и Чарышко-Талицкой.

**Чарышко-Чуйская СФЗ** разделяется на Локтевскую грабен-синклиналь в северо-западной части, Суеткинское поднятие в центральной части [325] и Инской прогиб на юго-востоке. Нижний структурный ярус формировался в возрастном диапазоне средний кембрий–нижний девон(?). В его составе выделяется среднекембрийско-раннеордовикский подъярус, вскрытый в Суеткинском поднятии и представленный флишоидами средне-позднекембрийской чарышской и преобладающей позднекембрийско-раннеордовикской суеткинской свит. В Инском прогибе отложения суеткинской свиты слагают ядерные части крупных антиклинальных структур, а крылья сложены карбонатно-терригенными отложениями нижнеануйской, верхнеануйской, громотухинской и тигерекской серий, образующими верхний подъярус – раннеор-

довикско-силурийский. В Локтевской грабен-синклинали силурийские толщи наращиваются девонскими карбонатно-терригенными отложениями камышенской и барагашской свит. Средний структурный ярус представлен средне-позднедевонскими вулканогенными образованиями куяганского комплекса в наложенных прогибах Солоновском, Новофирсовском и Курья-Акимовском в пределах Локтевской грабен-синклинали, средне-позднедевонскими терригенными отложениями малафеевской свиты в Глубочанском грабене, а также гранитодами позднедевонских усть-беловского и боровлянского комплексов в Суеткинском поднятии, Инском прогибе и Локтевской грабен-синклинали.

Позднепермско-раннеюрский структурный ярус представлен дайками позднепермского терехтинского габбро-долеритового комплекса и раннетриасовыми гранитоидами синюшинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового комплекса, а также континентальными терригенными и угленосными отложениями луговской свиты в Целинной впадине.

Структуры *Чарышко-Талицкой СФЗ* расположены в северо-восточной части территории. Ее нижний структурный ярус формировался в возрастном диапазоне средний кембрий–нижний девон(?) и разделяется на два подъяруса. Нижний – среднекембрийско-раннеордовикский – обнажается узкой полосой на юго-западе СФЗ вблизи зоны Чарышко-Теректинского разлома, где он сложен образованиями вулканогенно-кремнисто-сланцевого засурьинского комплекса и флишоидами чарышской и суеткинской свит. Во внутренней части Чарышко-Талицкой структуры вскрывается ордовик-раннедевонский подъярус, сложенный преобладающими ордовик-раннесилурийскими(?) черносланцевыми отложениями маралихинской свиты и подчиненными раннесилурийско-раннедевонскими(?) карбонатно-глинисто-песчаниковыми отложениями антоньевской толщи, залегающими в ядерных частях крупных синформных складок. В крайней северо-восточной части Чарышко-Талицкой СФЗ по зоне Башчелакского разлома обособлен Талицкий блок (Слюдянский, по данным [335]). Блок характеризуется более широким развитием отложений карбонатно-глинисто-песчаной формации (антоньевская толща) в его восточной части и преимущественным развитием существенно сероцветных отложений (маралихинская свита) на западе.

Средний средне-позднедевонский ярус представлен ограниченно развитыми средне-позднедевонскими вулканитами куяганского андезит-дацит-трахириолитового комплекса в северо-восточном крыле Башчелакского разлома и гранитоидами позднедевонских усть-беловского габбро-диорит-гранодиоритового и боровлянского гранодиорит-гранитового комплексов. Верхний структурный ярус представлен позднепермскими образованиями терехтинского габбро-долеритового комплекса и раннетриасовыми гранитами белокурихинского гранит-лейкогранитового комплекса.

**Обь-Зайсанская складчатая система** представлена «омолаживающими» с востока на запад четырьмя структурно-формационными зонами герцинид: Рудно-Алтайской, Иртышской, Калба-Нарымской и Западно-Калбинской.

*Рудно-Алтайская СФЗ* отделена от каледонид Чарышко-Чуйской СФЗ зоной Северо-Восточного разлома. В ее строении выделяются Рубцовское,

Степнобугринское и Алейское поднятия и три прогиба: Рубцовская вулканотектоническая депрессия (ВТД), Золотушинская ВТД и Змеиногорско-Быструшинский прогиб. Рубцовское и Алейское поднятия в российском Рудном Алтае прослеживаются на протяжении 170 км при ширине от 15 до 50 км. Степнобугринское поднятие (90 × 12 км) находится в северо-восточной части Рудно-Алтайской зоны. Поднятиям свойственно преимущественное развитие пород нижнего структурного яруса – корбалихинской толщи (S–D<sub>1</sub>), интродуцированной гранитоидными комплексами от среднедевонского до средне-позднекаменноугольного возраста. Раннедевонско-раннекаменноугольный структурный ярус представлен вулканогенно-осадочными и осадочными моласоидными образованиями (мельничная, сосновская, заводская, каменевская, шипуновская, алейская, пихтовская, бухтарминская свиты), вулканидами и субвулканическими телами риолитовой, базальт-андезит-риолитовой и андезитовой формаций (мельнично-сосновский, каменевский, пихтовский комплексы), интрузивными образованиями габбро-плагиогранитовой, габбро-гранодиорит-гранитовой, габбро-долеритовой формаций (алейский, змеиногорский, волчихинский, белорецко-маркакольский комплексы). Раннекаменноугольно-раннеюрский структурный ярус представлен угленосной моласовой карбонатно-терригенной формацией (бухтарминская, малоульбинская свиты), формирующимися в присдвиговых межгорных прогибах. Магматические образования этого яруса в Рубцовской ВТД представлены вулканогенными образованиями средне-позднекаменноугольного андезит-дацит-риолитового панфиловского комплекса, а также комагматичными гранитоидами рубцовского габбро-гранит-лейкогранитового комплекса, более широко развитыми в Рубцовском поднятии. В центральной части Рудно-Алтайской зоны проявлены субширотные дайковые пояса базитов позднепермского терехтинского габбро-долеритового комплекса. В восточной части – гранитоидов синюшинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового комплекса, в юго-западной части – среднетриасовыми риодацитами и риолитами. В приразломных прогибах – раннеюрскими континентальными терригенными и угленосными моласовыми отложениями (луговская свита) и дайками долеритов луговского комплекса. Верхний структурный ярус представлен корой выветривания и полигенетическими образованиями кайнозойского чехла.

Вулкано-тектонические прогибы, выполненные вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями раннедевонско-раннекаменноугольного структурного яруса, являются главными рудоконтролирующими структурами промышленного колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая и поэтому характеризуются более детально.

*Рубцовская ВТД* на севере Рудного Алтая в центральной части имеет клиновидно-треугольную форму с размерами 40 × 30 км с узкими языками на краях, вытянутыми в северо-западном направлении более чем на 100 км. На северо-востоке от Степнобугринского поднятия она отделена Тюменцевским разломом, на юге от Алейского поднятия – Варшавским надвигом и по сложной извилистой границе на западе сочленяется со структурами Рубцовского поднятия. Территории Рубцовской ВТД соответствует неоднородное аномальное магнитное поле с отрицательными аномалиями на юге в зоне Вар-



шавского надвига. В гравитационном поле ей соответствует общий для рудно-алтайских структур Рубцовский гравитационный максимум.

Рубцовская ВТД сложена вулканогенными и вулкано-терригенными отложениями пестроцветной карбонатно-терригенно-туффитовой (мельничная свита), сероцветной терригенно-вулканомиктовой (заводская свита) и мелко-водно-морской вулканогенно-осадочной (каменевская свита) формаций с вулканитами формации натриевых риолитов (мельнично-сосновский комплекс) и базальт-андезит-риолитовой формации (каменевский комплекс). В северной части депрессии в Бобковской палеовулканической структуре развиты континентальные осадочно-вулканогенные образования (каменно-угольная панфиловская свита) и вулканиты андезитовой формации (панфиловский комплекс). Общая мощность девонских отложений депрессии оценивается в 3–4 км [14]. В бортах депрессии вскрывается ее основание, представленное метаморфизованными флишоидными терригенными отложениями корбалихинской толщи. Для западной части структуры типично развитие линейных складок с северо-западной и субмеридиональной ориентировкой осей, а для восточной – складок с преимущественно северо-восточным простиранием и дуговыми разворотами осей [343]. В целом для пликативных структур Рубцовской депрессии характерны широкие вариации углов падения крыльев складок от 20–30° и субгоризонтального залегания пород на структурных террасах до 60–70° и более в зонах приразломного смятия.

*Золотушинская ВТД* на юго-западе Рудно-Алтайской СФЗ имеет субизометричную форму и размеры 40 × 30 км с удлинением в северо-западном направлении. Сложной системой разломов она отделяется на востоке от Алейского поднятия, на западе Иртышско-Маркакольским разломом – от Иртышской зоны смятия, субширотным Алейским разломом на севере – от Алейского поднятия. Внутренняя структура депрессии определяется сочетанием складчатых, разрывных и вулканно-тектонических элементов, при этом отложения среднего структурного яруса смяты в протяженные линейные и брахиформные складки преимущественно северо-западного, северо-северо-западного и субмеридионального направлений [42]. Наиболее крупными структурами являются расположенная в центральной части депрессии Успенская мульдообразная синклиналь и осложняющие ее Западно-Золотушинская антиклиналь, более мелкие – Николаевская, Красноземельская, Каменско-Александровская антиклинали, Восточно-Николаевская и Солонская синклинали [42]. В пределах Золотушинской депрессии фиксируется общее веерообразное расположение осей и осевых поверхностей складок, осложненных (особенно сильно в ее юго-западном крыле) разно ориентированными разломами, со сгущением к центру и юго-восточные структуры. Ей соответствует дифференцированное магнитное поле с преобладанием удлиненных в субмеридиональном направлении положительных аномалий и развитием на этом фоне дуговой зоны аномалий, соответствующей Успенской мульде и Кировскому палеовулкану. Успенская мульда представляет собой крупную (около 600 км<sup>2</sup>) субизометричную отрицательную структуру, осложненную широким развитием дополнительной складчатости, разрывных нарушений и палеовулканических аппаратов центрального типа, связанных со средне-позднедевонским [42] и среднетриасовым вулканизмом. Здесь выделяются Западно-

Николаевский, Николаевский, Кировский, Георгиевский, Земледельческий, Александровский и другие палеовулканы [42]. Крылья мульды, сложенные вулканитами риолитовой формации и пестроцветной вулканогенной молассой раннего–среднего девона (мельничная и сосновская свиты), имеют пологие (10–45°) углы падения.

*Змеиногорско-Быструшинский прогиб* в восточной части Рудно-Алтайской зоны вытянут в северо-западном направлении на 75 км при ширине 25 км. По строению разреза он разделяется на Змеиногорскую вулканическую зону и Шипунихинскую зону с угнетенным вулканизмом. Интенсивно дислоцированные отложения нижнего структурного этажа (корбалихинская толща) вскрыты в восточном крыле прогиба в узкой полосе вдоль Северо-Восточной зоны смятия. Наиболее ранними образованиями среднего структурного этажа (нижний подъярус) являются отложения пестроцветной вулканогенной молассовой и карбонатно-терригенно-туффовитовой формации раннего–среднего девона (мельничная и сосновская свиты) с вулканитами риолитовой формации (мельнично-сосновский комплекс). Средняя часть разреза (средний подъярус) представлена осадочными образованиями сероцветной молассовой терригенной формации (средне-позднедевонская каменевская свита) с вулканитами базальт-андезит-риолитовой формации (каменевский комплекс), верхняя (верхний подъярус) – пестроцветной вулканогенной молассой (позднедевонская пихтовская свита) с вулканитами андезитовой формации (пихтовский комплекс). Вулканогенно-осадочные образования смяты в протяженные линейные складки северо-западного простирания с различными (30–70°), нередко крутыми (до 85°) углами падения крыльев (Красногвардейская, Черепановская, Каменско-Лазурская, Глубочанская синклинали, Полетаевская, Гольцовско-Угловская антиклинали [43]). Осложняют структуру прогиба палеовулканические аппараты: Рассыпушинский, Караульный, Буточный и др. Северо-восточное крыло прогиба прорвано Ревневско-Амелихинским массивом позднедевонского змеиногорского комплекса габбро-гранодиорит-гранитовой формации.

На юго-западной окраине Змеиногорско-Быструшинского прогиба выделяется Шипунихинская зона существенно терригенного осадконакопления, которая прослеживается в юго-восточном направлении на 70 км при ширине до 13 км на территорию Республики Казахстан, где терригенные отложения фациально замещаются вулканогенно-осадочными образованиями. Зона сложена отложениями молассовой терригенной вулканомиктовой формации (средне-позднедевонская шипуновская и позднедевонская алейская свиты), прорванными штоками, линейными и силлообразными телами и дайками позднедевонского габбро-долеритового белорецко-маркакольского комплекса.

*Иртышская СФЗ* в западной части территории отделяется от Рудно-Алтайской СФЗ зоной Иртышско-Маркакольского разлома, по Юго-Западному (Калба-Нарымскому) разлому граничит со структурами Калба-Нарымской СФЗ. Она рассматривается как сутурная зона, возникшая в результате сближения, а затем столкновения Сибирского и Казахстанского континентов. В геофизических полях Иртышская СФЗ не выражена, ее структурам соответствует слабо дифференцированное знакопеременное магнитное поле с

мелкими локальными положительными аномалиями более высокой интенсивности (до  $2-2,5 \times 10^{-2}$  нТл). Гравитационное поле характеризуется сильной неоднородностью с интенсивным локальным Сарбасским гравитационным максимумом в юго-восточной части, пониженными значениями на юге и слабо повышенными значениями регионального гравитационного фона на севере. Иртышской зоне отвечает гравитационная ступень между расположенным восточнее Рубцовским гравитационным максимумом и Калбинским гравитационным минимумом на юго-западе.

Иртышская СФЗ сложена преимущественно породами раннедевонского иртышского метаморфического комплекса: серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми сланцами, биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами, амфиболитами и кристаллосланцами с линзовидными телами ультрамафитов сарбасского комплекса, прорванными массивами раннекаменноугольного волчихинского комплекса. В небольшом количестве присутствуют мелкие линзовидные блоки слабо метаморфизованных терригенных и известковисто-терригенных отложений ранне-среднедевонской орловской свиты. Степень рассланцевания пород неоднородна и возрастает с северо-востока на юго-запад в направлении к центральной части зоны [42]. Эти образования формируют нижний–раннедевонско-раннекаменноугольный структурный ярус. Средний структурный ярус представлен раннеюрскими отложениями луговской свиты в приразломном Кругловском грабене.

**Калба-Нарымская СФЗ** отделена на северо-востоке Юго-Западным разломом от Иртышской СФЗ, а на юго-западе по Западно-Калбинскому разлому граничит с Западно-Калбинской СФЗ. Калба-Нарымская зона имеет форму клина шириной 12 км на юго-востоке у границы с Казахстаном и почти полностью выклинивается до 2 км шириной в 30 км к северо-западу от границы, а затем плавно расширяется до 30–35 км у северной рамки площади. В юго-восточном направлении она прослеживается более чем на 800 км при ширине 30–65 км, также клиновидно сужается и выклинивается на территории Китая. В геофизических полях Калба-Нарымская зона выделяется слабо. Ей соответствует слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле, за исключением небольших положительных магнитных аномалий, вызванных габброидами и гранитоидами волчихинского комплекса. В гравитационном поле СФЗ соответствует осевая часть Калбинского гравитационного минимума. Калба-Нарымская СФЗ имеет складчато-блоковое строение и объединяет серию клиновидных и линзовидных блоков, сложенных слабометаморфизованными рассланцованными и милонитизированными породами среднедевонской углеродисто-известковисто-терригенной кыстав-курчумской свиты и позднедевонско-раннекаменноугольной аспидной такырской серии [342, 343]. Интрузивные образования представлены массивами габброидов и гранитоидов раннекаменноугольного волчихинского комплекса и гранитов раннепермского калбинского комплекса. Эти образования слагают нижний–среднедевонско-раннепермский структурный ярус. Верхний ярус сложен мезозойско-кайнозойским чехлом Бийско-Барнаульской впадины.

**Западно-Калбинская СФЗ** расположена на крайнем западе территории и рассматривается как асимметричная синклинорная структура единого с Калба-Нарымской СФЗ Калбинского мегасинклинория [342], крылья которого

сложены позднедевонско-раннекаменноугольной такырской серией, ядро – таубинской свитой и бакырчикской толщей среднего–позднего карбона. Осевая поверхность синклиория имеет субмеридиональную ориентировку. От расположенной восточнее Калба-Нарымской СФЗ она отделена глубинным Западно-Калбинским разломом. Западно-Калбинской СФЗ соответствует слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле с положительными аномалиями над интрузивными массивами основного состава максутского комплекса и диоритами калбинского комплекса. В гравитационном поле Западно-Калбинская СФЗ располагается в пределах северо-западной части Калбинского гравитационного минимума, а ее крайняя западная часть находится в градиентной зоне Чарского гравитационного максимума.

Нижний структурный ярус – позднедевонско-раннепермский представлен позднедевонско-раннекаменноугольными отложениями углеродисто-алевролитопесчанниковой граувакковой флишоидной (такырская серия, артолыкская и аганактинская свиты) и молассоидной полимиктовой углеродисто-глинисто-песчаной (таубинская свита, бакырчикская толща) формациями, прорванными раннепермскими интрузиями габброидов максутского комплекса и крупными массивами гранитоидов калбинского комплекса.

Средний структурный ярус – ранне-среднеюрский представлен угленосными молассовыми отложениями луговской свиты в субширотных приразломных грабенах.

Характерными особенностями пород Западно-Калбинской СФЗ являются повышенная углеродистость отложений, интенсивная рассланцованность и милонитизация, вплоть до образования сульфидизированных черных динамометаморфических сланцев с повышенной золотоносностью (аналогичных слагающим Мукурский и Бакырчикский золоторудные районы в Казахстане). Отложения формировались на осадочной террасе в обстановке остаточного прогиба [342].

### Наложённые структуры

Наложённые впадины и прогибы отличаются по возрасту: в Алтае-Салаирской и Алтае-Монгольской складчатых системах они преимущественно являются девонскими, в пределах Обь-Зайсанской складчатой области – каменноугольными и юрскими. В западной части территория перекрыта обширной мезозойско-кайнозойской Бийско-Барнаульской впадиной.

**Девонские прогибы и грабены** сложены породами вулканогенно-осадочных (вулканогенные молассы) и вулканических (базальт-андезитовой, базальт-андезит-риолитовой, андезитовой, риолит-дацитовой, базальт-трахибазальтовой, трахириолитовой) формаций активно-окраинно-континентального девонского мегакомплекса от риолитоидных и полнодифференцированных вулканоплутонических ассоциаций до бимодальных с повышенной щелочностью породно-формационных рядов в зоне предполагаемых тыловых рифтов. Внутреннее строение прогибов и грабенов часто свидетельствует о первичном развитии в их пределах вулканоплутонических и концентрических очаговых структур. На юго-востоке территории в пределах Коргоно-Терехтинской СФЗ девонские вулканогенные образования слагают западную часть

Коргонского прогиба. Вулканогенно-осадочные отложения несогласно залегают на зеленосланцевых метаморфических породах терехтинского комплекса, но обычно имеют с ними тектонические контакты. Вещественную основу данных структур составляют отложения ранне-среднедевонского структурного яруса с вулканитами дацит-риолитовой (коргонский комплекс) формации, прорванные субвулканическими и малоглубинными интрузивными массивами с формированием в экзоконтактах скарновых полей и железорудных месторождений. Вышезалегающий среднедевонский структурный ярус представлен менее дислоцированными карбонатно-терригенными отложениями еловской свиты.

В пределах Чарышско-Чуйской СФЗ на территории Локтевской грабен-синклинали выделяется цепочка наложенных девонских впадин: Солоновская, Новofireсовская, Курья-Акимовская. Эти впадины сложены вулканогенно-осадочными образованиями средне-позднедевонской куяганской свиты и субвулканическими интрузиями куяганского андезит-дацит-трахириолитового комплекса. Куяганская свита с несогласием залегает на терригенно-карбонатных отложениях ордовикско-раннедевонского структурного яруса. В Курья-Акимовской впадине преобладают андезиты и дациандезиты, тогда как в Новofireсовской впадине доминируют вулканогенные образования кислого состава, среди которых локализовано эпитеpмальное серебро-золоторудное Новofireсовское месторождение.

**Каменноугольные приразломные грабены** представляют собой мелкие изолированные структуры, приуроченные к региональным разломам, преимущественно в Обь-Зайсанской складчатой области (Новоалександровский, Таловско-Потеряевский, Глубочанский и др.). Они выполнены каменноугольными молассоидными, часто угленосными отложениями коллизиионного этапа развития территории. Впадины деформированы в ходе последующих тектонических процессов, в результате чего во многих случаях имеют тектонические ограничения и линзовидную или пластинообразную форму. На западе территории в Рудно-Алтайской СФЗ эти структуры (Раздольненская грабен-синклиналь, Орловско-Малоульбинский прогиб), выполненные угленосными отложениями, содержат промышленные пласты каменных углей.

**Юрские приразломные впадины** по структурно-тектоническому положению подобны каменноугольным впадинам, также контролируются зонами крупных разломов. Отложения в них представлены континентальной молассой с прослоями и линзами бурых углей и лигнитов луговской свиты ранне-среднеюрского возраста (Ляпуновский грабен, Луговская, Кругловская, Целинная и другие впадины) [42, 342, 343].

**Мезозойско-кайнозойская впадина** на западе территории является южной частью Бийско-Барнаульской впадины, представляющей собой крупный фрагмент кайнозойского платформенного осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Отложения впадины ограничены от горных сооружений Алтая крупным неотектоническим уступом («фас» Алтая). По данным бурения и гравиметрической съемки, палеозойский фундамент Бийско-Барнаульской впадины характеризуется неоднородностью, в ее основании фиксируется наличие блоков и линз континентальных мезозойских отложений, в отдельных случаях достигающей мощности до нескольких сот метров, с размывом

залегающих на породах палеозойского фундамента и с размывом перекрывающихся плитным комплексом мела–квартера. Палеоген-неогеновые отложения в предгорьях Алтая представлены пестроцветными образованиями верхнеолигоцен-среднемиоценовой крутихинской свиты с кварцевыми песками, железистыми песчаниками, галечниками, каолиновыми глинами. Отложения неогена Бийско-Барнаульской впадины представлены существенно глинистыми образованиями средне-верхнемиоценовой таволжанской свиты, в предгорьях Алтая и Салаира замещающейся глинистыми с гипсом, карбонатными и железо-марганцевыми конкрециями рубцовской свиты, несогласно залегающей на крутихинской свите и породах палеозоя. Еще выше повсеместно развиты глины павлодарской, новостаничной и горькоозерной свит, песками кулундинской свиты. В основании четвертичного комплекса в пределах Бийско-Барнаульской впадины залегают озерно-аллювиальные отложения (глины, лессовидные суглинки, в нижней части – пески) эоплейстоценовой кочковской свиты. Самые значительные по площади выходы на дневную поверхность впадины образуют полигенетические отложения нижне-среднеплейстоценовой красnodубровской свиты, состоящей из глин, суглинков, лессов, лессовидных суглинков и супесей, реже песков и погребенных почв. Выше залегают аллювиальные пески, супеси и суглинки.

### **Структурно-вещественные комплексы региона**

В геологическом строении региона участвует девять структурно-вещественных комплексов (СВК) и мегакомплексов – производных основных этапов геологического развития региона: от позднепротерозойского океанического до мезозойско-кайнозойского внутриконтинентального. Отмечается многократное повторение однотипных, но разновозрастных геодинамических комплексов, что объясняется аккреционно-коллизийным происхождением Алтайского орогена.

*Позднепротерозойский(?) (океанический) СВК* Палеоазиатского океанического бассейна представлен терехтинским метаморфическим комплексом, формирование которого происходило на океаническом ложе в условиях океанических островов или океанических поднятий с кремнисто-карбонатным чехлом. Метабазиты толеит-долеритовой и щелочно-базальтовой формаций формировались в обстановке горячих точек на океанической коре. Метапелиты, реконструируемые как граувакки, представляют вулканогенно-осадочные фации фланговых зон подводных вулканов, а слоистые кремнистые осадки и мраморы – пелагические осадки и мелководно-морские карбонатные породы осадочного чехла симаунтов. В раннем ордовике эти образования претерпели зеленосланцевый и глаукофан-сланцевый метаморфизм в результате субдукции океанической коры на окраине Сибирского континента [30].

*Среднекембрийско-раннеордовикский (островодужный) СВК* в полной мере проявлен северо-восточнее в Салаирской островной дуге. На территории листа М-44 представлены только флишоидные терригенные образования турбидитовой граувакковой формации (чарышская и суеткинская свиты среднего кембрия–раннего ордовика), слагающими передовую (амагматическую) дугу и аккреционную призму Салаирской островной дуги. Металлоге-

ническая специализация известных в районе островодужных образований, представленных граувакковыми флишоидными толщами, отчетливо не проявлена.

*Позднекембрийско-раннеордовикский (океанический) СВК* Палеоазиатского океанического бассейна присутствует в зоне Чарышско-Теректинского разлома, где аккрецированные фрагменты океанической коры представлены засурьинской свитой, сложенной образованиями базальт-трахибазальтовой и кремнисто-сланцевой формаций. Предполагается, что базальтоиды засурьинского комплекса в первоначальном виде формировали нормальную последовательность коры океанического типа, которая подверглась дезинтеграции, латеральным перемещениям и тектоническому перемешиванию с пластинами терригенно-осадочных пород чарышской, суеткинской и маралихинской свит в сдвиговой зоне Чарышско-Теректинского разлома, вероятно, изначально представлявшего собой сутурную зону.

*Раннеордовикско-ранне-среднедевонский (трансформно-окраинно-континентальный) СВК* формировался в результате постаккреционных сдвиговых перемещений вдоль Чарышско-Теректинской зоны разломов, вызванных косой субдукцией океанической плиты на предыдущем этапе. Он объединяет терригенно-карбонатные отложения второй половины раннего ордовика – раннего девона Чарышско-Чуйской, Чарышско-Талицкой и Коргоно-Теректинской СФЗ, представленные терригенно-карбонатными отложениями нижнеануйской, верхнеануйской, тигерекской серий, антоньевской толщи, черноануйской, камышенской и барагашской свит. Эти отложения формировались на отложениях аккреционной призмы вдоль трансформной окраины континента [12]. На окраине континента и прилегающем океанском ложе преобладала шельфовая карбонатно-терригенная седиментация. На более ранней стадии формировались существенно терригенные формации (ранне-среднеордовикская нижнеануйская серия), позднее – отложения терригенно-карбонатной и известняковой рифоидной формаций (силурийская тигерекская серия, раннедевонская камышенская свита силурийско-раннедевонская корбалихинская толща и ранне-среднедевонская орловская свита). Накоплением мощной призмы терригенно-карбонатных отложений завершилось формирование раннепалеозойского (каледонского) нижнего структурного этажа. Металлогения рассматриваемого этапа ограничена возможным накоплением прибрежно-морских и склоновых россыпей монацита, золота, магнетита и других тяжелых минералов, на последующих этапах, возможно, послуживших источником рудного вещества при формировании золото-скарнового, скарново-магнетитового, жильного и других типов оруденения.

*Раннедевонский (океанический) СВК* Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна установлен в Иртышской СФЗ. В составе иртышского метаморфического комплекса ультрамафиты сарбасского комплекса и амфиболиты с геохимическими характеристиками СОХ интерпретируются как реликты офиолитовой ассоциации раннедевонской палеоокеанической коры.

*Раннедевонско-раннекаменноугольный (активно-окраинно-континентальный) мегакомплекс* развит в виде наложенных прогибов и грабенов, расположенных в пределах блоков раннепалеозойского основания. Вещественную основу девонского мегакомплекса составляют осадочно-вулканические фор-

магии ранне-среднедевонского возраста. На западе в Рудно-Алтайской зоне он представлен контрастным базальт-риолитовым антидромным рядом мелко-заводского, каменевского комплексов и шипуновской свиты, в юго-восточной части площади в Коргонском прогибе формировались ергольский и коргонский, в Новофирсовском – куяганский риолит-дацит-андезитовый комплексы. В Рудном Алтае на начальном этапе, охватывающем промежуток времени от раннего девона до франского века, магматизм был обусловлен процессами континентального рифтогенеза [127]. На втором этапе – от фаменского века (пихтовская свита) до раннего карбона (серпуховский ярус) магматизм соответствует обстановкам, сопоставимым с субдукционными [99, 145]. В то же время для Алейской и Быструшинской подзон Рудно-Алтайской СФЗ можно предположить начало субдукционного этапа с позднеживетско-раннефранского времени, на что указывает широкое развитие андезитоидного вулканизма в это время [99]. Наряду с вулканогенными образованиями развиты континентальные и прибрежно-лагунные существенно красноцветные и песчано-галечниковые терригенные молассы. Девонский магматизм Западного Алтая представляет собой результат совмещения вулканизма активной континентальной окраины и плюмового магматизма [61].

Интрузивные образования девонско-раннекаменноугольного мегакомплекса представлены габбро-гранитными сериями и существенно гранитоидными комплексами, слагающими крупные полихронные плутоны и ареалы. К ним относятся среднедевонские габбро-плагиогранитовый алейский, граносиенит-гранит-лейкогранитовый майорский; позднедевонские габбро-долеритовые усульский и белорецко-маркакольский, габбро-диорит-гранодиоритовые усть-беловский, змеиногорский и междуреченский, гранит-лейкогранитовые устьянский и боровлянский, раннекаменноугольные габбро-тоналит-гранитовый волчихинский и граносиенит-монцодиорит-габбровый харловский комплексы. Раннедевонско-раннекаменноугольный мегакомплекс наиболее продуктивен на эндогенное орудение, представленное колчеданно-полиметаллическими, железоружными, титано-магнетитовыми и золоторудными месторождениями.

*Каменноугольный (коллизионный) мегакомплекс* отвечает времени столкновения Сибирского и Казахстанского континентов и закрытию Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана. Коллизионные процессы активно начали проявляться с серпуховского времени и с некоторым затуханием продолжались до раннего мезозоя. В результате «косой» коллизии Сибирского и Казахстанского континентов произошла реактивация сдвиговых систем Алтае-Кузнецкой и Иртышской тектонических зон, с формированием приразломных прогибов и накоплением отложений сероцветной угленосной молассовой карбонатно-терригенной формации (бухтарминская, малоульбинская и другие свиты). Активные магматические процессы охватывали внутренние зоны коллизии, включающие калбинские структуры и Рудный Алтай. В северной части Рудно-Алтайской СФЗ Рубцовская ВТД сложена вулканогенными образованиями средне-позднекаменноугольного андезит-дацит-риолитового панфиловского комплекса, а также коагматичными гранитоидами рубцовского габбро-гранит-лейкогранитового комплекса, более широко развитыми в Рубцовском поднятии.



*Пермско-среднеюрский (постколлизийный) мегакомплекс* представлен магматическими образованиями мантийного и корово-мантийного генезиса, формирование которых связано с постколлизийной релаксацией коры. В магматических очагах большую роль играли мантийные магмы, следствием чего стали широко проявленные корово-мантийные и мантийные магматические образования: максутский габбронорит-диорит-долеритовый, калбинский гранитовый, терехтинский габбро-долеритовый комплексы, формирование которых отчасти могло быть связано с активностью Таримского плюма ( $C_3$ – $P_1$ ). Постколлизийными являются триасовые и среднеюрские интрузивные образования. Эти магматиты, возможно, являются удаленными фациями магматической активности Сибирского ( $P_3$ – $T_1$ ) и Джунгарского ( $J_1$ ) плюмов. Магматические образования представлены раннетриасовыми гранитоидами синюшинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового и белокурухинского гранит-лейкогранитового комплексов, среднетриасовыми риодацитами и риолитами, а также раннеюрскими континентальными терригенными угленосными молассовыми отложениями в приразломных прогибах (луговская свита) и дайками долеритов луговского комплекса. С постколлизийными комплексами связано редкометалльное оруденение в Калбе и Горном Алтае и, возможно, регенерированное колчеданно-полиметаллическое оруденение в Рудном Алтае.

*Мезозойско-кайнозойский (внутриконтинентальный) мегакомплекс* (чехол) верхнего структурного яруса сложен континентальными отложениями от мел-эоценового возраста до квартера. Он представлен нелитифицированными рыхлыми отложениями различного генезиса. По долинам рек развиты аллювиальные, аллювиально-озерные, а также флювиогляциально-аллювиальные отложения террасового комплекса. В низкогорных районах на северо-западе территории развиты каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые коры выветривания мел-палеогенового и палеоген-неогенового возраста. На территории Предалтайской равнины в Бийско-Барнаульской впадине развиты значительные по мощности пролювиальные и делювиальные, а также субаэральные отложения (краснодубровская свита) платформенного этапа седиментации.

## Разломы

Современный структурный план территории сформирован разломами северо-западного простирания. Среди разрывных нарушений района могут быть выделены крупные структурные швы (главные разломы, разделяющие структурно-формационные зоны) и широко развитые второстепенные разломы северо-западной и субширотной ориентировки.

**Чарышско-Терехтинский разлом** – один из крупнейших на Алтае глубинных разломов. Он представляет собой систему крутопадающих правосдвиговых разрывных нарушений от субширотной до северо-западной ориентировки, значительной (до первых сотен километров) суммарной амплитудой горизонтальных перемещений [44]. В Юго-Восточном Алтае разлом разграничивает Алтае-Салаирскую и Алтае-Монгольскую складчатые системы [44], на территории листа М-44 – Чарышско-Талицкую и Чарышско-Чуйскую

СФЗ. В зоне разлома, шириной 5–12 км, распространена засурийская свита позднекембрийско-раннеордовикского возраста, которая представляет собой фрагмент океанической коры Палеоазиатского океана. Это дает основание предполагать, что до начала сдвиговых перемещений разлом представлял собой сутурную зону или имел в качестве предшественника трансформный океанический разлом. В зоне приразломного смятия породы интенсивно рассланцованы с образованием плейчатости и гофрировки, подвергнуты гидротермально-метасоматическим изменениям с формированием милонитов, blastomилонитов и катаклазитов, чередующихся с блоками менее деформированных пород. Сдвиговые перемещения по разлому затрагивают дайки урсульского комплекса позднего девона. Северо-восточным ограничением зоны Чарышско-Терехтинского разлома является Комихинский разлом [335], который характеризуется аналогичной кинематикой.

**Тигирекский разлом** является западной субширотной ветвью Чарышско-Терехтинского глубинного разлома. Он разделяет Чарышско-Чуйскую и Коргоно-Терехтинскую СФЗ, принадлежащие к Алтае-Салаирской и Алтае-Монгольской складчатым системам. В гравитационном поле разлом сопровождается широтной гравитационной ступенью. На местности он выражен резким уступом неотектонического происхождения с воздыманием южного блока, в западной части района занятого Тигирекским массивом гранитов. Зона приразломного смятия выражена дроблением, брекчированием и милонитизацией пород в полосе от 25–30 до 200–250 м. На западном отрезке в районе р. Бол. Амелиха разлом пересекает Северо-Восточную зону смятия и в гранитоидах Станового массива проявлен зоной огнейсования субширотного простираения, прослеживаемой более чем на 8 км [43]. Южнее пос. Тигирек, неорогоговикованные раннедевонские отложения ергольской свиты приведены в контакт с гранитоидами триасового Тигирекского массива. Это указывает на послетриасовый возраст перемещений по разлому и подтверждается широкими (50–100 м) субширотными зонами дробления, милонитизации и окварцевания в гранитах [43].

**Северо-Восточный разлом** (зона смятия) разделяет каледониды Алтае-Салирской и герциниды Обь-Зайсанской складчатых систем. Зона смятия представляет собой систему сближенных субпараллельных и отходящих друг от друга под очень острыми углами разломов. Зона фиксируется линейно-вытянутым локальным погружением поверхности Конрада (до 3 км) с нависанием северо-восточного крыла [165]. В магнитном поле зона смятия сопровождается серией интенсивных локальных максимумов, связанных с интрузивами триасовых гранитоидов синюшинского комплекса. В гравитационном поле фрагментарно отражается в виде зон повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести [282].

По результатам исследований В. Г. Владимирова, Северо-Восточная зона претерпела два этапа реактивации [288]. Первый этап деформаций (заложение Северо-Восточной зоны и, возможно, горообразование) характеризовался лево-сдвиговой кинематикой, внедрением и консолидацией гранитоидов змеиногорского комплекса и, по-видимому, метаморфизмом пород в условиях зеленосланцевой фации. Второй этап деформаций (развал орогена, формирование структур растяжения в пределах Северо-Восточной зоны и ее обрамле-

ния) имел вертикальную (взбросо-сбросовую) кинематику перемещений в условиях общего присдвигового растяжения. Возможная возрастная привязка основных этапов формирования Северо-Восточной зоны сопряженного метаморфизма и магматизма следующая [288]: первый этап деформаций синхронен со становлением гранитоидов 2-й фазы змеиногорского комплекса, а его завершение – с формированием пегматоидных жил и жил лейкогранитов (гранит-порфиров) в гранитоидах 3-й фазы змеиногорского комплекса; второй этап деформации можно соотнести (предварительно) с возрастом консолидации гранитоидов боровлянского(?) комплекса (Становой массив в восточном крыле Северо-Восточной зоны смятия) [288].

Разлом сопровождается зонами интенсивного рассланцевания и милонитизации, отмечаются кварцевые бластокатаклазиты и бластомилониты, порфиroidы, пропилитовые и березитовые динамосланцы [325]. Развитие зон скарирования и окварцевания с повышенными содержаниями золота и серебра в связи с поясом даек риолит-порифров куяганского комплекса в прогнозируемом Кузнецовском золоторудном узле дает основание предполагать присутствие нескрытого гранитоидного массива усть-беловского комплекса. Общая ширина зоны смятия достигает 10–12 км. Простираение частных зон милонитизации и дизъюнктивных контактов – согласное с Северо-Восточной зоной или ориентированное под острым углом к ней с падением на северо-восток или северо-запад под углами круче  $60^\circ$ . Верхняя временная граница активности зоны смятия определяется по резкому ослаблению динамометаморфизма в гранитоидах змеиногорского комплекса позднего девона. Порода третьей фазы комплекса (Ревневско-Амелихинский массив) подверглись интенсивному огнейсованию, в то время как четвертая его фаза (Кипешный, Маячный массивы) практически не затронуты динамометаморфизмом. Очень слабому тектоническому воздействию подверглись раннекаменноугольные отложения бухтарминской свиты, но срезание разломом юго-западного крыла Локтевской синклинали с отложениями раннего карбона говорит о продолжении тектонических движений и в постнижнекаменноугольное время. Массивы гранитоидов триасового синюшинского комплекса не несут следов тектонических деформаций и срезают разломы северо-западного направления. Субширотный Тигирекский разлом пересекает Северо-Восточную зону смятия [43].

**Иртышско-Маркакольский разлом** разграничивает Рудно-Алтайскую и Иртышскую СФЗ. Разлом фиксируется гравитационной ступенью, а на поверхности отмечается зоной интенсивного дробления шириной до 14 м, с падением сместителя в юго-западном направлении под углом  $75^\circ$  [42] с левосдвиговой кинематикой перемещения. В зоне приразломного смятия по породам корбалихинской толщи развиты тектониты, пиритизированные динамосланцы кварц-эпидот-хлорит-альбитового состава, кварцево-жилыные зоны, пропилиты с кварц-альбит-карбонатными прожилками. По результатам глубинного сейсмозондирования, зона Иртышско-Маркакольского разлома прослеживается на глубину более 100 км с уступообразным падением на северо-восток под структуры Рудного Алтая. Разлом срезает структуры с каменноугольными отложениями. Для бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны выделены два раннепермских тепловых импульса, синхронных с де-

формациями сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой: 283–276 и 272–265 млн лет [152].

**Юго-Западный разлом** отделяет структуры Иртышской зоны смятия от Калба-Нарымской СФЗ. Он характеризуется северо-западным до субширотного простиранием и выпуклостью на юго-запад, выделяясь широкими градиентными зонами в магнитном и гравиметрическом полях. Амплитуды вертикального и горизонтального перемещения соседних блоков достоверно не определяются, но, вероятно, могут достигать нескольких километров. Судя по отторгнутому фрагменту Круглового грабена, возможны правосторонние перемещения около 3 км [342]. В зоне разлома развиты милониты и окварцованные тектонические брекчии по метаморфическим сланцам иртышского комплекса, черносланцевым отложениям такырской серии и гранитоидам волчихинского габбро-тоналит-гранитового комплекса. Разлом трасируется зоной дробления мощностью около 60 м, содержащей тела ультрамилонитов и тектонической глинки мощностью до 5 м [357].

**Западно-Калбинский разлом** разделяет структуры Калба-Нарымской и Западно-Калбинской СФЗ. Для него характерна плавно- и волнисто-извилистая форма с изменением простирания от северо-западного до субмеридионального на юге. На карте локальных аномалий силы тяжести разлом выделяется широкой градиентной полосой и изгибами изоаномал пониженных значений поля силы тяжести. Разлом представляет собой правый сдвиг, Калба-Нарымская СФЗ приподнята (вброшена) по отношению к Западно-Калбинской СФЗ [342]. В зоне разлома развиты милониты, тектонические брекчии и динамосланцы с кварцево-жильными зонами, в сульфидизированных черных сланцах фиксируется повышенная золотоносность.

### Неотектоника

Тектоническое развитие Западной части Алтае-Саянской области в кайнозое во многом предопределено древним структурным планом, при этом субстратом для развития современных тектонических движений и формирования современной блоковой структуры является мощная консолидированная континентальная кора, находящаяся в условиях регионального субгоризонтального сжатия. Горно-складчатая структура региона представляет собой область преобладающих слабодифференцированных положительных вертикальных движений с возникновением сводово-глыбовых поднятий.

Неотектонические разломы, проявленные в кайнозойском структурном этапе и активные на неоорогенной стадии развития района, имеют различную ориентировку, небольшие амплитуды относительного перемещения (десятки или первые сотни метров) и в большинстве случаев наследуют зоны разрывных нарушений палеозойско-мезозойского фундамента. В целом неотектонический структурный план основных геоморфологических элементов (поднятий, прогибов, крупных речных долин) наследует палеозойско-мезозойский сдвиговый деформационный план. Наиболее заметным на северо-востоке территории является субширотный *Белокурухинский неотектонический уступ*, прослеживающийся с востока от пос. Белокураха на смежной площади листа М-45 и ограничивающий Рубцовскую структурную террасу

Бийско-Барнаульской мезо-кайнозойской впадины. Менее ярко выражен *Башчелакский неотектонический уступ*, проходящий по восточному склону Башчелакского хребта и далее на северо-западе соединяющийся с палеозойским Башчелакским разломом. Южнее отчетливо проявлен *Маралихинский неотектонический уступ* северо-восточного простирания, ограничивающий с северо-запада неотектоническое поднятие Башчелакского хребта. На юго-востоке района субширотный Тигирекский разлом представляет собой неотектонический взброс, в южном крыле которого взброшены граниты Тигирекского массива. В осадочном чехле Бийско-Барнаульской впадины наиболее крупным является *Варшавский неотектонический уступ*, наследующий основные элементы палеозойского надвига и ограничивающий Рубцовскую структурную террасу. По данным В. Ф. Михайлова [286], вдоль него фиксируется флексуорообразный изгиб слоев кайнозойского чехла и уступ в современном рельефе и рельефе палеозойского фундамента с вертикальной амплитудой не менее 100–150 м. На северо-западе района фиксируется резко проявленный *Сростинский неотектонический уступ* от северо-восточного до близкого к субширотному простирания, разделяющий Барнаульскую и Бийскую структурные террасы юго-восточной части Бийско-Барнаульской впадины.

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История развития региона связана с последовательным аккреционным ростом структур консолидации с северо-востока на юго-запад. Северо-восточная часть территории (Чарышско-Чуйская, Чарышско-Талицкая и Коргоно-Терехтинская СФЗ) входит в состав каледонских образований Горного Алтая и представляет собой фрагмент кембро-ордовикского турбидитового бассейна, имеющего океаническое основание и выполненного мощными слабометаморфизованными толщами флишоидного облика. Юго-Западная часть представляет собой фрагмент герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы. Геофизические данные [42, 43] указывают на существенно мафический состав коры герцинид (мощность гранитно-метаморфического слоя редуцирована до 20 км и менее, граница Мохо фиксируется на глубинах 40–45 км, на всей территории наблюдаются положительные аномалии гравитационного и магнитного полей) [42, 43]. В качестве основных этапов геологического развития каледонид региона выделены: позднепротерозойско-раннеордовикский океанический, среднекембрийско-раннеордовикский островодужный, раннеордовикско-раннедевонский трансформной континентальной окраины. В герцинидах выделяется собственный раннедевонский океанический этап, который предшествовал общему для каледонид и герцинид раннедевонскому–раннекаменноугольному этапу активной континентальной окраины. В дальнейшем развитие региона происходило по общему сценарию, в котором выделяются средне-позднекаменноугольный коллизионный, пермско-среднеюрский постколлизионный и поздний мел-четвертичный платформенный. В течение каждого этапа развития были сформированы самостоятельные структурно-вещественные комплексы.

**Позднепротерозойско(?)–раннеордовикский (океанический) этап** проявлен в восточной части территории и представлен двумя структурно-вещественными комплексами: позднепротерозойским(?) (терехтинский метаморфический комплекс) и позднекембрийско-раннеордовикским (засурьинский базальтовый комплекс и кремнисто-сланцевые образования засурьинской свиты), которые интерпретируются как реликты океанической коры Палеоазиатского океана.

Терехтинский комплекс представлен тектоническими линзовидными телами метаморфических пород среди девонских вулканитов Коргоно-Терехтинской СФЗ. Комплекс образуют тектонизированные зеленые метаморфические сланцы шельдянской толщи, сформированные по породам базальт-

трахибазальтовой, кремнисто-сланцевой и флишоидной формаций океанического этапа развития региона. В более изученной части Терехтинского горста, сложенной одноименным метабазит-метапелитовым глаукофан-зелено-сланцевым комплексом, существенную роль играют метабазиты, близкие по химизму к «высокотитанистым» толеитам  $COX$  и океанических островов [64]. Предполагается региональный тип «метаморфизма погружения» и наиболее древний (возможно, позднерифейский?) возраст субстрата [164]. Результатами датирования фенгита и глаукофана из глаукофановых сланцев уймонской свиты обоснован раннеордовикский возраст высокобарического субдукционного метаморфизма [31]. С метабазитами терехтинского комплекса на соседней территории листа М-45 парагенетически связано эксгальцион-но-осадочное сульфидное оруденение с золотом и платиноидами [64].

В засурьинской свите базальтоиды, часто с вариолитовыми структурами и текстурами пиллоу-лав, чередуются с кремнисто-сланцевыми образованиями, подобными глубоководным осадочным отложениям океанических плит [174], такими как пелагические радиоляриевые и ленточные кремни, гемипелагические кремнистые сланцы, аргиллиты и глинистые сланцы. Брекчиевидные и оползневые текстуры, конседиментационная асимметричная микроскладчатость в кремнистых осадках, предполагают, что они представляют фации склонов океанических островов [182, 181]. Предполагается, что базальтоиды засурьинского комплекса в первоначальном виде формировали нормальную последовательность коры океанического типа, которая подверглась дезинтеграции, латеральным перемещениям и тектоническому перемешиванию с пластинами терригенно-осадочных пород чарышской, суеткинской и маралихинской свит в сдвиговой зоне Чарышско-Теректинского разлома. С засурьинской свитой связаны пункты минерализации железа и марганца железорудной кремнисто-гематитовой формации, цветных металлов с золотом, сопровождающихся силицилитами, яшмоидами и кремнями. Для засурьинской свиты в таких проявлениях имеется сходство с эксгальцион-но-осадочным сульфидным оруденением с золотом венд-кембрийского уровня на Салаире (проявление Сунгайское) [52].

**Среднекембрийско-раннеордовикский (островодужный) этап** в полной мере проявлен северо-восточнее в Салаирской островной дуге. На территории листа М-44 структурно-вещественный комплекс этого этапа представлен только флишоидными терригенными образованиями турбидитовой граувакковой формации (чарышская и суеткинская свиты среднего кембрия—раннего ордовика), слагающими передовую (амагматическую) дугу и аккреционную призму Салаирской островной дуги. Металлогеническая специализация флишоидных толщ отчетливо не проявлена. Тесная ассоциация флишоидов чарышской и суеткинской свит с базальтово-кремнистыми образованиями засурьинской свиты дает основание предполагать, что блоки, сложенные засурьинской свитой, являются отторженцами океанической коры позднекембрийско-раннеордовикского возраста, включенными в преддуговой аккреционный комплекс.

**Раннеордовикско-раннедевонский этап трансформной континентальной окраины** явился следствием постаккреционных сдвиговых перемещений вдоль Чарышско-Теректинской зоны разломов, вызванных косой субдукцией

океанической плиты на предыдущем этапе. В Горном Алтае пока не известны интрузивные образования, которые могли бы интерпретироваться как результат ордовикской коллизии. Однако свидетельства коллизионных событий на рубеже раннего и среднего ордовика, а также позднего ордовика и раннего силура на соседней территории листа М-45 установлены U-Pb методом (SHRIMP) по метаморфическим цирконам в гнейсах чульчинского ( $466,7 \pm 3,3$  млн лет), южно-чуйского ( $471 \pm 5$ – $468 \pm 5$  млн лет) и курайского ( $444 \pm 10$  млн лет) метаморфических комплексов [60]. Эти данные подтверждают неправомочность выделения режима пассивной континентальной окраины в процессе и после аккреционно-коллизионных событий в ордовике–силуре, как с теоретической точки зрения, так и на основании фактических данных. Согласно концепции тектоники литосферных плит, пассивная окраина представляет собой край континента, образовавшийся в результате рифтогенеза, но не в результате аккреции или коллизии. Скорее всего терригенно-карбонатные отложения второй половины раннего ордовика–раннего девона Чарышско-Чуйской, Чарышско-Талицкой и Коргоно-Терехтинской СФЗ, представленные терригенно-карбонатными отложениями нижнеануйской, верхнеануйской, тигирекской серий, антоньевской толщи, черноануйской, камышенской и барагашской свит, формировались на отложениях аккреционной призмы, вероятно, вдоль трансформной окраины калифорнийского типа [12]. Восточнее (в современных координатах) в более удаленных частях континента в Холзуно-Чуйской и Телецко-Чулышманской СФЗ в это время протекали активные коллизионные процессы с формированием метаморфических комплексов высоких температур/низких давлений (НТ/ЛР-типа) [60]. На трансформной (скользящей) окраине континента и прилегающем океанском ложе преобладала шельфовая карбонатно-терригенная седиментация. В Горно-Алтайских структурах на более ранней стадии формировались существенно терригенные отложения (ранне-среднеордовикская нижнеануйская серия), позднее – отложения терригенно-карбонатной и известняковой рифоидной формаций (силурийская тигирекская серия, раннедевонская камышенская свита). В Рудном Алтае с этим этапом связано формирование силурийско-раннедевонской корбалихинской толщи и ранне-среднедевонской орловской свиты. Образования более древнего этапа в Рудном Алтае не известны. Металлогения рассматриваемого этапа отчетливо не проявлена и ограничена возможным накоплением прибрежно-морских и склоновых россыпей тяжелых минералов.

**Раннедевонский (океанический) этап** выделяется в западной части территории в Иртышской СФЗ в пределах герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы. В девоне геодинамическая эволюция региона обычно интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской литосферных плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [11, 17, 24, 78]. Предполагается, что Алтайская окраина Сибирского палеоконтинента представляла собой трансформную границу, вдоль которой скользил Алтае-Монгольский террейн с неопротерозойской корой ( $T_{Nd}$  (2-st) = 1,5–1,0 млрд лет). Обь-Зайсанский палеоокеанический бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде



двух косых субдукционных зон (Рудно-Алтайской и Жарма-Саурской). Реликты океанических образований установлены в составе пород иртышского метаморфического комплекса, представленные ультрамафитами сарбасского комплекса дунит-гарцбургитовой формации и амфиболитами с геохимическими характеристиками базальтов СОХ. Эти образования интерпретируются как реликты офиолитовой ассоциации раннедевонской палеоокеанической коры Обь-Зайсанского (Обь-Джунгарского) палеоокеанического бассейна, поглощенного в Рудно-Алтайской субдукционной зоне.

**Раннедевонско-раннекаменноугольный этап активной континентальной окраины** проявлен наиболее широко как в герцинидах, так и в каледонидах региона. В раннем девоне территория Северо-Западного Алтая была включена в структуру активной континентальной окраины, связанную с субдукцией литосферы Обь-Джунгарского палеоокеанического бассейна под край Сибирского континента [136]. Развитие субдукционных процессов привело к формированию системы вулканических поясов, сложенных бимодальными и дифференцированными сериями нормальной и повышенной щелочности [136, 11, 150, 61]. Режим активной континентальной окраины в течение всего времени своего существования осложнялся эпизодами рифтогенного магматизма. Причиной этого могут быть периодически возникающие трансформные обстановки, связанные с «косой» субдукцией океанической литосферы, вызывающие сдвигово-раздвиговые перемещения с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину в результате разрыва субдуцированной океанической литосферы [22]. Астеносферные окна («slab-windows»), вероятнее всего, обеспечивали становление разноформационных магматических комплексов и сопряженного в пространстве и времени эндогенного оруденения (железородного, колчеданно-полиметаллического, титаномагнетитового, серебро-золоторудного).

В структурах Горного Алтая на юго-востоке территории в Коргонском прогибе формировались ранне-среднедевонский коргонский трахиандезит-дацит-риолитовый и среднедевонский еловский андезит-дацит-трахириолитовый комплексы. Коргонские риолитоиды по содержаниям легких лантаноидов обнаруживают характеристики внутриконтинентальных образований, а по содержаниям тяжелых редких земель более приближены к дацитам островных дуг [342]. Состав еловского комплекса с доминированием ультракислых калиевых риолитов и ультракалиевых трахириолитов и трахириодацитов при почти полном отсутствии дацитов позволяет относить его к проявлениям трахириолитовой формации рифтогенной активной континентальной окраины. С вулканитами коргонского прогиба пространственно и, вероятно, парагенетически связано кремнисто-гематитовое и промышленное апатит-гематит-магнетитовое оруденение, вулканогенно-осадочные месторождения и проявления железа и марганца.

Северо-западнее Коргонского прогиба в Чарышско-Чуйской СФЗ формировались вулканогенные впадины Солоновская, Новофирсовская, Курья-Акимовская (Курьянский ареал), заполненные вулканогенно-осадочными образованиями средне-позднедевонской куяганской свиты и субвулканическими интрузиями куяганского андезит-дацит-трахириолитового комплекса. С куяганским вулканогенным комплексом пространственно и парагенетически связа-

но промышленное эпitherмальное золото-серебряное оруденение (Новофирсовский рудный узел) и золоторудная минерализация Кузнецовского рудного поля.

В девоне Рудного Алтая особенности развития структур и строение рядов геологических формаций позволяют выделить два этапа магматизма, отвечающих различным геодинамическим режимам. Первый этап охватывает промежуток времени от раннего девона до франского века и обусловлен процессами континентального рифтогенеза [98, 127], связанными с заложением субдукционной зоны, второй – от фаменского века до раннего карбона (серпуховский ярус) и соответствует обстановкам, сопоставимым с субдукционными [98, 99, 145]. Для Быструшинской подзоны Змеиногорской ВТД субдукционный этап мог начинаться с позднеживетско-раннефранского времени, на что указывает широкое развитие андезитоидного вулканизма, выраженного в образовании покровов андезитового и андезибазальтового составов. Вулканогенно-осадочные породы по составу, возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих разделяются на две формации, соответствующие двум циклам вулканизма: эмс-эйфель-раннеживетская базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная (калиевая) и позднеживетско-франская базальт-риолитовая кремнисто-терригенная (калиево-натриевая). Вулканогенно-осадочные породы этих формаций вмещают колчеданно-полиметаллические месторождения, и ареалами их развития контролируются рудные районы. Палеоструктуры рудных районов выражены крупными вулканотектоническими депрессиями, выполненными отложениями рудоносных формаций. Двум рудоносным формациям соответствуют две рудные формации: базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной – свинцово-цинковая колчедансодержащая, а базальт-риолитовой кремнисто-терригенной – медно-свинцово-цинковая колчеданная.

В позднем девоне (ранний фран) в связи с изменением режима активной окраины с субдукционного на трансформный [97] вулканическая деятельность сменилась формированием в Горном и Рудном Алтае крупных гранитоидных батолитов. Интрузивные образования этого этапа представлены габбро-гранитными сериями и существенно гранитоидными комплексами, слагающими крупные полихронные плутоны и ареалы. К ним относятся среднедевонские габбро-плагиогранитовый алейский и граносиенит-гранит-лейкогранитовый майорский; позднедевонские габбро-долеритовые урскульский и белорецко-маркакольский, габбро-диорит-гранодиоритовые – усть-беловский, змеиногорский и междуреченский, гранит-лейкогранитовые – устьянский и боровлянский, раннекаменноугольные габбро-тоналит-гранитовый волчихинский и граносиенит-монцодиорит-габбровый харловский комплексы. Раннедевонско-раннекаменноугольный мегакомплекс наиболее продуктивен на эндогенное оруденение.

С воздействием интрузивов ранне-среднедевонского возраста на известняковые и терригенно-карбонатные толщи силура и вулканогенно-осадочные образования девона связано формирование месторождений магнетитовой скарновой формации (Белорецкое, Инское и др.). С расслоенными габброидами харловского комплекса генетически связано месторождение ванадий-титан-железных руд.

**Средне-позднекаменноугольный (коллизийный) этап** отвечает времени столкновения Сибирского и Казахстанского континентов и закрытию Обь-Зайсанского палеоокеана. В эволюции коллизийной системы выделяются несколько эпизодов (стадий), которые могут повторяться [135]. Вначале кора утолщается, вследствие подтягивания континентальных блоков на кровле конвектирующей мантийной ячейки. Вступает в действие механизм саморазогрева вследствие сложения тепловых потоков и через 25 млн лет температура достигает уровня выплавления гранитного расплава «минимум», локализующегося синкинематически – послонно в сопровождении мигматитов и флюидного потока [135]. Коллизийные процессы активно начали проявляться с серпуховского времени и с некоторым затуханием продолжались до раннего мезозоя. К середине карбона океанический бассейн полностью закрылся, и дальнейшая эволюция орогена протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций и мантийно-корового магматизма. В результате «косой» коллизий Сибирского и Казахстанского континентов произошла реактивация сдвиговых систем Обь-Зайсанской складчатой системы, с формированием приразломных прогибов и накоплением отложений сероцветной угленосной молассовой карбонатно-терригенной формации (бухтарминская, малоульбинская и другие свиты). Активные магматические процессы охватывали внутренние зоны коллизий, включающие калбинские структуры и Рудный Алтай. В северной части Рудно-Алтайской СФЗ в Рубцовской вулканотектонической структуре формировались вулканогенные образования средне-позднекаменноугольного андезит-дацит-риолитового панфиловского комплекса и комагматичные гранитоиды рубцовского габбро-гранитлейкогранитового комплекса.

**Пермско-среднеюрский (постколлизийный) этап** представлен магматическими образованиями мантийного и корово-мантийного генезиса, формирование которых связано с постколлизийной релаксацией земной коры. Когда в результате коллизийных процессов кора достигает некоторой критической мощности (что сопровождается ростом температуры), снижается вязкость, происходит расползание нижней коры и обвал (коллапс) горного сооружения. Коллизийное сжатие временно (локально) прекращается, нарушается термальная граница «кора–мантия», в контакт с корой приходит горячая астеносферная мантия. Из нижней коры выплавляются посткинематические, секущие граниты, лишённые мигматитов и обладающие специфическими геохимическими характеристиками (А-граниты), сопровождаемые мафитовыми комплексами. Для этих петрологических наблюдений существуют объяснения в гипотезах базальтового андерплэйтинга [175] или отрыва субдукционного слэба [172]. Разница в гипотезах не имеет значения с фактологической точки зрения, как следует из общего анализа петрологии коллизийных орогенов [24]. В магматических очагах постколлизийного этапа большую роль играли мантийные магмы, следствием чего стали широко проявленные корово-мантийные и мантийные магматические образования: терехтинский габбро-долеритовый, максутский габбронорит-диорит-долеритовый, калбинский гранитовый комплексы, формирование которых отчасти могло быть связано с активностью Таримского плюма ( $C_3-P_1$ ). С постколлизийными процессами связаны триасовые и среднеюрские интрузивные обра-

зования. Они представлены раннетриасовыми гранитоидами синюшинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового и белокурихинского гранит-лейкогранитового комплексов, среднетриасовыми риодацитами и риолитами, а также раннеюрскими континентальными терригенными и угленосными молассовыми отложениями в приразломных прогибах (луговская свита) и дайками долеритов луговского комплекса. Эти магматиты, возможно, являются удаленными фациями магматической активности Сибирского ( $P_3-T_1$ ) и Джунгарского ( $J_1$ ) плюмов. С постколизийными комплексами связано редкометалльное оруденение в Калбе и Горном Алтае и, возможно, регенерированное колчеданно-полиметаллическое оруденение в Рудном Алтае.

**Позднемеловой–четвертичный платформенный этап** характеризуется относительно слабой тектонической активностью и включает две стадии: платформенную и неорогенную. Образования данного этапа развиты на всей площади рассматриваемого района. Они представлены нелитифицированными рыхлыми отложениями различного генезиса. Значительные по мощности пролювиальные и делювиальные, а также субэральные отложения (краснодубровская свита) платформенного этапа седиментации развиты на территории Предалтайской равнины в Бийско-Барнаульской впадине. В низкогорных районах формировались каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые коры выветривания мел-палеогенового и палеоген-неогенового возраста, которые также фиксируются в скважинах в основании осадочного чехла верхнего структурного этажа. Неорогенная стадия внутриконтинентального этапа включает период слабых, но более дифференцированных тектонических движений на фоне общего поднятия горных сооружений Горного и Рудного Алтая. Неотектонические разломы обычно совпадают с более древними разрывными нарушениями, что особенно подчеркивается ориентировкой палеодолин, уступов фундамента и современной речной сети.

---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологический облик территории листа М-44 определяется ее положением в юго-восточной части Кулундинской аккумулятивной равнины и переходной зоне к возвышенной Предалтайской равнине [4]. В восточной части по геоморфологическому районированию территория относится к области Северо-Западного Алтая, располагаясь в пределах Чарыш-Убинского предгорно-низкогорного района [37]. В пределах района находятся северные части неотектонически активных положительных морфоструктур IV порядка: Башелакского хребта, Тигирекско-Коргонского поднятия, Кольванского хребта и южная часть Предалтайской равнины. Фронтальные части главных морфоструктур имеют северо-западную и субширотную ориентировку и представляют собой неотектонические взбросы, взбросо-сдвиги и взбросо-надвиги [4, 109, 124, 161, 354], преимущественно наследующие древние до-кайнозойские структурные швы. Все основные положительные морфоструктуры разбиты на более мелкие неотектонические блоки серией диагональных взбросо-сдвигов, поднимающихся к юго-востоку [13, 354]. Изогипсы вершинной поверхности рельефа указывают на перекосящиеся блоковые структуры с погружением на юго-запад, в противоположную сторону от фронтального взбрасывания [354]. На территории листа М-44 выделяются три яруса рельефа: аккумулятивная равнина на северо-западе, денудационно-эрозионное низкогорье с реликтами поверхностей выравнивания, занимающее большую среднюю часть территории, и в юго-восточной части площади – денудационно-эрозионное среднегорье, приуроченное к Башелакскому, Тигирекскому и Кольванскому хребтам, в пределах которых развиты различные генетические типы рельефа.

### Аккумулятивный рельеф

*Поверхности пойменных равнин голоценового возраста ( $Q_H$ ) шириной от первых сотен метров до 5 км развиты в долине р. Алей и в масштабе карты и геоморфологической схемы выделяются в нерасчлененном виде. Поверхность высокой поймы голоценового возраста высотой от 4 до 8 м и шириной от первых сотен метров до 1–1,5 км развита на днищах долин степных речек к востоку от долины р. Алей. В долине р. Алей она крупными протяженными сегментами шириной от первых сотен метров до 3–5 км прослеживается то*

вдоль одного, то вдоль другого берега и примыкает или к коренному склону долины, или к первой надпойменной террасе. Поверхность низкой поймы позднеголоценового возраста сплошной полосой шириной от 0,2 до 1,5 км выделена в долине р. Алей. Ее высота не превышает 3 м. Низкая пойма находится в стадии формирования, сильно расчленена многочисленными старицами и сухими руслами, по которым вода идет во время паводков и полностью заливается в период весеннего половодья.

*Поверхности озерных равнин поздненеоплейстоцен-голоценового возраста ( $Q_{III-H}$ )* развиты отдельными фрагментами на плоских днищах крупных дефляционных котловин и в реликтовых долинообразных плоскодонных эрозионных понижениях Барнаульской и Касмалинской древних ложбин стока преимущественно вдоль подножия из склонов. Их ширина изменяется от 1–2 до 6 км, а протяженность – многих десятков километров. Озера, занимавшие эти понижения, распались на цепочки изолированных реликтовых водоемов, иногда довольно крупных (оз. Горькое и др.). В этих понижениях накопилась толща озерных и озерно-болотных отложений мощностью от 6 до 18 м. Современные озера вложены в эти толщи на глубину от 2 до 6 м и формируют активно растущие абразионные уступы (клифы).

Во многих местах осушенные днища этих понижений, сложенные озерными песками, интенсивно развеваются ветром, а сами днища осложняют современные дефляционные котловины глубиной 1,5 м и диаметром до 30 м, окруженные растущими песчаными дюнами и буграми высотой до 1–1,5 м.

В отложениях краснодубровской и кочковской свит в пределах аккумулятивно-денудационной равнины, а также в эоловых песках и покровных лессовидных супесях выработаны скульптурные формы – довольно крупные (до 12–18 км) и многочисленные замкнутые котловинообразные дефляционные понижения. В разных местах глубина их изменяется от 3–5 до 10 м. Длинные (от нескольких сотен метров до 2 км) и очень пологие склоны не имеют выраженных бровок и постепенно сливаются с поверхностью равнин. Плоские днища этих котловин размером от 0,5 до 4 км выполнены толщами озерных отложений мощностью от 2,6 до 12–14 м. В большинстве случаев в центре этих озерных равнин на днищах дефляционных котловин находятся болота или современные небольшие мелководные соленые, сезонно пересыхающие озера. Дефляционный генезис таких котловин признается большинством исследователей [33, 81, 82, 122]. Солончаковая дефляция рассматривается как единственный процесс, способный выбросить из замкнутых котловин значительные массы рыхлого материала, в том числе глинистого [122].

*Поверхность эоловой дюнно-бугристо-грядовой песчаной равнины поздне-неоплейстоцен-голоценового возраста ( $Q_{III-H}$ )* занимает Барнаульскую и Касмалинскую древние ложбины стока. Они образовались за счет развеивания песков касмалинской свиты и песков озерных фаций краснодубровской свиты. Высота эоловых бугров и гряд изменяется от 3 до 10–20 м, а их протяженность – от десятков и сотен метров до 10–15 км. Они имеют извилистую и дугообразную форму, а их поперечный профиль резко асимметричный. Наветренные склоны длинные и пологие (до 5°), подветренные – короткие (15–20°). Межгрядовые понижения занимают дефляционные котловины овальной формы 50–200 м и более по длинной оси и глубиной от 1,5 до 3 м.

Наиболее крупные из них занимают озера и болота. Возраст эоловых бугристо-грядовых равнин определяется концом позднего неоплейстоцена–голоценом.

*Поверхности аллювиальных равнин первой и второй надпойменных террас поздненеоплейстоценового возраста ( $Q_{III}$ )* шириной от 1,5 до 15 км и высотой от 8 до 15–18 м занимают всю левобережную часть днища долины р. Алей, пересекая территорию в северо-восточном направлении и долину Чарыша после выхода на Предалтайскую равнину. Почти повсеместно они перекрыты маломощными покровными лессовидными супесями. Кроме того, в долине р. Алей сюда же включен и узкий выход касмалинской свиты вдоль левого склона долины. По высоте он отвечает второй террасе, а сама свита, сложенная аллювием, датируется в основном поздним неоплейстоценом, лишь немного захватывая самые верхи среднего. Их плоскую поверхность южнее г. Рубцовск осложняют слабовыраженные протяженные (до 10 км) дефляционные котловины, а севернее – слабовыраженные реликты русловых понижений, наиболее пониженные части которых занимают озера Ракиты, Горькое, Среднее, Вылково, Гусиное. Незначительная глубина залегания грунтовых вод способствовала площадному развитию на ее поверхности во многих местах дегидратационных солончаков и суффозионных западин.

*Поверхности ледниковых образований поздненеоплейстоценового возраста ( $Q_{III}$ )* представлены незначительными фрагментами на западном макросклоне Башчелакского хребта, в коротких трогообразных долинах купольной морфоструктуры Майорского интрузивного массива, в долинах Тулаты и Сентелека. В юго-восточной, наиболее приподнятой, части территории они развиты практически во всех долинах Тигирекского и Коргонского хребтов, располагаясь в интервале высот 700–2000 м. На днищах долин и пологих склонах это бугристо-западинные тела основных морен с крупными валунами и глыбами на поверхности. Выше 1600 м они осложнены криогенными микроформами рельефа, в том числе солифлюкционными языками и террасками. По периферии их ограничивают фрагменты боковых морен высотой 15–50 м, протяженностью от первых десятков метров до 1 км. Валы конечных морен сильно размыты и практически не выражены. Возраст поверхностей определяется поздним неоплейстоценом.

*Поверхности субэразально-аллювиально-озерных равнин эполейстоцено-среднеоплейстоценового возраста ( $Q_{E-II}$ )* – плоские широкие вершинные поверхности водораздельных увалов, ориентированных в юго-западном направлении, сложенные отложениями кочковской и красnodубровской свит. Они ограничены длинными пологими склонами комплексной денудации. Их абсолютные высоты изменяются от 200–215 м в северо-западной части площади до 280–294 м в восточной части. Превышения над днищами древних ложбин составляют от 10 до 50 м. Ширина их поверхностей изменяется от 5 до 11 км. Они покрыты маломощным чехлом покровных лессовидных супесей и суглинков, а местами эоловых бугристых песков и осложнены округлыми и овальными суффозионными и дефляционными западинами диаметром до 300–400 м и глубиной до 2 м с очень пологими склонами и плоскими днищами.

Формирование этих равнин началось в эоплейстоцене с площадной аккумуляции отложений кочковской свиты на сильно размытой поверхности павлодарской свиты, а затем и краснодубровской свиты, продолжавшееся до середины среднего неоплейстоцена, когда формирующиеся древние ложбины стока начали интенсивно ее расчленять.

Равнины расчленены пологими склонами комплексной денудации средне-неоплейстоцен-голоценового возраста, приуроченными к речным долинам и древним ложбинам стока. Начиная со среднего неоплейстоцена, в результате неотектонических поднятий и интенсивного проявления процессов комплексной денудации (линейная и плоскостная эрозия, дефляция, криогенный морфогенез в эпохи оледенений), склоны приобрели современный облик. Они пологие, длиной от 0,4 до 8 км. Их наклон на разных участках изменяется от 2–3° до 10–15°. Поперечный профиль также различный – слабовогнутый, прямой или полого-выпуклый.

Склоны Алейско-Барнаульского увала осложняют слабовыраженные протяженные (до 20 км) террасовидные ступени, которые выработаны в отложениях краснодубровской свиты. На склоне, обращенном к долине Алея, они приурочены к горизонталям 240, 250, 260 и 270 м, а на противоположном склоне – к горизонтали 270 м, а их превышение над днищами ложбин составляет 23–53 м. Ступени имеют длинный пологий (10°) уступ высотой 2–7 м, который без выраженной бровки переходит в широкую (0,5–2 км) субгоризонтальную (2–3°) площадку. Эти эрозионные террасы образовались в среднем–позднем неоплейстоцене, когда во время оледенений на юго-запад неоднократно осуществлялся мощный сток талых ледниковых и озерных вод [20, 51, 132, 137], который и сформировал Алейскую и Барнаульскую ложбины стока. Подобная террасированность наблюдается на склонах всех древних ложбин стока на территории Алтайского края [129, 86]. Склоны осложняет и густая, но слабовыраженная сеть широких понижений балочного типа. Эти понижения – реликт поздне-неоплейстоценового криогенного морфогенеза. Первоначально склоны осложняла еще более густая сеть слабовыраженных ложбин – деллей [122, 187], которые позднее были преобразованы в балки. Местами в их днища врезаются современные неглубокие и короткие овраги и промоины.

*Поверхности озерно-аллювиальных равнин эоплейстоценового возраста (Q<sub>E</sub>).* Равнина занимает небольшие площади в западной части листа, где сложена отложениями кочковской свиты, перекрытыми маломощными покровными супесями, а ее возраст определяется здесь эоплейстоценом. В основном же эта равнина расположена между Алейской и Барнаульской, Барнаульской и Касмалинской древними ложбинами стока. На юге она ограничена аккумулятивно-денудационной цокольной возвышенной равниной с останцовым мелкосопочным рельефом и субаэралью-аллювиально-озерными равнинами. На севере – пологими склоном юго-западного окончания Алейско-Барнаульского, Барнаульско-Касмалинского и Касмалинско-Кулундинского увалов. Эта равнина с абс. отм. 219–225 м образует широкие (10–12 км) сквозные долинообразные понижения, ориентированные в южном и юго-западном направлении, соединяющие Алейскую, Барнаульскую, Касмалинскую и Кулундинскую ложбины. Равнина сложена озерно-аллювиальными отложениями



кочковской свиты, кровля которых размыта и осложнена эрозионными грядами высотой 5–6 м, шириной 0,4–1 км, длиной 2,5–11 км. Она перекрыта маломощными лессовидными супесями и осложнена суффузионными западинами и дефляционными котловинами. Ее выделяют также и как плоскую равнину дельтовых разливов эпохи сарганского оледенения [132]. Крупные фрагменты этой равнины выделены в западных предгорьях Рудного Алтая, где в пределах возвышенной аккумулятивно-денудационной цокольной равнины изолированные понижения в палеозойском фундаменте и неогеновых отложениях выполнены озерно-аллювиальными толщами кочковской свиты.

### Денудационный рельеф

*Поверхность полигенетической аккумулятивно-денудационной цокольной холмисто-увалистой возвышенной равнины четвертичного возраста (Q)* занимает до 20 % площади, оконтуривая широкой полосой с запада и севера горную часть площади. Она наклонена на запад и север, абсолютные отметки поверхности изменяются от 400 до 270 м, а относительные высоты не превышают 50 м. Ее наклонную поверхность осложняют плосковершинные пологосклонные увалы шириной от 1,5 до 4 км, разделенные долинами рек I–III порядков, и широкими сухими логами, а также выходы палеозойского фундамента, образующие в рельефе структурно-денудационные холмы, сопки и гряды, и неогеновые образования рубцовской и павлодарской свит.

Тектонические блоки, к которым на площади листа приурочены фрагменты этой поверхности, со второй половины среднего миоцена и до начала среднего неоплейстоцена испытывали устойчивое погружение с накоплением на них мощной (в среднем около 100 м) толщи неоген-четвертичных образований. В миоцене накапливались отложения рубцовской и павлодарской свит, в первую половину плейстоцена – кочковской и красnodубровской свит, к концу этого времени сформировалась аккумулятивная цокольная равнина.

С начала среднего неоплейстоцена погружение этих блоков сменилось устойчивым поднятием, продолжающимся поныне [4]. С этого времени начинается размыв накопленных отложений и эрозионно-денудационное расчленение поверхности, сопровождаемое выходами останцов палеозойского фундамента, образованием прямолинейной гидросети I–II порядка, широких балок и междолинных увалов. В результате всех этих процессов равнина приобрела современный облик.

*Денудационно-эрозионные склоны неоген-четвертичного возраста (N–Q)* занимают большую часть территории на востоке и определяют здесь основной морфогенетический тип рельефа. Диапазон их развития изменяется от 400 до 2000 м, крутизна – 5–30° и более. Почти все склоны, особенно подветренные, покрыты полигенетическими отложениями склонового ряда поздне-неоплейстоцен-голоценового возраста. Глубина эрозионного расчленения – 80–350 м в низкогорье и 450–1000 м в среднегорье. Густота расчленения – 0,5–2 км в первом случае и 0,3–1 км – во втором. Существенные различия поперечных профилей свойственны склонам южной и северной экспозиций. Денудационно-эрозионные водосборы верховьев долин на склонах северной

и северо-восточной экспозиций отличаются слабым внутренним расчленением, циркообразной формой, большими площадными размерами, крутой задней стенкой, выраженной приводораздельной бровкой, широким полого наклонным днищем. Все это указывает на значительное их преобразование ледово-фирновыми скоплениями во время оледенений. Возраст этого типа рельефа ограничивается, с одной стороны, возрастом поверхностей выравнивания, а с другой – врезом в него эрозионных склонов и принимается как неоген-четвертичный.

*Поверхности денудационного выравнивания мел-палеогенового возраста (К–Р)*, срезающие древнее складчатое основание, широко развиты в предгорно-низкогорной части. На Тигирекском хребте они в значительной степени преобразованы криогенными процессами. Ширина участков выровненного рельефа изменяется от 0,2 до 5–7 км. Они образуют комплекс древнего пене-плена, включающего водораздельные поверхности и предельно выположенные верхние участки склонов. Углы наклонов этих поверхностей не превышают 7°. На них повсеместно развита толща элювиально-делювиальных отложений или покровных лессовидных суглинков. На значительных по площади участках рельеф поверхностей представлен увалистой цокольной равниной с широкими долинообразными понижениями.

Плавного перехода низкогорных поверхностей выравнивания в среднегорные нет. Переход осуществляется по неотектоническим блокоразделяющим швам: на коротком расстоянии происходит скачок высоты поверхностей в десятки и сотни метров. Это бывшая единая поверхность, деформированная блоковыми движениями. Формирование пене-плена, начавшееся в меловое время, продолжалось до позднего олигоцена, когда, в результате начавшихся неотектонических движений, территория стала воздыматься. Возраст поверхностей выравнивания определяется как мел-палеогеновый.

*Техногенный рельеф* представлен насыпями и выемками автомобильных и железных дорог, земляными дамбами, подпруживающими искусственные пруды и отстойники, плотинами водохранилищ, силосными ямами и отвалами возле них. Горнотехническая деятельность приводит к антропогенной денудации, создающей отрицательные формы рельефа – карьеры, траншеи, шурфы, канавы и каналы. Вследствие антропогенной аккумуляции возникают положительные формы рельефа – терриконы, отвалы пород и др. Ярким примером техногенного рельефа служат плотина Гилевского водохранилища и Алейская оросительная система, существенно изменившие ландшафт местности. В долине р. Поперечная у с. Кузнецово ведутся работы по спрямлению русла реки.

*Геоморфологическое строение речных долин* определяется их положением в пределах одного или нескольких блоков с разной интенсивностью вертикальных неотектонических движений, приуроченностью к разрывным нарушениям, разделяющим блоки, простираемым геологических тел, тектонических структур и их пересечениям, временем заложения и длительностью развития долин.

Долины степных речек I–II порядка Кизиха, Поперечная, Таловка, Землянуха и др. (правые притоки Алея), ориентированные в субмеридиональном и северо-восточном направлении, в целом прямолинейны и приурочены к

неотектоническим нарушениям [187]. В среднем и нижнем течении они расчленяют аллювиально-озерную, а в верхнем – аккумулятивно-денудационную возвышенную цокольную холмисто-увалистую равнины.

В истоках эти долины представляют собой узкие V-образные интенсивно растущие овраги глубиной 10–20 м и длиной до 3 км, врезающиеся в четвертичные отложения. Ниже по течению долины представляют собой узкие (до 1 км по бровкам) лога, врезающиеся в миоценовые отложения рубцовской и павлодарской свит, а их плоские днища шириной до 100–300 м выполнены толщей пойменного аллювия. При пересечении воздымающихся останцов палеозойского фундамента они формируют узкие (5–10 м) эрозионные эпигенетические каньоны глубиной 5–30 м с вертикальными стенками и ступенчатым продольным профилем. Продольный профиль долин в верхнем течении не выработан, средний уклон – 11 м/км, что объясняется более интенсивным неотектоническим воздыманием цокольной равнины.

В среднем и нижнем течении долины врезаются в четвертичные отложения кочковской и кранодубровской свит, и лишь в долине Кизихи на отдельных участках – в глины павлодарской свиты. Здесь они имеют выработанный продольный профиль и уклон в 1–2 м/км. Ширина долин по бровкам склонов изменяется от 2 до 4–6 км. Склоны длинные и пологие без выраженных бровок. Поперечные профили симметричные корытообразные, обусловленные интенсивной склоновой денудацией. Плоские днища долин шириной до 1–1,5 км выполнены толщей голоценового аллювия, в который на глубину от 4 до 8 м врезаны узкие русла рек.

Современная долина р. Алей пересекает территорию с юго-запада на северо-восток, а ширина ее днища в этом же направлении изменяется от 23 км южнее г. Рубцовск до 1 км в верховье. Она пересекает вкрест простирания древние погребенные олигоцен-раннемиоценовые долины, лишь местами частично совпадая с их направлением и не имеет четко выраженной связи со структурами палеозойского фундамента. Долина Алей имеет выработанный продольный профиль, а средний уклон ее не превышает 0,47 м/км. Поперечный профиль резко асимметричный. Левый склон, отпрепарированный комплексной склоновой денудацией, очень длинный и пологий, правый преимущественно эрозионный – короткий и крутой. Местами река до сих пор интенсивно его подмывает, образуя вертикальные обрывы высотой до 20 м. В ней широко развиты аккумулятивные поверхности первой надпойменной террасы, высокой и низкой поймы.

В низкотеррасе в пределах слабо- и умеренно поднятых блоков долины основных рек – Чарыша, Тулаты, Ини, Башелака, Маралихи, Слюдянки и их притоков в большинстве случаев наследуют ориентировку структур палеозойского фундамента и лишь на отдельных участках ориентированы вкрест простирания тектонических нарушений и геологических границ палеозоя. Эти долины имеют в верховьях вид широких циркообразных пологосклонных логов, выполненных толщами щебнистых суглинков. В результате длительного развития регрессивной эрозии вниз по течению долины сужаются иногда до 50–200 м. Их склоны представляют собой эрозионные уступы, а глубина расчленения в приустьевых частях достигает 80–350 м. Уклоны рек от 40–80 м/км в верховьях уменьшаются до 4–6 м/км в среднем и нижнем те-

чении. Здесь их продольный профиль приближается к равновесному, а мощность аллювия – к нормальной, появляются первые надпойменные террасы, глубинная эрозия сменяется боковой и реки начинают меандрировать.

Первые надпойменные аккумулятивные террасы сохранились отдельными фрагментами в долинах этих рек, преимущественно за выступами коренных бортов долин, в местах благоприятных для сохранности от речной эрозии. Ширина этих фрагментов изменяется от 0,2–0,3 до 1 км, протяженность – от 0,6 до 9 км, а высота составляет 8–12 м. В большинстве случаев на поверхности террас наложены пролювиально-делювиальные и коллювиально-делювиальные шлейфы, маскирующие тыловые швы, а сами террасы приобретают вид наклонных к реке террасоувалов.

Поймы развиты на днищах долин всех рек и ручьев. В долинах разных порядков низкая пойма имеет высоту 0,5–2,0 м, высокая – 2,0–6,0 м. Ширина изменяется от 5–30 м до 0,4–2 км в расширениях долин. Морфологический тип низких пойм сегментный, сегментно-островной. В долинах Чарыша, Ини, Башелака развита пойменная многорукавность в сочетании с незавершенным ограниченным меандрированием, миграцией кос-островов и побочней.

Высокая пойма представлена крупными сегментами и полосами вдоль бортов речных долин, а также крупными островами среди низкой поймы. Протяженность участков высокой поймы составляет 0,5–5 км, ширина 150–800 м. В ряде случаев она отделена от бортов долин крупными реликтовыми старично-водоворотными замкнутыми понижениями и ложбинами реликтовых проток [354].

На субширотных участках проявляется асимметрия долин II–III порядков. Склоны южных экспозиций крутые и короткие, а северных – длинные и пологие. Они накрыты чехлом щебнистых суглинков, образующих на днищах долин мощные террасоувалы, перекрывающие аллювий террас и отжимающие русла к противоположным бортам. Мощность аллювия в пределах пойм изменяется от 2 до 10 м в карстовых западинах, осложняющих продольный профиль коренного плотика на участках развития карстующихся пород.

В среднегорье, в пределах интенсивно поднятых блоков, все долины, за исключением транзитной долины Чарыша, имеют невыработанный продольный профиль с крутым падением от 40 до 100–120 м/км. Глубина расчленения – до 500 м и более. Долины узкие V-образные, но чаще корытообразные с эрозионными, возможно, и частично экзарационными бортами. Днища покрыты мощными толщами грубообломочного материала различного генезиса. Интенсивная глубинная эрозия, преобладающая над боковой, способствует выносу материала и не создает условий для формирования аккумулятивных террас. Все эти факторы неблагоприятны для россыпеобразования в этих долинах даже при наличии богатых коренных источников [92].

Заложение долин рек Иня, Тулата, Маралиха, Сосновка, Башелака, Слюдянка и многих других произошло в неогене. Однако наиболее древней является транзитная долина Чарыша, заложившаяся в позднем олигоцене [4, 115]. Эти реки в низкогорье, пересекая блоки с разной интенсивностью поднятий, формируют длительно развивающиеся эрозионные долины с крупными меандрами, врезанными в коренные породы на глубину 80–200 м.

На стыке нескольких блоков и в широких зонах палеозойских разломов долины приобретают грабенообразный характер шириной до 2–5 км и протяженностью до 9–16 км. Такова, например, долина Чарыша между устьем Ини и с. Усть-Пустынка, пос. Куйбышевский и с. Харлово. В пределах этих участков ее уклон резко выполаживается, река свободно меандрирует по долине и фуркирует, формируя многочисленные острова, а в районе устья Ини происходит ее резкое сужение до 0,35 км. В таких расширениях долин – наиболее благоприятные условия накопления транзитного руслового материала в связи с уменьшениями уклонов и скоростей течения. Здесь осаждаются русловые фации и остается значительная часть гравийно-галечного материала руслового аллювия. Расширения долин являются отстойниками для наиболее грубых фаций руслового аллювия [147].

В долинах IV–V порядка (Чарыш, Ануй и их крупные притоки) свежие оголенные от рыхлого чехла эрозионные склоны прослеживаются вдоль тыловых швов высокой поймы и первой надпойменной террасы. Следовательно, эти склоны интенсивно вырабатывались мощными водотоками еще в конце последней ледниковой эпохи. Плановое положение эрозионных склонов в долинах Чарыша и Ануя позволяет сделать вывод, что эти водотоки занимали практически все днище долин, имея ширину до 1–2 км и глубину до 10–15 м [354].

В низкогорье наиболее благоприятные факторы для образования россыпей: приуроченность долин к блокам умеренных и слабых поднятий и межблоковым тектоническим нарушениям; приближение продольных профилей к равновесным, а мощностей аллювия – к нормальным; наличие террасовых комплексов, в том числе и погребенных под террасовалами; длительное время зания долин на этих участках; склоны долин средней крутизны; наличие погребенных долин [92]. Учитывая плановую миграцию речных долин III–IV порядков в неоплейстоцене и наличие переуглубленных тальвегов, здесь следует ожидать развития погребенных долинных россыпей, локализованных вдоль бортов северной и северо-восточной экспозиций [354].

На междуречье Чарыша и Локтевки после их выхода на Предалтайскую равнину к югу от с. Калмыцкие Мысы предполагается погребенная многослойная аллювиальная золотиносная россыпь, формировавшаяся на протяжении неогена и квартера в условиях длительного устойчивого опускания территории. В отдельных шлихах из погребенного аллювия, вскрытого здесь пятью скважинами в 2012 г., содержится мелкое пылевидное (0,1 × 0,15 мм) неокатанное и полуокатанное золото в количестве 1–4 знака [325].

### **Современные экзогенные процессы**

Современные экзогенные процессы, представленные делювиальным смывом, дефляцией и эрозией в степной части, развиты довольно интенсивно и в значительной степени антропогенно обусловлены. Практически сплошная распашка территории, за исключением золотых и озерных равнин, выпас домашнего скота привели к резкому усилению дефляции почв. В таких условиях интенсивность плоскостного смыва возрастает в несколько раз. На склонах

появились многочисленные промоины и небольшие, но быстро растущие овраги. Многие из них приурочены к колеям полевых дорог. На отдельных участках скорость роста дорожных промоин на склонах достигает 350–400 м/год, а скорость роста вершин оврагов – до 7 м/год. Строительство прудов и осушение пойм снизили сток малых рек при увеличении поступления наносов в реки I–II порядков, что привело или к их полному уничтожению, или к заилению русел.

Руслу рек, особенно Алея и Чарыша в нижнем течении, сильно меандрируют, интенсивно подмывая уступы надпойменных террас и высокой поймы, в результате чего образуются вертикальные обрывы, которые постоянно обваливаются крупными протяженными блоками. На отдельных участках берег отступает со скоростью до 5 м/год. Средние скорости размыва берегов Чарыша и Локтевки колеблются от 1,5–3,0 до 2–10 м/год при максимальных 20–60 м/год (Чарыш), а скорости смещения островов в нижнем течении Чарыша – до 70 м/год [325].

Вырубки леса и лесные пожары привели к уничтожению маломощного и слабо развитого почвенно-растительного слоя, в результате чего эоловые пески оказались обнаженными. Резко усилились эоловые процессы. Обнаженные наветренные склоны эоловых бугров и гряд осложняют современная мелкая песчаная ветровая рябь и растущие дефляционные котловины диаметром до 5–10 м и глубиной до 0,3–0,5 м.

В долине р. Алей близкое к поверхности (4 м) залегание грунтовых вод, малая (до 2 м) мощность покровных лессовидных супесей, строительство оросительной системы и интенсивные в недавнем прошлом поливы, в условиях засушливого климата и чрезмерного испарения привели во многих местах к засолению почв и значительному увеличению площадей деградационных солончаков. Это в свою очередь привело к резкому усилению солончаковой дефляции.

В условиях прогрессирующего потепления и иссушения климата идет все более нарастающий процесс обмеления и сокращения многочисленных озер. За последние 20 лет почти все озера (соры) в дефляционных котловинах пересохли. Они наполняются водой до глубины 0,3–0,5 м лишь во время весеннего снеготаяния и уже к середине июля полностью пересыхают. Высохшие днища озер покрывает слой соли, которая ветрами разносится на значительные расстояния. Плоские поверхности и пологие склоны в летнее время разбивают многочисленные глубокие трещины усыхания шириной до 3–5 см, образующие полигоны со сторонами до 1 м.

В низкогорье распашка склонов и водоразделов, уничтожение растительности, выпас скота, многочисленные тропы и дороги активизируют эрозию почв, способствуют появлению и росту промоин и оврагов, а интенсивность плоскостного смыва возрастает в несколько раз.

Оползни имеют узко локальный характер, незначительны по площади и приурочены к участкам подмыва берегов рек. Оползания вызваны также промачиванием лессовидных суглинков. Гравитационные и сейсмогенные осыпи и обвалы локальны и приурочены к эрозионным склонам долин, структурным склонам и стенкам ледниковых каров, образуя у их подножий небольшие шлейфы и конусы. Небольшая подрезка склона может вызвать

движение осыпи. Сходы мощных грязекаменных потоков наиболее вероятны в логах и верховьях долин среднегорья, имеющих крутое падение и перегруженных грубообломочным материалом.

В зоне среднегорья широко развиты многолетняя мерзлота и современные криогенные процессы. В результате интенсивного проявления гравитации и мерзлотного крипа курумы движутся со скоростью до 3–4 м/год, образуя характерную мелкобугристо-западинно-ступенчатую поверхность. Здесь же образуются многочисленные нагорные террасы и останцы морозного выветривания. На пологих склонах (3–20°) развивается солифлюкция, формируя натечные языки и терраски. На субгоризонтальных поверхностях развит криогенный микрорельеф – полигональные грунты, пятнами – медальоны, каменные кольца и многоугольники, на пологих склонах преобразующиеся в узкие полосы.

Небольшие всياчие ледники, существовавшие еще в 1960–1970-е годы в карах северного склона Тигирецкого хребта, полностью растаяли, сохраняются лишь многолетние снежники, мощность и площадь которых неуклонно сокращаются. В то же время на северном склоне этого хребта в интервале абс. выс. 1550–2000 м обнаружены пять присклоновых ледников площадью от 0,02 до 0,8 км<sup>2</sup>, расположенных на 200–600 м ниже фирновой линии, самый крупный из которых имеет длину 0,4 км при ширине более 2 км. Их сохранность на таких низких высотах объясняется большой (до 8 м) концентрацией снега и его метелевым переносом с платообразного водораздела.

### **Неотектонические движения**

В западной части территории активную неотектонику предопределяет положение района в пределах двух крупных неотектонических структур – Барнаульской и Бийской структурных террас [4].

Барнаульская структурная терраса (ступень) с верхнего мела (кампан) была вовлечена в устойчивое опускание. Опускание Бийской ступени началось позднее – с палеоцена, чередуясь с периодами относительной тектонической стабилизации и продолжалось до среднего неоплейстоцена [4]. За это время в пределах Барнаульской ступени накопилось до 400 м осадков, а в пределах Бийской (в разных частях) – от 130 до 250 м. Максимум скорости осадконакопления соответствует среднему–верхнему миоцену и эоплейстоцену.

Обе ступени со среднего неоплейстоцена вовлечены в устойчивое воздымание [4], которое резко усилилось в конце позднего неоплейстоцена и продолжается до настоящего времени [132]. По многим скважинам, особенно приуроченным к уступу Бийской ступени, в глинах верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и эоплейстоценовых отложений наблюдаются разрывные тектонические нарушения, представленные многочисленными зеркалами скольжения, ориентированными под углом 20–40° к вертикальной оси керна, и устанавливаются их вертикальные смещения с амплитудой до 60 м.

Максимальная скорость молодых вертикальных тектонических движений за последние 16 тыс. лет по расчетам составляет 12,5 мм/год [132], а по данным повторного нивелирования вдоль железной дороги Новосибирск–

Семипалатинск – 13,3 мм/год [154]. В пределах аккумулятивных равнин долины Алея скорость современных восходящих движений на разных участках составляет от 2 до 7–8 мм/год [132, 154]. Общая амплитуда вертикальных движений за кайнозой составляет не менее 400 м.

Неотектонические движения в восточной части территории носят дифференцированный характер, приурочены к разломам субширотного и северо-западного направлений. Территория разбита на блоки с разной интенсивностью вертикальных движений, а их ограничения представляют собой взбросы, взбросо-сдвиги и взбросо-надвиги. Амплитуда вертикальных неотектонических движений в низкогорной части района составляет 300–500 м, в среднегорной – 1000–1500 м. Амплитуда движений четвертичного времени в низкогорье превышает 40–50 м; сдвиговое горизонтальное смещение достигает 30–50 м. Более древние неоген-четвертичные водоразделы смещены по горизонтали до 70 м и взброшены вверх до 100 м. В вершинном поле этих блоков заметен перекося поверхности с наклоном на запад и юго-запад, но в целом четко проявлено ступенчатое повышение абсолютных высот блоков с северо-западного на юго-восточное. Неотектонические подвижки продолжаются по разломам, что подтверждается их сейсмической активностью. На площади листа известны землетрясения с эпицентрами около с. Суетка с магнитудой 4,9 и около с. Казанцево с магнитудой 4,0 [86], хотя по сейсмичности район оценивался как 6-балльный. Однако после Чуйского землетрясения 2003 г. сейсмичность должна быть повышена не менее, чем до 8 баллов.

### **История развития рельефа**

В западной, степной части территории история развития рельефа может быть восстановлена с начала мелового времени, в течение которого в относительно стабильных тектонических условиях [4] одновременно с пенепленизацией начались и процессы площадного корообразования не только по породам палеозоя, но и по юрским отложениям. Они продолжались с разной интенсивностью на большей части площади до конца эоцена [4, 102, 123], возможно, и вплоть до миоцена [10, 137]. Длительное выравнивание существовавшей поверхности протекало одновременно в условиях как размыва, так и наращивания мощностей кор химического выветривания, вследствие весьма благоприятной обстановки [166] – теплого и достаточно влажного климата с годовой суммой осадков на 500–800 мм выше современной [107]. Такая обширная денудационная равнина могла сформироваться только вблизи базиса денудации и должна была иметь небольшие абсолютные отметки высот [123]. Этим базисом была погружающаяся с мелового времени и постепенно расширяющаяся Кулундинская впадина, где в палеоцене, эоцене и раннем олигоцене накапливались аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные отложения островновской, атлымской и новомихайловской свит.

В начале позднего олигоцене территория была вовлечена в поднятия, продолжавшиеся почти до конца раннего миоцена. В условиях умеренно теплого и еще достаточно влажного климата с годовой суммой осадков в 700 мм и ландшафтов хвойно-широколиственных лесов тургайского типа [107] шел



интенсивный размыв кор выветривания, а в формирующихся долинах и по периферии Кулунды – накопление аллювиальных и аллювиально-озерных отложений крутихинской свиты. Ориентировка этих долин указывает на направление речного стока на запад и северо-запад в сторону Кулунды. Современная долина Алея пересекает их, лишь частично совпадая на отдельных участках.

С конца раннего и до середины среднего миоцена происходит затухание восходящих движений и относительная тектоническая стабилизация. Практически прекращается размыв кор выветривания, а в древних долинах аккумуляция крутихинской свиты сменяется ее частичным размывом [137]. Климат еще достаточно влажный, изменяется ближе к бореальному умеренно теплomu, а леса тургайского типа сменяются мелколиственными с широким участием представителей широколиственной флоры [107].

С середины среднего миоцена, в связи с устойчивым опусканием, начинается оформление Рубцовской структурной террасы [4], территория превращается в низменную равнину, где идет площадная аккумуляция преимущественно озерных отложений рубцовской свиты. Теплый климат меняется в сторону континентальности и аридизации с годовыми осадками до 300 мм [107].

В павлодарское время продолжалась площадная аккумуляция отложений павлодарской свиты в обстановке аридного климата с годовыми осадками до 200 мм, в условиях сухих солончаковых степей и полупустынь, с мелководными солоноватыми озерами и слабо развитой речной сетью [107]. В позднепавлодарское время установлена глубокая аридизация климата, проявившаяся в деградации речной сети на юге Западной Сибири и заполнении речных долин субаэральными красноцветными карбонатными отложениями верхов павлодарской свиты [79, 80]. Речной сток мог сократиться в 8–10 раз, по сравнению с поздним олигоценом [147], а, возможно, и полностью прекратиться.

В плиоцене в условиях относительной тектонической стабилизации аккумуляция павлодарской свиты сменилась размывом и длительной аридной денудацией ее кровли [137]. К концу этого периода произошло оформление неотектонических блоковых структур.

В эоплейстоцене увлажнение климата способствовало восстановлению речного стока. В условиях умеренного континентального семиаридного периодически достаточно влажного климата шла площадная аккумуляция аллювиальных, озерных и озерно-аллювиальных фаций кочковской свиты, преимущественно в восстановительной среде, на что указывает серый, голубовато- и зеленоватый цвет отложений. Нижняя часть свиты накапливалась в многочисленных сравнительно мелководных хорошо прогреваемых и солоноватых озерах с неустойчивым гидрологическим режимом. По берегам рек и озер в кочковское время были развиты небольшие долинские леса и заболоченные разнотравные луга, а на межозерных поверхностях – степи. Происходили частые осцилляции климата: похолодания и увлажнения сменялись потеплениями и иссушениями, а общая тенденция климатических изменений эоплейстоцена была направлена в сторону постепенно прогрессирующего похолодания.

Площадной характер кочковской свиты, литологические и генетические особенности, широкое распространение в ее отложениях, как по вертикали, так и по латерали фауны остракод и семян водных растений указывают на ее накопление в условиях периодически сильной обводненности территории, представлявшей собой низменную аллювиально-озерную равнину. Такая равнина в предгорной части Алтая могла формироваться в условиях длительного регионального опускания территории.

В раннем неоплейстоцене в связи с климатическими изменениями флювиальное осадконакопление нижней подсвиты краснодубровской свиты постепенно сменяется накоплением субаэральных толщ ее верхней подсвиты. Очевидно, в самом начале среднего неоплейстоцена опускание Рубцовской структурной террасы сменилось ее воздыманием. С этого времени начинается заложение и развитие долин степных рек – правых притоков р. Алей, расчленение аллювиально-озерной равнины и оформление современного облика возвышенной аккумулятивной цокольной холмисто-увалистой равнины. Опускание Бийской структурной террасы продолжалось до середины среднего неоплейстоцена, когда оно сменилось устойчивым воздыманием [4].

В среднем и позднем неоплейстоцене степные речки интенсивно врезались в толщу рыхлых четвертичных отложений, формируя эрозионные долины. Одновременно с глубинной эрозией интенсивно развивалась комплексная склоновая денудация, в результате чего склоны этих долин приобрели современный облик. С начала позднего голоцена в долинах идет интенсивный врез русел в толщу голоценового аллювия высокой поймы, глубина которого на разных участках изменяется от 4 до 8 м.

В летнюю межень речки распадаются на систему плесов, соединенных незначительными ручейками. Они часто пересыхают, а плесы представляют собой узкие и длинные (до 1 км) изолированные озера, разделенные широкими песчаными валами высотой до 1 м. Во время весеннего половодья уровень воды в этих речках поднимается на несколько метров, часто образуются ледяные заторы, что приводит к подъему воды на 9 м [187].

Формирование долины Алея так же, как и Барнаульской ложбины стока, происходило, вероятно, в конце среднего и позднем неоплейстоцене и связано с мощными потоками талых ледниковых и озерных вод во время оледенений, которые с территории Западно-Сибирской равнины устремлялись через Приобское степное плато на юг в сторону Иртыша и далее [20, 27, 51, 77, 132, 137, 176, 184]. Эти потоки формировали протяженные прямолинейные эрозионные ложбины (спиллвеи), врезанные в толщу краснодубровской и кочковской свит, в которых неоднократно отлагались пески, выделяемые ныне в касмалинскую свиту [137]. В разрезе этой свиты выделяется 3–5 циклов аллювиальной аккумуляции, разделенных длительными перерывами [124, 131, 132, 137]. В результате прохождения этих потоков на склонах Алейско-Барнаульского увала сформировались протяженные эрозионные террасовидные ступени, выработанные в отложениях краснодубровской свиты.

Река Алей, пересекающая Рудный Алтай в субширотном направлении, выходя в эту ложбину, повернула под углом в 70° на северо-восток в сторону Оби. С конца позднего неоплейстоцена началось оформление современного облика долины. В это время в условиях повышенной увлажненности и ано-

мально высокого речного стока [20, 27] была сформирована первая надпойменная аккумулятивная терраса, вложенная в толщу касмалинских песков. Река сильно меандрировала в пределах долины. На поверхности террасы сохранились слабовыраженные фрагменты русловых понижений (меандры), частично занятые озерами. Кривизна и размеры этих меандр свидетельствуют, что водность реки в несколько раз превышала современную. В первую половину голоцена была сформирована высокая пойма, а река длительное время прижимавшаяся к правому борту долины, выработала резко асимметричный поперечный профиль. В настоящее время здесь интенсивно развита боковая эрозия. Река сильно меандрируя, размывает высокую пойму и первую надпойменную террасу и формирует низкую пойму.

С ермаковского времени позднего неоплейстоцена шло накопление покровных лессовидных супесей и суглинков, преимущественно эоловых, облекающих практически все неровности рельефа. Особенно интенсивное их накопление было приурочено к резким потеплениям и иссушениям климата при переходе от ледниковых стадий к межледниковым [20, 26, 178].

В эпоху позднезырянского (сартанского) оледенения в условиях очень сурового климата со среднегодовыми температурами на 9–11° ниже современных [130], развивались многолетняя мерзлота и процессы криогенного морфогенеза.

Со второй половины сартанского времени позднего неоплейстоцена, после того, как по Алейской и Барнаульской ложбинам перестали проходить мощные водные потоки, и на протяжении голоцена в сухие и теплые межстадиальные эпохи происходило неоднократное усиление эоловых процессов. Пески касмалинской свиты и нижней подсвиты красnodубровской свиты интенсивно развеивались ветром, а на их поверхности формировался бугристо-грядово-западинный эоловый рельеф и крупные протяженные дефляционные котловины, в которых возникли мелководные солоноватые озера.

В условиях современного климата многие озера пересохли, а оставшиеся продолжают сокращаться, превращаясь в озерно-болотные равнины. Резко возросла интенсивность антропогенно обусловленных экзогенных рельефообразующих процессов.

История формирования рельефа в восточной части территории может быть восстановлена лишь в общих чертах. В мел-палеогеновое время произошла денудация горных сооружений юры до облика эрозионно-денудационного пенеплена с останцовыми массивами. Господствовал теплый гумидный климат и формировались коры выветривания.

Формирование современного рельефа связывается с началом неотектонического этапа активизации в позднем олигоцене, когда в результате резкого усиления восходящих движений район был вовлечен в общее поднятие Алтая, началось формирование структурно-денудационных склонов, заложилась долина Чарыша.

Уже в миоцене коры выветривания были снесены, воздымающийся кольчатый пенеплен стал расчленяться денудационно-эрозионными процессами. В это же время, по-видимому, произошло заложение основных долин. К концу миоцена территория представляла собой низкогорную платообраз-

ную ступень, состоящую из пологих поднятий и неглубоких прогибов, а южная – среднегорную платообразную ступень пологих поднятий.

В плиоцене заложилась неотектонические разрывные нарушения, территория оказалась разбитой на блоки, общее поднятие сменилось блоковыми движениями. В позднем плиоцене–эоплейстоцене произошло значительное похолодание. Неотектоническое воздымание ослабевает, доминируют денудационные процессы. Идет выполаживание склонов, аградация и расширение долин. Рельеф приобретает облик денудационно-эрозионного низкогорья и среднегорья с останцовыми крутосклонными водораздельными возвышенностями.

Начало неоплейстоцена сопровождается резким усилением неотектонических блоковых движений, которые сопровождались заложением долин I порядка и частичной перестройкой гидросети в низкогорье. Началось формирование эрозионных склонов. Интенсивность движений неоднократно то усиливалась, то ослабевала. В это же время происходили и неоднократные резкие колебания климата. Похолодания приводили к развитию оледенений, потепления – к их деградации. В максимум оледенения территория до абс. выс. 700–1000 м была покрыта ледово-фирновыми полями. На выровненных поверхностях среднегорья развивались ледники плоских вершин. Долинные ледники оканчивались на высотах 900–650 м, формируя экзарационный и аккумулятивный ледниковый рельеф.

В настоящее время идет дальнейшее преобразование рельефа – физическое выветривание, эрозия и склоновая денудация, карстовое выщелачивание, оползнеобразование, гравитационное и сейсмогенное осыпание и обваливание, солюфлюкция, мерзлотный крип, делювиальный смыл и др. Эти процессы активизировались в позднем голоцене и в современную эпоху.

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа М-44 выявлены месторождения и многочисленные проявления железа, меди, свинца, цинка, золота, серебра, вольфрама, молибдена, барита, соды и сульфата натрия, строительных материалов, подземных вод и других полезных ископаемых. Из них наибольшее практическое значение имеют учитываемые Государственным балансом месторождения полиметаллических руд, железа, золота и сульфата натрия. Основную ценность недр российского Рудного Алтая составляют 16 разведанных месторождений полиметаллических руд. Балансовые запасы всех месторождений составляют 70 млн т руды. Прогнозные ресурсы полиметаллических руд в пределах известных рудных районов оцениваются более чем в 312 млн т. Наличие значительных прогнозных ресурсов на флангах и глубоких горизонтах известных месторождений позволяют высоко оценивать возможность наращивания запасов полиметаллических руд, которая обеспечивает компенсацию выбывающих в результате добычи запасов и их расширенное воспроизводство.

В настоящее время разрабатываются месторождения полиметаллических руд: Рубцовское, Зареченское, Степное, Корбалихинское; месторождения коренного золота: Мурзинское и Новофирсовское, месторождение соды Михайловское, готовится к освоению Таловское месторождение полиметаллических руд.

На карте полезных ископаемых и в каталоге отражено 49 крупных, 54 средних и 258 малых месторождений, 546 рудопроявлений и пунктов минерализации (всего 907 объектов), являющихся наиболее характерными представителями различных типов рудных формаций полезных ископаемых, выявленных на площади листа М-44.

Полезные ископаемые территории представлены следующими пятью группами:

I. Горючие: твердые горючие ископаемые (уголь каменный, уголь бурый, торф).

II. Металлические: 1) черные металлы (железо, марганец, хром); 2) цветные металлы (медь, свинец, цинк, молибден, вольфрам, олово, ртуть, никель, кобальт); 3) редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы; 4) благородные металлы (золото, серебро); 5) радиоактивные элементы (уран).

III. Неметаллические: 1) оптические материалы; 2) химическое сырье (флюорит, барит); 3) керамическое и огнеупорное сырье; 4) драгоценные и поде-

лочные камни; 5) строительные материалы (магматические, метаморфические, карбонатные, глинистые и обломочные породы); б) прочие ископаемые (гипс, кварциты, сырье для каменного литья).

IV. Соли.

V. Подземные воды и лечебные грязи.

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь каменный.** Месторождения и проявления каменного угля в каменноугольное и юрское время были сформированы в Раздольнинской, Луговской впадинах и в восточной части Новоалександровского приразломного прогиба [1]. Всего на площади листа М-44 выявлено четыре малых месторождения и пять проявлений каменного угля. Они приурочены к отложениям молассовой лимнической формации, выделенным в каменноугольную малоульбинскую свиту, и к отложениям луговской свиты ранней–средней юры, выполняющей Луговскую мульду. Угли относятся к маркам А, Т и К. Месторождение и проявления Раздольнинской и Луговской структур объединены в *Успенско-Раздольнинскую (0.0.7. УК/С<sub>2</sub>)* и *Луговскую (0.0.6. УК, УБ/С<sub>2</sub>-J<sub>2</sub>)* угленосные площади (в ранге рудных узлов) [342, 343].

В пределах Успенско-Раздольнинской угленосной площади известно малое месторождение Приграничное, представленное Северным (II-4-45) и Северо-Восточным (II-4-43) участками, и проявлениями участков Центральный (II-4-64) и Южный (II-4-81), а на Луговской площади – малые месторождения (II-4-28, 33).

Месторождение каменного угля Приграничное расположено в 4 км западнее г. Горняк и приурочено к северо-западной части Успенско-Раздольнинской сложнопостроенной грабен-синклинали (мульды). Простираение пород и угольных пластов – северо-западное, падение в осевой части складки – 5–15°, на крыльях – 60–75°. Площадь имеет крупноблоковое строение за счет разрывной тектоники субширотного простираения с амплитудами смещения до 300 м. Угленосность связана с отложениями малоульбинской свиты среднего карбона мощностью от 80 до 1650 м, содержащими более 20 угольных пластов и пропластков. Они не выдержаны по простираению и по мощности. Для угленосной толщи характерно несовпадение углов падения вмещающих пород и углей: углы падения, замеренные в породе, более крутые, чем в углях. Угли высокометаморфизованные (стадия метаморфизма VI–VIII), с отражательной способностью витринита от 2,1 до 2,63. Содержание углерода составляет около 90 %.

На Северо-Восточном участке (II-4-43) проведены поисковые [208] и оценочные работы [211] по сети 300–500 × 100–200 м. Выделено 12 угольных пластов, имеющих средние значения мощностей от 0,27 до 2,15 м, из них три отнесены к промышленным. Максимальная мощность пластов 6 м, падение северо-восточное, под углом 5–20°. Угленосная толща перекрыта чехлом рыхлых отложений мощностью около 75 м. Запасы углей категории С<sub>1</sub> по участку составляют 4673 тыс. т, при мощности пластов 1 м и более и максимальной зольности пласта с учетом засорения не более 30 %. Запасы для пла-

стов мощностью 0,7–1,0 м составляют 465 тыс. т. Имеется перспектива прироста запасов до 700 тыс. т за счет недоразведанного северо-западного блока.

Участок Северный (II-4-45) является более значимым как по площади распространения продуктивных угленосных отложений, так и по запасам каменного угля. Проведены поисковые работы [208] по сети 800–2000 × 100–1000 м. В составе угленосной толщи выделено 15 невыдержанных угольных пластов, в том числе 11 промышленных (мощность – более 1,0 м) со средней мощностью 2,8 м, максимальной – 13,1 м и углами падения 40–75°. Пласты большей частью простого строения, реже содержат 1–2 породных прослоя. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  до глубины 300 м (горизонт – 100 м, составляют – 68,3 млн т, до глубины 500 м – 113 млн т. Угли обоих участков относятся к тощим, марки Т, группы 2Т, подгруппы 2ТВ; рабочая влагоемкость ( $W_t^r$ ) – 3,57–3,59%; зольность ( $A^d$ ) – 9,6–19,51%; летучие вещества ( $V^d$ ,  $V^{dat}$ ) – 8,7–10,86%; содержание серы общей ( $S_d^t$ ) – 0,5–0,78%; содержание фосфора ( $P^d$ ) – 0,012–0,087%; высшая теплота сгорания ( $Q^{dat}$ ) – 8200–8301 ккал/кг. Они являются высококачественным энергетическим сырьем и могут быть использованы для производства генераторного газа, водяного пара, углеродистых наполнителей, электрокорунда, пылевого и слоевого сжигания, сжигания в топках судов, паровозов, в качестве топлива для коммунальных и бытовых нужд, а также для производства цемента и агломерации руд. Угли нетоксичны и отличаются невысокой метаноносностью. Рекомендуемый способ разработки месторождения – подземный, проектная глубина отработки – 300 м. Возможна рентабельная отработка углей участка совместно с северными участками.

Участок Центральный (II-4-64) находится в тектоническом блоке в центральной части Раздольнинской грабен-сиклинали. Угольные пласты встречены двумя из трех скважин на глубинах 64,9–160,4 м. Из шести подсечений угольных пластов четыре относятся к группе весьма тонких (мощностью до 0,70 м), два – к средней (1,25 и 1,40 м), их суммарная мощность – 4,6 м. Зольность угля 23,7–40,8%, марка Т. Площадь участка Центральный относится к малоперспективным на промышленные угли [342].

Участок Южный (II-4-81) охватывает юго-восточное замыкание Раздольнинской грабен-синклинали и находится в тектоническом блоке. Девять пластов угля мощностью от 0,4 до 1,32 м встречены в трех скважинах на глубинах 144,1–264,2 м, общая (суммарная) мощность углеподсечений – 6,57 м. Залегание пластов пологое. Разрез угленосных отложений вскрыт не полностью. Пластовая зольность наиболее мощного пласта – 9,6%. По выходу летучих компонентов (<3%) относится к высокометаморфизованным антрацитам марки А. Повышенная тектоническая напряженность блока не позволяет увязать отдельные подсечения в целостные пластовые залежи. Площадь участка относится к малоперспективным на промышленные угли.

Проявление Сухая Речка (II-3-4) находится на восточном фланге Луговской мульды. Выявлено в 1962 г., в 1998 г. изучено на поисковой стадии [208] по пяти профилям с расстоянием 250–1000 м, с шагом 250–450 м. Углевмещающая продуктивная толща вскрыта в интервалах глубин 60–170 м, прослежена в широтном направлении на 2,5 км. Угольные пласты размещаются в ядерной части восточного периклиналиного замыкания Луговской синклинали в юр-

ских отложениях одноименной свиты, перекрытых современным аллювием мощностью 20–70 м. Залегание вмещающих пород пологое (5–10°) с преобладающим северным падением. Выделяется 10 пластов мощностью до 2 м и более, в большинстве случаев сложного строения. Корреляция угольных пластов затруднена, отмечается увеличение мощности угленосного горизонта и количества пластов в северо-западном направлении. Угли черные блестящие, реже полуматовые и матовые, крепкие, сложены преимущественно витринитом (90 %) и липтинитом (9 %), относятся к бурым подгруппы ЗБВ, переходным к каменным длиннопламенным ДВ. Зольность чистых угольных пачек невысокая, пластовая повышенная, средняя – в пределах 30 %.

Угли характеризуются пониженной максимальной влагоемкостью, мало-сернистые, но с повышенным содержанием фосфора. Выход летучих веществ относительно повышенный. Удельная теплота сгорания ближе к среднему пределу, а часто и не достигает таковой для данной марки. В углях отмечаются высокие содержания (%): Ge – 0,02, Nb – 0,006, Be – 0,01, Yb – 0,01, Y – 0,015, Sc – 0,006, Ni – 0,05, Ga – 0,01, Sr – 0,1, Tl – 0,1. Из потенциально-токсичных и токсичных элементов в значимых количествах содержатся: V (80–150 г/т), Pb (40–150 г/т). Прогнозные ресурсы уч. Сухая Речка по категории P<sub>1</sub> по трем блокам составляют 16,6 млн т, из них 10,0 млн т находятся в охранной зоне р. Алей. Угли могут использоваться только в качестве низкосортного топлива для коммунально-бытовых целей, промышленное освоение их маловероятно [1].

В восточной части Новоалександровского приразломного прогиба пласты каменного угля вертикальной мощностью до 2,5–3,0 м (I-4-114, 116) были подсечены двумя скважинами [287]. В 1999–2002 гг. в центральной части Ново-Александровской площади продуктивные каменноугольные отложения малоульбинской свиты были опробованы до глубины 300 м [209]. Работы были сконцентрированы в одном профиле, расположенном вкрест простирания структуры. В разрезе малоульбинской свиты до глубины 300 м вскрыто 62 угольных пласта и пропластка, среди них только пять являются по мощности (1,0–3,0 м) промышленно значимыми, а по качеству – зольными, со средней величиной 35 % (I-4-121). Прогнозные ресурсы площади оценены по категориям P<sub>1</sub> – 13,9 млн т, P<sub>2</sub> – 64,9 млн т [209].

**Уголь бурый.** На площади листа М-44 выявлено четыре проявления бурого угля (I-3-31, I-4-47, II-4-23, 27). Все они приурочены к отложениям луговской свиты нижней–средней юры, выполняющим впадины сложной формы на складчатых породах палеозойского фундамента.

Углепроявление (I-3-31) выявлено скважиной в инт. 244,8–245,8 м [307] в отложениях луговской свиты Ненашевской мульды. Угольный пласт мощностью 1 м перекрывается углистыми аргиллитами с тонкими (до 2 мм) прослойками и линзами полублестящего угля, а подстилается разнзернистыми темно-серыми песчаниками. Цвет угля от матового до блестящего, излом угловатый, текстура линзовидно-полосчатая. В начале интервала в угольном пласте отмечаются прослойки (до 2 см) углистых аргиллитов.

Два углепроявления бурых углей (II-4-23, 27) выявлены в пределах центральной части Луговской площади среди образований луговской свиты.



Здесь отмечается наиболее низкая угленасыщенность юрских отложений, по сравнению с флангами мульды при резком увеличении мощности и, параллельно с этим, увеличением доли грубообломочных пород. Двумя скважинами в интервалах 114,1–116,6 м и 193,5–202,8 м встречено по два пласта угля мощностью от 0,1 до 1,2 м. Марка угля ЗБВ [42, 274].

Прослой и линзы (мощность от первых миллиметров до 7 см) бурых углей и лигнитов встречены скважинами среди образований луговской свиты, vyplняющих Кругловский, Ляпуновский и другие приразломные грабены в Иртышской и Западно-Калбинской СФЗ (на КПИ данные углепересечения не показаны, так как не соответствуют требованиям, предъявляемым к проявлениям угля) [342].

**Торф.** На площади листа известно 11 месторождений торфа, из них три крупных, два средних, а также шесть малых. Большинство выявленных месторождений находятся на северо-западе рассматриваемой территории, в пределах Кулундинской впадины и Предалтайской возвышенной равнины. Месторождения слабо изучены, детально разведано в 1986–1987 гг. только одно малое месторождение Конские Могилки (I-3-80) [222], а на остальных месторождениях в 1951–1956 гг. проведены рекогносцировочные маршруты и поиски [283].

Месторождение Конские Могилки (I-3-80) расположено в 4 км севернее с. Большая Шелковка, в долине древнего стока, разведано по сети 100 × 100 м и 50 × 50 м. Площадь месторождения в нулевых границах составляет 59,1 га, в границах промышленных глубин торфяной залежи – 6,0 га (по глубине 0,7 м). Тип залежи низинный. Осушение возможно на всю глубину торфяной залежи в оз. Коростелевское. Забалансовые запасы утверждены ТКЗ ПГО «Новосибирскгеология» в количестве 0,017 млн т [195].

Площадь остальных месторождений в нулевых границах колеблется от 12 до 1440 га, в границах промышленных глубин торфяной залежи – от 7,5 до 1194 га, а прогнозные ресурсы категории  $P_1$  оцениваются [195, 283] в следующих количествах (млн т): крупные месторождения Степная Лабза (I-3-26) – 3,835, Черноковорниковское (I-3-59) – 2,12 и Угловская (Угловая) Лабза (I-3-97) – 4,229, средние месторождения: Соловьяха (I-3-5) – 0,36 и Безымянное (I-3-89) – 0,1, малые месторождения Зимник (I-3-1) – 0,019, Рыбалка II (I-3-4) – 0,045, Пьявочное (I-3-13) – 0,046, Ховрино (I-3-16) – 0,058, Турышев Переезд (I-4-3) – 0,05.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Черные металлы в регионе представлены промышленными железорудными месторождениями и пространственно связанными с ними проявлениями и пунктами минерализации марганца, хрома и титана.

**Железо.** Железные руды на площади листа М-44 представлены одним крупным, одним средним, тремя малыми месторождениями, 36 проявлениями

и многочисленными пунктами минерализации, не нашедшими отражения в масштабе карты. Промышленное оруденение представлено магнетитовой скарновой, магнетитовой скарноидной (стратиформной) и кремнисто-гематит-магнетитовой рудными формациями. Незначительное распространение имеют рудные формации бурожелезняковых кор выветривания, железистых кварцитов и сидеритовая. Проявления железа титано-магнетитовой рудной формации будут рассмотрены ниже в разд. «Железо, титан, ванадий».

Железорудные месторождения и проявления магнетитовой скарновой, магнетитовой скарноидной (стратиформной) и кремнисто-гематит-магнетитовой рудных формаций сосредоточены преимущественно в юго-восточной части территории и приурочены к девонскому Коргонскому прогибу. В пределах прогиба установлены крупное Белорецкое (II-5-92), а также Инское (II-6-63), Чесноковское (II-6-42), Коргонское (II-6-91) месторождения, более 25 проявлений и многочисленные пункты минерализации, объединяемые в *Холзунско-Белорецкий золото-марганцево-железорудный район* (6.1 Fe, Mn, Au) [342]. Отмечается тесная пространственная связь оруденения железа и марганца.

*Магнетитовая скарновая формация* представлена Инским, Чесноковским месторождениями и 14 проявлениями.

Месторождение Инское (II-6-63) расположено в верховьях р. Иня на левом и правом берегах в юго-западной части рудного поля. Месторождение приурочено к западному замыканию Коргонского наложенного прогиба и представлено круто залегающей скарноворудной зоной сложной формы, расположенной на контакте вулканогенно-осадочной коргонской свиты и Инского массива субвулканических гранитоидов [111]. В западной части рудного поля отложения прорваны Тигирекским массивом гранитов синюшинского комплекса раннего триаса. Магнетитовые тела залегают согласно с вулканогенно-осадочными породами, смятыми в гофрированные складки. Рудная пачка мощностью до 350 м (в среднем 50–60 м) сложена кислыми туфами и туффитами с горизонтом оруденелых известковистых туффитов и туфоалевролитов. Рудная зона прослеживается на северо-восток на 4,7 км при ширине от 10 до 100 м, в пределах нее выделены три рудных участка: Юго-Западный, Центральный и Восточный, которые фиксируются интенсивной магнитной аномалией (до 10 000 нТл). Балансовые запасы руд (98 %) сосредоточены в восьми рудных телах Юго-Западного и Центрального участков. Рудные тела линзовидной формы, размер их по простиранию – 250–800 м, по падению – от 100 до 600 м, по мощности – до 100 м. Месторождение выше горизонта +680 м может быть отработано штольневым (46 млн т руды), а нижняя часть – шахтным способом.

Руды мелкозернистые магнетитовые с пироксеном и амфиболами, по содержанию средние и богатые с незначительными примесями фосфора и серы. Железо валовое содержится по разным рудным телам и участкам в количестве от 31,36 % до 59,12 %, в среднем – 45 %. Из других рудных минералов отмечаются: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, сфен, кобальтин. Сопутствующие компоненты (Cr, Ni, Co, Cu, V, Ti) не имеют практического значения. В магнетите (три пробы) установлены повышенные содержания Au – 0,4–1,2 г/т, Ag – 2,7 г/т [272]. Месторождение слабо эродировано, глу-

бина залегания кровли рудных тел колеблется от первых метров до 150–400 м. Главные запасы руды находятся на глубинах до 200–300 м. Глубина зоны окисления – около 15 м. Окисленные руды представлены бурыми железняками, гидрооксидами марганца и глинистыми минералами. Балансовые запасы руд по категориям В+С<sub>1</sub> составляют 163,1 млн т, по категории С<sub>2</sub> – 9,1 млн т, забалансовые запасы – 15,5 млн т, прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> – 62 млн т.

*Представителем скарновой рудной формации* за пределами Коргонского прогиба является проявление железорудное Кузнецовское (I-5-49), расположенное в Северо-Восточной зоне смятия. На карте магнитного поля рудное поле сопровождается Кузнецовской магнитной аномалией. Аномалия оценена с помощью буровых и горных работ [233, 194]. Длина аномальной полосы – около 2200 м, ширина – 150–300 м. Рудная зона залегает согласно с вмещающими ее рассланцованными породами нижнеануйской серии, падающими на юго-запад под углом 75–85°, и имеет мощность около 50 м. Зона сложена в основном скарнами; в подчиненном количестве в ее строении участвуют кремнистые сланцы верхнеануйской серии и мелкие тела порфировых риолитоидов куяганского комплекса. Скарны и эпидотизированные кремнистые сланцы несут оруденение, представленное вкрапленностью, прожилками и небольшими гнездообразными скоплениями мелкозернистого магнетита. Содержание железа валового колеблется от 14,11 до 22,33 %, при среднем содержании около 15–16 %. Кроме магнетита, в незначительном количестве встречаются пирит и халькопирит, содержание меди достигает 0,8 %. Запасы Кузнецовского проявления оценены в количестве 0,645 млн т руды категории С<sub>2</sub> [233]. Золотоносность скарнов и железных руд не изучена. По железным рудам рудопроявление интереса не представляет, но оно находится в пределах прогнозируемого Кузнецовского золоторудного узла.

*Промышленное оруденение скарноидной (стратиформной) рудной формации* представлено крупным Белорецким месторождением.

Месторождение Белорецкое (II-5-92) находится у западного отрога Тигирекского хребта в пределах крупной зоны магнитных аномалий, вытянутой на 14 км в соответствии с ведущим простиранием структур района и относится к контактово-метасоматическому типу скарново-магнетитовой формации. Оно примыкает с северо-восточной стороны к одной из ветвей Северо-Восточной зоны смятия. Геологический разрез сложен песчано-глинистыми отложениями чинетинской и глинисто-карбонатными породами полатинской свиты. Магматические образования представлены близрасположенными субвулканическими дацитами коргонского и гранитами синюшинского интрузивных комплексов. Рудное поле расположено в западном экзоконтакте Тигирекского массива гранитов синюшинского комплекса раннего триаса. Основной структурой месторождения является узко сжатая опрокинутая синклиналиная складка северо-западного простирания, с падением осевой плоскости на северо-восток под углом 55–60°. Рудная зона представлена практически одной пластообразной залежью, локализованной среди мраморизованных, ороговигованных и скарнированных известняков полатинской свиты. Залежь приурочена к осевой части синклиналиной складки и имеет согласное залегание с ее крыльями. На эрозионном срезе она прослеживается по простиранию на

2100 м (с перерывом в 200 м), по падению – на 1300 м и, после последней скважины, предположительно на 700–800 м. Мощность залежи варьирует от 110 до 140 м, средняя – 125 м, глубина эродированности – 400–500 м.

Промышленные руды представлены существенно магнетитовыми, мушкетовит-магнетитовыми и актинолит-магнетитовыми разностями. Преобладают мушкетовит-магнетитовые руды с размером зерен менее 0,25 см. Изредка встречаются тонкополосчатые сульфидные (халькопирит-пирротиновые) руды. Рудные тела часто окружены в виде оторочек скарнами преимущественно пироксен-гранатового состава. Вредные примеси – S, P, в количествах ниже допустимых пределов. Глубина зоны окисления не превышает 10–15 м. Из исходной руды методом сухой и мокрой магнитной сепарации можно получить концентрат с содержанием Fe – 60 %, S – не более 0,19 % и P – до 0,009 %. Концентраты хорошо агломерируются. Считается, что оруденение связано с гипотетическими (невскрытыми) интрузиями основного или кислого составов, принадлежащими к ранне-среднедевонскому вулcano-плутоническому поясу. Однако граниты, вскрытые скв. 110 в рудном поле Белорецкого месторождения (пробу для анализа передал В. М. Чекалин), имеют возраст по циркону (U-Pb метод, SHRIMP)  $245 \pm 1$  млн лет (СКВО 1,8) и относятся к си-ньюшинскому комплексу.

По материалам завершенной в 1982 г. детальной разведки [241] балансовые запасы руд месторождения составляют (млн т): категории В – 53,9;  $C_1$  – 235,2 и  $C_2$  – 28,4, при среднем содержании  $Fe_{вал.}$  – 31,1 % и при максимальной прослеженной глубине рудных тел – 1100 м. Забалансовые запасы руды категории  $C_1$  – 1569 млн т, с содержанием Fe – 24,7 % (ГКЗ, № 9161, 1982 г.). Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  составляют 198 млн т. Горнотехнические условия отработки месторождения благоприятные. Оработка возможна открытым (18–20 % запасов) и подземным (80–82 %) способами. Увеличение запасов месторождения возможно за счет разведки известных тел по падению, а также рудоносной зоны по простиранию (Пономаревское проявление (П-5-98) и др.) [342].

*Кремнисто-гематит-магнетитовая рудная формация* представлена малым Коргонским месторождением (П-6-91) и 10 проявлениями (П-6-72, 78, 80, 85, 94 и др.).

Месторождение Коргонское (П-6-91) расположено на левом борту р. Антонов Коргон, в северо-западной части Коргоно-Кедровского рудного узла. Месторождение приурочено к северо-восточному крылу Антоново-Коргонской синклинали, сложенной образованиями коргонской свиты. Породы имеют падение на юго-запад под углом 70–80°. Рудоносный горизонт согласно залегает внутри пачки вулканогенно-осадочных пород, имеет мощность 40–80 м, прослежен по простиранию на 9 км и по падению на 550 м. Залегание осложнено дизъюнктивными нарушениями северо-восточного простирания. Рудные тела (от 1 до 3–7) залегают внутри горизонта в виде линз мощностью 2–19 м, в среднем около 3–4,5 м. Длина тел колеблется от 30 до 500 м (максимальная – 3250 м). Руды гематитовые и гематит-магнетитовые, обладают грубослоистой текстурой. Наиболее обогащенными гематитом являются слои с крупными песчинками. Гематит тонкочешуйчатый, иногда содержит пирит и халькопирит. Зерна магнетита почти всегда мартизитизированы, ассоциируют

с метасоматическим кварцем. Вмещающие туфопесчаники, туфы, туффиты превращены в хлорит-серицитовые и кварцево-серицитовые сланцы. Глубина зоны выветривания не определена. Рельефом рудный горизонт вскрыт на глубину 900 м без существенных изменений состава руд. Содержание (%):  $Fe_{руд.}$  – 12,28–49,8 (среднее – 33,48),  $SiO_2$  – 43,9,  $P_2O_5$  – 0,03,  $TiO_2$  – 0,41–2,71, S – 0,19, BaO – 0,13–2,89. Повышенные содержания Mn (до 3,1 %) отмечаются в оруденелых туфах средне-основного состава. Запасы руды до глубины 100 м категории  $C_1$  – 3730 тыс. т. По результатам профильной магниторазведки [245, 249, 273] прогнозные ресурсы железных руд Коргонского месторождения (с Викторовым Логом) категории  $P_2$  до глубины 1000 м составляют 100 млн т, при средней суммарной мощности рудных тел – 10 м и их длине – 3000 м.

Железо-марганцевое оруденение в пределах *Холзунско-Белорецкого района* выявлено в Верх-Тулатинские проявления (II-6-56) и ряде пунктов минерализации, локализованных среди вулканогенно-осадочных образований коргонской свиты. Оруденение представлено линзовидными телами мощностью до 2–10 м, протяженностью до 50–150 м. Содержания  $Fe_{вал.}$  26,8–47,25 %, Mn 0,8–8,74 %. Гидротермальная марганцевая минерализация является наложенной на магнетитовые руды. По Верх-Тулатинским проявлениям прогнозные ресурсы руды категории  $P_2$  до глубины 100 м составили: железной – 1–3 млн т, железо-марганцевой – 1 млн т, марганцевой – менее 1 млн т [309].

За пределами Холзунско-Белорецкого района на площади листа М-44 выявлено лишь несколько проявлений и пунктов минерализации железных руд.

*Бурожелезняковая рудная формация* представлена одним проявлением (II-3-30) и тремя пунктами минерализации в корах выветривания по образованиям такырской серии в пределах Калба-Нарымской СФЗ. В коренном залегании оруденение встречается на участке размером 200 × 500 м вблизи границы с Республикой Казахстан. Бурые железняки слагают линзы в сланцах длиной до 10 м и мощностью первые метры, ориентированные по рассланцеванию или плоччатости, а также образуют штокообразные тела с выполнением трещин различной ориентировки. В отдельных случаях совместно с лимонитом отмечаются обломки гематита. Бурые железняки содержат (%): FeO – до 69,0,  $Fe_2O_3$  – до 0,17,  $Al_2O_3$  – до 5,9,  $TiO_2$  – до 0,6, MgO – до 0,05, а также в повышенных содержаниях Zn – до 0,1, Y – до 0,01, Be – до 0,01, Li – до 0,006, W – до 0,001, Mo – до 0,001, Au – до 0,008 г/т, Ag – до 1 г/т [342].

В северо-восточной части Чарышско-Талицкой СФЗ выявлен ряд железорудных проявлений (I-6-9, 16, 17) и пунктов минерализации вулканогенно-осадочного генезиса, относящихся к *кремнисто-гематит-магнетитовой формации*. Проявления приурочены и к ордовикско-нижнесилурийским отложениям маралихинской свиты и отложениям кремнисто-терригенной толщи раннесилурийско-раннедевонского возраста. Почти все зафиксированные рудопроявления связаны с кремнистыми породами [344]. Гематитовая и гематит-магнетитовая минерализация относительно равномерно распределена по всей породе в виде сыпи (кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы и яшмоиды) либо образует отдельные, обогащенные рудным компонентом, гнезда и небольшие линзовидные прослои в гематитовых кварцитах и яшмоидах. Из-за невысокого качества руд и преимущественно небольших разме-

ров рудных тел проявления формации на площади не имеют практического значения, и поэтому оценка прогнозных ресурсов железа не проводилась [344].

Оруденение сидеритовой формации, не нашедшее отражения в масштабе карты, установлено в ряде пунктов Луговской приразломной синклинали структуры среди угленосного горизонта луговской свиты нижней юры в виде пропластков и пластов сидерита и сидеритизированных песчаников мощностью до 1,5–1,7 м и протяженностью до 400 м. Содержание железа в них колеблется от 2,3 до 32,8 %. Прогнозные ресурсы железа не подсчитывались в связи с малой перспективностью [342].

**Железо, титан, ванадий.** На территории выявлены одно месторождение (I-5-44) и одно (I-5-2) проявление титаномагнетитовых руд, генетически связанные с расслоенными интрузивами харловского граносиенит-монцодиорит-габбрового комплекса (Харловский и Сурчихинский массивы).

Месторождение Харловское (I-5-44) титаномагнетитовых руд локализовано в расслоенных габброидах одноименного массива. Расслоенность Харловского массива подчеркивается не только чередованием лейко-меланократовых и различных по щелочности разностей габброидов, но и зональным распределением в вертикальном разрезе месторождения содержаний железа, титана и ванадия в титаномагнетитовых рудах. Рудные тела представлены 10 залежами оруденелых габбро мощностью от 10 до 140 м, перемежающихся с лейкократовыми и меланократовыми безрудными разностями. К рудным отнесены габбро со средним содержанием железа не менее 14 %. Рудные минералы – магнетит, титаномагнетит, ильменит, редко галенит и халькопирит. В рудах Харловского месторождения главными промышленно ценными минералами являются титаномагнетит (железо-титан-ванадиевое сырье), ильменит (титановое сырье) и плагиоклаз (алюминиевое сырье). Структура руд среднезернистая. Титаномагнетит и ильменит образуют одинаковые по размерам зерна (до 1–3 мм). Плагиоклаз представлен удлиненными зернами размером 1–5 мм. При обогащении дробление до промышленного класса (0,074 мм) позволяет легко вскрывать зерна рудных минералов и они хорошо разделяются на отдельные концентраты.

Проведенное сравнение титаномагнетитовых концентратов различных месторождений Сибири показало, что харловские окисно-рудные минералы при обогащении наиболее легко отделяются от силикатных нерудных минералов и являются самыми чистыми по примесям с минимальным содержанием кремнезема и кальция, связанными с примесями посторонних минералов. В титаномагнетите имеются тончайшие (менее 0,001 мм) пластинчатые вроски ильменита и шпинели (герцинита), представляющие собой структуры распада твердого раствора. Общее количество титаномагнетита в рудах, по минералогическим подсчетам, в шлифах и аншлифах варьирует в пределах 10–15 %, ильменита – 5–10 %, а плагиоклаза 20–50 %. Прогнозные ресурсы ильменит-титаномагнетитовых руд на Харловском месторождении составляют: по категории  $P_2$  – 1,73 млрд т,  $P_3$  – 31,63 млрд т с содержаниями железа валового – 15,3 %, диоксида титана – 5,92 %, пентоксида ванадия – 0,086 % [33].

**Марганец.** Марганцевое оруденение на площади листа М-44 проявлено слабо. Как и железные руды, оно связано с вулканогенно-осадочными образованиями коргонской свиты, в которых находится проявление Татарское (II-6-62) и восемь (II-6-69 и др.) пунктов минерализации *марганценосной вулканогенно-кремнистой рудной формации*.

Проявление Татарское (II-6-62) прослеживается на 200 м полосой глыбово-щебнистых свалов гидрооксидных руд и линзой родонитовых и окисленных силикатных марганцевых руд [249, 309]. Рудное тело мощностью 8,5 м состоит в центральной части из трех сближенных жил массивных манганокальцит-спессартин-родонитовых руд мощностью 0,3–1,0 м, промежутки между которыми и зальбанды тела выполнены бедным гидрооксидным марганцевым оруденением. Содержания в рудном теле: Mn – 17,2 %, Zn – до 0,5 %, Ba – до 2 %, Pb – до 0,07 %. К северо-западу на площади 1,7 × 0,8 км распространены делювиальные глыбово-щебнистые свалы гидрооксидных, реже силикатных руд: Mn – до 27,59 %, Zn – до 1 %, Ag – до 10 г/т. Полоса свалов приурочена к рассланцованным гидротермально измененным дацитовым туфам и песчаникам коргонской свиты, находящимся в послонной зоне рассланцевания. Прогнозные ресурсы марганцевой руды категории P<sub>2</sub> до глубины 300 м оценены в 1–2 млн т [309]. Пункты минерализации представлены зонами прожилкового магнетит-гётит-псиломеланового оруденения мощностью до 15 м, содержащими MnO до 5–13,8 %. Другие пункты минерализации представляют собой свалы железо-марганцевых руд и ожелезненные зоны рассланцевания с повышенными содержаниями марганца.

Железо-марганцевое оруденение в пределах *Холзунско-Белорецкого района* описано в разд. «Железо».

Кроме описанных выше, на территории листа выявлены немногочисленные пункты минерализации марганценосной карбонатной формации (в Рубцовском рудном районе на Склюихинском участке среди карбонатно-терригенных образований каменевской свиты) и *формации марганценосных кор выветривания* в элювии зон окварцевания в терригенных породах верхне- и нижнеануйской серий и в рыхлых кайнозойских образованиях (I-4-30; I-5-78, 95, 105) [342, 343].

**Хром.** Пункт минерализации хрома (I-3-90) установлен в аподунитовом серпентините сарбасского комплекса. Скважиной 44 в инт. 267,7–267,9 м выявлен крутопадающий прожилок (под углом 20° к оси керна) мощностью 4–5 мм, сложенный мелкими (до 2 мм) кристаллами хромита октаэдрической и кубической формы (70–80 % от объема прожилка) в ассоциации с чешуйчато-листоватым серпентином и кальцитом. Цвет хромита – от темно-коричневого до черного [343].

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В регионе выявлены месторождения и проявления меди, свинца, цинка, вольфрама, молибдена, олова, ртути, сурьмы, висмута.

В связи со значительными разведанными запасами полиметаллическое оруденение Zn, Pb, Cu с Ag и Au колчедано-полиметаллической формации,

проявленное исключительно в пределах Рудно-Алтайской СФЗ, представляет собой наиболее ценное полезное ископаемое территории. Оруденение характеризуется разнообразием соотношений главных металлов: Cu, Pb, Zn. Узкой специализации на Cu, Zn или Pb не наблюдается, в связи с чем описание колчеданно-полиметаллического оруденения приводится ниже в отдельном разделе «Медь, свинец, цинк». В самостоятельных разделах «Медь», «Свинец и Цинк» приведены описания месторождений и проявлений этих полезных ископаемых других формационных типов.

**Медь, свинец, цинк.** Главные месторождения комплексных полиметаллических руд региона расположены в Рудно-Алтайской структурно-формационной зоне, приуроченной к девонским вулканогенным комплексам. Эти месторождения являются частью Рудно-Алтайского металлогенического пояса, прослеживающегося с северо-запада на юго-восток (от Алтайского края России через Республику Казахстан до северо-западной части Китая) более чем на 2500 км при ширине от нескольких десятков км до 100 км. В российской части пояса выявлено 25 месторождений (от мелких до крупных), более 100 проявлений и множество пунктов минерализации. Основную ценность составляют 16 разведанных месторождений с балансовыми запасами 70 млн т руды. Наиболее активными по причинам экономического характера в настоящее время являются запасы десяти месторождений: Корбалихинского, Рубцовского, Зареченского, Среднего, Таловского, Степного, Захаровского, Юбилейного, Лазурского и Майского. Суммарные запасы этих месторождений составляют 60,7 млн т руды, содержащей 799 тыс. т меди, 1602 тыс. т свинца, 4806 тыс. т цинка, 40 т золота, 3543 т серебра. Обработка всех месторождений, за исключением Степного, ведется или будет вестись подземным способом.

Среди промышленных месторождений и рудопроявлений колчеданно-полиметаллической формации условно выделяются несколько подформаций: золото-серебро-барит-полиметаллическая, полиметаллическая, собственно колчеданно-полиметаллическая, медно-колчеданная, отличающиеся друг от друга минеральным составом, количественным соотношением Cu, Pb и Zn, наличием редких и рассеянных элементов и некоторыми чертами геологического строения рудных объектов. Условность выделения подформаций подтверждается тем, что на всех месторождениях региона руды образуют единый генетический ряд (от колчеданных и медноколчеданных до золото-серебро-барит-полиметаллических) [42]. Обычно на месторождении распространены 6–8 типов руд и лишь преобладающее развитие того или иного типа позволяет отнести его к той или другой подформации. Колчеданно-полиметаллические месторождения и проявления в основном сосредоточены в трех рудных районах: Рубцовском, Змеиногорском, Золотушинском. Ниже охарактеризованы типовые и наиболее значимые месторождения для каждого из них.

В северной части Рудно-Алтайской СФЗ выявлен ряд месторождений (Рубцовское (I-4-86), Захаровское (I-4-57), Степное (I-4-103), Таловское (I-4-98) и проявлений, послуживших основанием для выделения здесь **Рубцовского рудного района**, характеристика которого приведена в гл. «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».



Месторождение полиметаллическое Рубцовское (I-4-86) является главным в районе и наиболее богато по содержанию рудных компонентов, отрабатывается с 2005 г. Оно приурочено к западному краю Таловско-Потеряевского прогиба (в зоне сочленения по Варшавскому разлому юго-западной части Рубцовской депрессии и Алейского поднятия), выполненного вулканогенно-осадочными образованиями среднего–верхнего девона и карбонатно-терригенными отложениями нижнего карбона. В разрезе девонских образований выделяются заводская, каменевская и тарханская свиты, перекрытые отложениями бухтарминской свиты. Широко распространены субвулканические порфиры, слагающие субпластовые тела, согласные с вмещающими породами или секущие их. Интрузивные образования представлены небольшими телами гранодиоритов, гранитов и плагиогранитов, а также дайками долеритов и порфирировых дациандезитов.

Месторождение приурочено к северному крылу пологой синклинали, на участке флексурного изгиба, характеризующемся развитием мелкой дополнительной складчатости и связанными с ней послынными срывами, зонами дробления, расщепления и отслоения [306]. Общее простирание пород субширотное, падение на юг под углом 10–25°. Рудовмещающая верхняя подсвита каменевской свиты мощностью около 140 м залегает выше крупного субвулканического тела риолитоидов каменевского комплекса и с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывается терригенными отложениями тарханской и бухтарминской свит. Рудная зона месторождения залегает согласно с вмещающими породами в основании верхнекаменевской подсвиты (переслаивание кремнистых, кремнисто-глинистых алевролитов и песчаников), располагаясь в 2–30 м выше контакта с субвулканическими риолитоидами. Зона прослежена по простиранию на 1350 м.

Большая часть запасов металлов (99,6 %) сосредоточена в рудном теле № 1, залегающим согласно с вмещающими гидротермально измененными породами в интервале 80–215 м. По простиранию оно прослежено на 800 м, по падению – до 340 м. Мощность колеблется от 0,5 до 17,6 м (средняя 5,0 м). Околорудно измененные породы представлены кварц-серицитовыми, хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми и серицит-галлуазит-каолинитовыми метасоматитами. Мощность подрудной зоны измененных пород – 30–50 м, надрудной – не превышает 3–5 м. Четыре других, более мелких рудных тела образуют линзы мощностью от 0,5 до 8,5 м. В северо-западной части месторождения верхняя по восстанию часть рудного тела № 1, выходящая на погребенный эрозионный срез, сложена окисленными рудами подзоны окисного обогащения.

Руды полиметаллические, сплошные массивные (42 %), вкрапленные (49 %) и прожилковые (9 %). По высокому содержанию меди, свинца и цинка (в сумме 23 %) руды месторождения являются уникальными. Отношение основных компонентов в сульфидных рудах –  $Cu:Pb:Zn = 1:1,5:2,8$ . Основные рудные минералы – сфалерит, галенит, халькопирит, ковеллин, пирит, второстепенные – халькозин, церуссит, куприт, блеклая руда, самородная медь; жильные – кварц, серицит, реже кальцит, хлорит, барит. Руды образовались в результате сложного взаимодействия вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического процессов.

Рудные тела месторождения полностью оконтурены, прироста запасов не ожидается. Балансовые запасы месторождения на дату утверждения по категориям  $A + B + C_1 + C_2$  составляли: руда – 2,38 млн т; цинк, свинец и медь соответственно – 273,1, 150,3 и 106,7 тыс.т; золото и серебро соответственно – 1,62 и 349,2 т. По состоянию на 1.01.2014 г. остаток полиметаллических руд месторождения составляет: по категориям  $A + B + C_1$  – 0,251 млн т,  $C_2$  – 0,192 млн т, забалансовые запасы – 0,074 млн т.

В юго-восточной части Рубцовского рудного района в Таловском прогибе, сложенном вулканогенно-осадочными породами мельничной, заводской и каменевской свит раннего, среднего и позднего девона, выявлены Таловское (I-4-98), Степное (I-4-103) месторождения и ряд проявлений.

Месторождение полиметаллическое Таловское (I-4-98) расположено на левом берегу верхнего течения р. Степная, в 2 км юго-восточнее с. Таловка на западном склоне горы Круглая. По общей геолого-структурной позиции, вещественному составу руд, их технологическим свойствам месторождение сходно со Степным месторождением. На участке месторождения развиты вулканогенно-осадочные образования каменевской свиты, залегающие под рыхлыми кайнозойскими отложениями мощностью 60–120 м. Общее простирание пород запад-северо-западное с падением на юго-запад под углом 20–70°. В отличие от Степного месторождения здесь более широко развиты субвулканические риолитоиды, слагающие отдельные субсогласные и секущие тела [36, 348].

Месторождение приурочено к северо-восточному крылу Таловской синклинали, осложненному поперечными, реже продольными мелкими складками и разделенному Таловским разломом на Восточный и Западный блоки. Рудные тела локализованы на крыльях поперечных осложняющих складок, реже – в их замковых частях. Главными разрывными структурами рудного поля являются нарушения северо-западного и субмеридионального простирания с амплитудой смещения до 300 м. Смещений рудных тел по разрывным структурам не установлено. Структура месторождения представляется в виде усложненной дополнительной мелкой складчатостью моноклинали с падением в южном направлении под углом 40–50°.

Оруденение локализуется в средней части разреза нижнекаменевской под-свиты, где отмечается частое переслаивание осадочных и вулканогенных пород. Рудная пачка прослежена на 450 м по простиранию и до 800 м по падению. Она представлена двумя горизонтами: нижним (основным) и верхним (второстепенным). Рудная пачка сопровождается обширным ореолом пиритизации, превосходящим ее по мощности в 5–7 раз. Полиметаллическое оруденение приурочено к гидротермально измененным (серицитизированным, хлоритизированным и окварцованным) алевропелитам и кислым туфам [36]. Породы рудовмещающей толщи прорваны субсогласными и штокообразными телами риолитов, в эндо- и экзоконтактовых частях которых часто фиксируются бедные прожилковые полиметаллические и барит-полиметаллические руды. Рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих пород. Пострудная тектоника проявлена слабо. Промышленное оруденение полностью оконтурено. По простиранию (в субширотном направлении) оно прослежено на 450 м, по падению на 300–500 м. Глубина залегания рудных тел

колеблется от 200 до 812 м, но 96 % разведанных запасов залегает в интервале 320–700 м. В рудной зоне выявлены 25 рудных тел, расположенных одно под другим на расстоянии 5–50 м (образуя «слоеный пирог») и характеризующихся сложной ленто- и линзообразной формой, сильной изменчивостью, наличием пережимов и раздувов при постепенном выклинивании. Главная масса руд приурочена к нижнему горизонту и представлена 22 рудными телами. Падение рудных тел на отдельных участках колеблется от 10 до 70°, при средних значениях 40–45°. Протяженность рудных тел по простиранию – от 50 до 350 м, по падению – от 25 до 420 м, мощность – от 1 до 22 м (средняя – от 1,5 до 6,8 м).

Рудные тела сложены массивными и прожилково-вкрапленными рудами. Руды относятся к колчеданно-полиметаллическому (медно-свинцово-цинковому) геолого-промышленному типу. В целом руды месторождения имеют почти одинаковый состав с первично-сульфидными рудами Степного месторождения. Минеральный состав руд: главные – сфалерит, пирит, галенит, халькопирит; второстепенные – блеклые руды (теннантит), пирротин, гематит; нерудные минералы: главные – кварц, серицит, хлорит, второстепенные – барит, доломит, анкерит, кальцит, флюорит, гипс. Руды сплошные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные и прожилковые. Соотношение  $Cu : Pb : Zn = 1 : 3 : 6$ . Выделяются руды метасоматического типа (75 %) и жил выполнения (25 %). В отличие от Степного месторождения, более широко распространены кварцевые метасоматиты, слагающие основную массу рудных тел, при подчиненном значении карбонатно-хлоритовых пород. В метасоматитах рудной стадии также наблюдаются отсутствие карбонатов и гидрослюда, что связано с большей глубиной их формирования. Метасоматиты пострудной стадии представлены кварц-калишпатовыми породами, развитыми вблизи зон разломов и проявленными преимущественно в субвулканических риолитоидах. С ними связано непромышленное оруденение прожилкового типа. По данным радиологических исследований установлен различный возраст для серицитизированных риолитоидов (340–360 млн лет) и калишпатизированных пород (242–263 млн лет) [9, 159]. Месторождение разведано, находится в Распределенном фонде и готовится к освоению. Балансовые запасы месторождения по категориям  $A + B + C_1 + C_2$  составляют: руда – 3,6 млн т; цинк, свинец и медь соответственно – 370,4, 176,9 и 60,7 тыс. т; золото и серебро – 0,895 и 116,7 т. Перспективы прироста запасов отсутствуют.

**Золотушинский рудный район** объединяет 11 месторождений и более 20 рудопроявлений комплексных полиметаллических руд, сконцентрированных в юго-западной части Рудно-Алтайской СФЗ, в пределах Золотушинской депрессии. Золотушинская депрессия сложена девонскими вулканогенными и субвулканическими образованиями на юго-западном склоне Алейского поднятия. На северо-востоке депрессии развиты интрузивы змеиногорского комплекса и метаморфические породы нижнего палеозоя. Район образует полосу, вытянутую в северо-западном направлении на 80 км при ширине от 5 до 10 км на северо-западе и юго-востоке до 35 км в средней части. С юго-запада он ограничен крупным Берёзовским разломом, с северо-востока – полями гранитоидов и метаморфических пород. Основные пликативные структуры

района – Успенская и Раздольнинская синклинали и разделяющая их Золотушинская антиклиналь. Основные разломы северо-западного простирания – Берёзовский и Раздольнинский, вероятно, играли роль рудоконтролирующих. В рудном районе выявлены Локтевское, Ремовское, Николаевское, Александровское, Каменское, Золотушинское, Титовско-Сургутановское и Крючковское месторождения. В настоящее время в пределах района (в российской части) осталось лишь одно разведанное Юбилейное полиметаллическое месторождение. Остальные месторождения района отработаны.

Месторождение Юбилейное (П-4-85) размещается на северо-западном склоне Сургутановского палеовулкана в пределах моноклинально залегающей вулканогенно-осадочной толщи верхнекаменевской подсвиты верхнего девона. Рудовмещающая толща несогласно перекрывается верхнедевонскими вулканотерригенными образованиями снегиревской свиты [32, 203]. На месторождении в пределах отложений верхнекаменевской подсвиты распространены субсогласные тела субвулканических интрузивов каменевского комплекса. Залегание пород северо-западное, под углом от 5–10° на юге и до 30–35° на севере. Рудная зона согласно залегает среди вмещающих пород, имеет пологое северо-западное склонение при общем северо-восточном простирании; по склонению она прослежена на 3 км, залегает в интервале глубин от 100 м на юге до 930 м на севере. Основное промышленное оруденение локализуется в пределах глубин 400–600 м. Рудная зона характеризуется уплощенной линзовидной формой с локальными пережимами и раздувами, максимальная ее мощность (до 100 м), как и максимальная мощность рудных тел, отмечаются в центральной части месторождения на участке пологого залегания вмещающих пород. Промышленное оруденение представлено лентовидными и линзовидными рудными телами, согласными с вмещающими породами. Исключением является прожилковое оруденение, слагающее, как правило, их лежащий бок. Рудные тела характеризуются устойчивым простиранием и при незначительных мощностях (5–10 м, редко 20 м) протягиваются на несколько сот метров. В разрезе оруденение локализуется на двух-трех уровнях, разделенных между собой горизонтами гидротермально измененных пород. Рудовмещающими породами являются хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и хлорит-карбонатные метасоматиты, развитые по алевролитам, песчаникам, конгломерато-брекчиям и риолитам. В распределении различных типов метасоматитов отмечается зональность. К центральной части приурочены хлоритовые, хлорито-кварцево-серицитовые и хлорито-карбонатные породы, а по периферии развиты в основном кварцево-серицитовые метасоматиты, переходящие в свою очередь в слабоизмененные породы. По текстурным признакам в основных телах руды подразделяются на сливные (16%), вкрапленные (65%), прожилковые (19%). По минеральному составу руды сульфидные, основными минералами являются сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, образующие ряд минеральных ассоциаций. Соотношение основных типов руд: цинково-свинцовые – 37%, цинково-свинцово-медные – 21%, цинковые – 16%, медные – 10%. В цинково-свинцовых рудах, развитых на верхних горизонтах, часто отмечается барит; распределен он неравномерно, в виде пятен и гнезд. Среднее содержание по месторождению Cu, Pb, Zn и серы пиритной соответственно (%): 1,06, 1,52, 8,06 и 7,39. По

соотношению  $Cu:Pb:Zn = 0,7:1:5,3$  и содержанию серы пиритной руды Юбилейного месторождения относятся к полиметаллической подформации. Указанное соотношение меняется по простиранию рудной зоны. С северо-запада на юго-восток в рудах существенно уменьшается доля  $Cu$ , в меньшей мере –  $Zn$ , увеличивается доля  $Pb$  и падает общее содержание всех компонентов в рудах. В двух керновых пробах (из десяти) колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических руд месторождения определены повышенные концентрации  $Au$  (0,37–1,58 г/т) и  $Pd$  (0,38–0,76 г/т) [301]. В остальных пробах содержания  $Au$ ,  $Pt$  и  $Pd$  составили 0,001–0,1 г/т. Балансовые запасы месторождения по категориям  $A + B + C_1 + C_2$  составляют: руда – 5,6 млн т; цинк, свинец и медь соответственно – 389,9, 100,8 и 67,9 тыс.т; золото и серебро – 0,7 и 301,5 т. Прогнозные ресурсы не оценивались.

**Змеиногорский рудный район** объединяет месторождения юго-восточной части Рудно-Алтайской СФЗ: Корбалихинское, Лазурское, Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское), приуроченные к полосе северо-западного направления шириной до 15 км и длиной 80 км, охватывающей северо-восточный склон Алейского поднятия на северо-западе и центральную часть Быструшинского прогиба на юго-востоке. Наиболее древние метаморфические породы нижнего палеозоя обрамляют район с юго-востока и обнажаются в ядре Алейского поднятия. Быструшинский прогиб сложен отложениями эйфельского (берёзовская, таловская свиты), живетского (шипунувская свита), франского (давыдовская свита) и франско-фаменского (алейская свита) возраста. Общая мощность среднепалеозойских отложений – 2000–2500 м. Рудовмещающие вулканогенные разрезы инъецированы мелкими субвулканическими телами габбродолеритов, кварцевых порфиров, дацитов мельнично-сосновского комплекса. Руды золото-серебро-барит-полиметаллической подформации сосредоточены в крупном по запасам Змеиногорском (II-5-61), среднем – Зареченском (II-5-56), малых – Карамышевском-2 (II-5-49), Преображенском (II-5-54), Петровском (II-5-52), Майском (II-4-7) месторождениях; полиметаллической подформации – в крупном по запасам Корбалихинском (II-5-40), средних – Лазурском (II-5-79) и Среднем (II-5-45), малых – Стрижковском (II-5-43), Вересухинском (II-5-62), Тушканихинском (II-4-1) месторождениях. Характеристика месторождений полиметаллических руд золото-серебро-барит-полиметаллической подформации (Змеиногорского, Петровского и Майского месторождений) приводится при описании благородных металлов (золото).

Месторождение Корбалихинское (II-5-40) колчеданно-полиметаллическое, крупное по запасам, разведано до глубины 1450 м. В 2012 г. начата эксплуатация. В 2013 г. добыто 1,1 тыс. т полиметаллической руды. Корбалихинское месторождение приурочено к палеовулканической постройке в юго-западном крыле Змеиногорской брахисинклинали. Геологический разрез месторождения сложен вулканогенно-осадочными породами заводской и каменевской свит, прорванных субвулканическими телами основного и кислого состава каменевского комплекса. Простирание пород главным образом северо-западное, падение северо-восточное: 40–50° на юго-восток и более крутое (до 60–80°) – на северо-запад. Среди разрывных нарушений выделяются Юго-Восточный, Центральный-1 и Центральный-2 разломы. Юго-Восточный

(взбросо-сдвиг) ограничивает месторождение с юго-востока. Центральный-1 типа сбросо-сдвига (долгоживущий и разделяющий месторождение на юго-восточную и северо-западные части) существовал во время накопления отложений каменевской свиты. Центральный-2 представляется субпослойным надвигом, залеченным иногда дайками долеритов. Рудная зона локализуется в каменевской свите в существенно осадочной пачке под лавобрекчиями порфириновых базальтов. Ее размеры по простиранию – 2500 м, по падению – до 1000 м, интервал глубин залегания 75–1400 м. Руды увязываются в основном в усложненные линзо- и лентообразные согласно залегающие с вмещающими породами тела. Десятью один процент балансовых запасов руды категорий В + С<sub>1</sub> сосредоточены в трех из них (1, 2, 4) (по 11, 19 и 61 % соответственно). Размеры тел составляют (м): по простиранию 530, 530 и 1425, по падению 10–370, 10–512 и 180–620, при средней мощности 9, 8, 12,9 и 10.

Руды в большинстве своем сплошные тонкозернистые, брекчиевые, реже вкрапленные и, в единичных случаях, прожилковые. Они относятся к полиметаллической и колчеданно-полиметаллической подформациям вулканогенно-гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического типов [94, 104, 158, 347]. Главные минералы – сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Серебро и золото распределены неравномерно, самые низкие содержания отмечаются в рудах колчеданного типа (Ag – 5–11 г/т), наиболее высокие – в полиметаллических (Ag – до 335,4 г/т, Au – до 2,8 г/т), где они ассоциируют с сульфидами, но проявляются и в самородной форме. Вмещающие породы интенсивно хлоритизированы, оталькованы и карбонатизированы, реже серицитизированы и окварцованы. Обработка месторождения осуществляется подземным способом. Балансовые запасы месторождения по категориям А + В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> составляют: руда – 25 млн т; цинк, свинец и медь соответственно – 2403,2, 497,8 и 360,1 тыс. т; золото и серебро – 8,6 и 301,5 т. Возможен прирост прогнозных ресурсов категории Р<sub>1</sub> за счет прослеживания рудного тела № 4 на глубину. Для освоения Корбалихинского месторождения заканчивается строительство рудника производительностью 400 тыс. т руды в год на юго-восточной залежи месторождения. По мере обработки этой залежи планируется строительство рудника на более глубокие горизонты. Начиная с 2015 г., предполагается добывать не менее 800 тыс. т руды в год. Срок эксплуатации Корбалихинского месторождения при утвержденных запасах руды 25 млн т составляет 25–30 лет.

**Медь.** Наряду с широким распространением меди в качестве основного и сопутствующего металла в комплексных рудах колчеданно-полиметаллических месторождений на площади листа М-44 выявлены месторождения, проявления и многочисленные пункты минерализации существенно медного оруденения других рудных формаций. Наибольший практический интерес могут представлять рудопроявления *серебряно-полиметаллической березитовой рудной формации*, в основном распространенные в Чарышско-Чуйской СФЗ, традиционно считающиеся меднорудными месторождениями.

Месторождение меди, свинца, серебра Старочагырское (I-6-112) расположено на левобережье р. Чарыш, напротив дер. Усть-Пустынка. На участке пройдена шахта глубиной 130 м и штольня длиной 162 м. По архивным дан-

ным, добыто 3798 т сортированной руды, из которой было извлечено: Ag – 815 кг, Pb – 146,9 т, Cu – 121,2 т. Судя по количеству добытых металлов, их содержания в рудах составляли: Cu – 3,19 %, Pb – 3,87 %, Ag – 215 г/т. Добыча была остановлена из-за низких содержаний меди и серебра в рудах и сложных горно-геологических условий. Доразведка с проходкой и восстановлением горных выработок и бурением скважины до глубины 240,5 м промышленного оруденения не выявила [261, 354, 332]. Участок проявления сложен мраморизованными известняками техтенской свиты позднего ордовика, осложненными мелкими тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания, и прорванными дайками порфировых андезитов куяганского комплекса. К лежащему боку двух даек приурочено оруденение. Рудное тело залегает между известняками и лежащим боком рассланцованных и измененных (эпидотизированных, лимонитизированных, окварцованных, карбонатизированных) зеленовато-серых андезитов. В дайке наблюдаются останцы известняков. Известняки в приконтактных частях не несут заметных контактовых изменений. Рудное тело по форме напоминает уплотненную трубу. В плане оно представляет собой линзу заохренных пород, вытянутую в северо-восточном направлении ( $35^\circ$ ) с падением на юго-восток под углом  $65^\circ$ . Мощность линзы 1,4–2 м, протяженность – 20 м. По рудному телу была пройдена шахта, где оно отработано до глубины 130 м, при этом из зоны окисления выработка не вышла. В рудах выявлены следующие минералы: основные – сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, пирит, смитсонит, церуссит, лимонит, малахит, азурит, куприт, ковеллин, самородная медь, пирролизит; второстепенные – арсенопирит, хризокolla, каламин, цианотрихит, гидроцинкат, халькозин, марказит, тенорит, теннантит, англезит, ярозит; основные нерудные: кальцит, кварц, хлорит и серицит. После закрытия рудника проводились доразведка проявления и опробование рудных отвалов. По материалам опробования разных лет в рудах установлены содержания (%): Cu – 0,2–14,6, Pb – 0,05–23,7, Zn – 1,0–46,82, Mn – 0,5>1; As – 0,006–0,2, Sb – 0,003–0,1, Co – 0,001–0,1, Sr – 0,003–0,1, Sc – до 0,002, Zr – до 0,02, Ag – 0,6–267,0 г/т, Au – 0,002–28,0 г/т. Общие запасы руд в отвалах оценены в 350–400 т.

Месторождение меди, свинца, серебра Новоцагырское (I-6-116) расположено на левом берегу р. Чарыш, в 1,5 км вверх по течению от с. Усть-Чагырка. На проявлении проводилась отработка до глубины 218 м с помощью шахты и штольни. Углубка шахты прекращена из-за большого водопритока и плохой вентиляции. Добыто 2943,3 т сортированной руды, из которой было получено Cu – 31,9 т, Pb – 9,9 т, Ag – 737,2 кг. Судя по количеству добытых металлов в сортированных рудах среднее содержание составило: Cu – 1,08 %, Pb – 0,34 %, Ag – 245 г/т.

Ревизионные работы с проходкой и восстановлением горных выработок и бурением двух скважин до глубин 300 и 25 м выявили мелкие рудные тела, не представляющие промышленного интереса [261, 354, 332]. Площадь рудного поля сложена силурийскими терригенно-карбонатными отложениями и известняками чагырской свиты. Эти отложения прорваны дайками и субвулканическими телами среднего и основного состава и осложнены зонами дробления северо-восточного и северо-западного простирания, с которыми связаны метасоматические изменения (ороговикование, эпидотизация, пиритиза-

ция, лимонитизация, окварцевание) пород. С метасоматитами связана рассеянная медно-сульфидная минерализация. Рудное тело полностью залегает в известняках чагырской свиты в зоне тектонического дробления у лежачего бока дайки диорит-порфириров куяганского комплекса. В зальбандах рудного тела в известняках развиты многочисленные маломощные кальцит-сидеритовые, кальцит-лимонитовые прожилки. Форма рудного тела сложная, трубообразная, сечением  $10 \times 8$  м, с падением на юг под углом  $57^\circ$ . Рудное тело на глубине 218 м начинает выклиниваться.

В рудной зоне месторождения развиты в основном вторичные руды, связанные с зоной окисления, которая характеризуется сильным изменением первичных руд на значительную глубину. Шахта, пройденная на глубину 218,3 м, из зоны окисления не вышла. Руды зоны окисления представлены охристыми образованиями, состоящими в основном из лимонита и железистого смитсонита (мангеймита). Также развиты пористые бурые железняки, с полосами малахита, азурита и охристыми образованиями с пленками кальцита. Отмечаются реликты первичных сульфидов свинца, меди и цинка. В рудах развиты лимонит, смитсонит (мангеймит), церуссит, малахит, азурит, пирролизит, ковеллин, свинцовые охры, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, кальцит, сидерит; отмечаются блеклые руды, самородное серебро, магнетит, галмей, куприт, анкерит. По материалам опробования разных лет в рудах установлено (%): Cu – 0,005–20,0, Pb – 0,015–17,1, Zn – 0,015–5,7, Mn – 0,01–0,5, As – 0,006–0,15, Sb – 0,003–1,0, Co – 0,002–0,01, Sr – 0,001–0,005, Sn – 0,0002–0,02, Sc – до 0,001, Ag – 0,008–0,15, Bi – 0,0001–0,005, Mo – до 0,002, W – 0,0003–0,0006, Zr – до 0,015, Ag – 0,15–520,0 г/т, Au – 0,01–3,0 г/т. Общие запасы руд в отвалах оценены в 8–10 т. На флангах проявления известен ряд мелких рудных зон, по составу аналогичных отработанным.

В 300 м юго-западнее шахты находится Чагырский № 2 (Новый) рудник, на котором в 1770–1771 гг. было добыто 5000 пудов руды. Северо-западнее Новочагырского проявления находятся два проявления с орудуением, аналогичным вышеописанному. Из-за небольших размеров рудных тел данные проявления неперспективны.

К *формации медистых песчаников и сланцев* условно отнесено проявление Харюзовское (I-6-133). Проявление, выявленное в восточной части Чарышско-Чуйской СФЗ, приурочено к зоне тектонического нарушения северо-западного простирания ( $280\text{--}300^\circ$ ) среди песчано-сланцевых отложений суэтинской свиты. Простирание толщи –  $340^\circ$ , падение на юго-запад под углом  $70^\circ$ . Отмечаются маломощные прожилки кварца. Медная минерализация прослеживается по отдельным изолированным выходам на 300–350 м и представлена малахитом, азуритом, редко халькопиритом, ковеллином, тетраэдритом, которые располагаются преимущественно по трещинам расщепления. Мощность зоны орудуения – 5–10 м. Содержание меди составляет 0,3–более 1 %, серебра – 2,2–43,0 г/т (среднее – 21,1 г/т), ртути – 0,00002–0,0007 %, в отдельных пробах: золота – 0,2–1,0 г/т, мышьяка – 0,01–0,03 %, сурьмы – 0,002 %, молибдена – 0,001 %. Восточнее проявления выявлена гидрхимическая аномалия с содержанием серебра 1 г/т (по сухому остатку). Прогнозные ресурсы участка категории  $P_3$  оценены в 10 тыс. т меди и 500 т серебра [354].



*Медно-колчеданная рудная формация* представлена пунктами минерализации вулканогенно-осадочных образований коргонской свиты, где среди субвулканических тел коргонского комплекса проявлены признаки стратиформного залегания. Содержания Cu низкие (до 0,5%), и только в единичных пунктах минерализации увеличиваются – до 1,23–2,52%.

Наибольший интерес представляет проявление Сибиряковское (II-6-97), которое находится в осевой части Тигирекского хребта на границе с Республикой Казахстан и представлено зоной окисления, обохривания и пиритизации. Суммарная мощность зоны – около 150 м. Зона прослежена по простиранию на 5–7 км. Содержание (%): Cu – 0,7, Pb – 0,04, Zn – 0,1. На проявлении установлена аномалия МПП размером 1 × 2,2 км, указывающая на рудный объект длиной 1080 м, мощностью 50 м и с глубиной до центра – 150 м. Проявление перспективное на выявление промышленного месторождения [232, 255].

*Медно-скарновая и медно-скарновая серебрясодержащая формации* представлены двумя проявлениями (II-6-18, II-6-19) и тремя пунктами минерализации в экзоконтактовых зонах гранитоидов усть-беловского и майорского комплексов. Протяженность скарновых тел – до 10–140 м при мощности до 3 м. Оруденение представлено халькопиритом, халькозином, ковеллином, малахитом, азурином, пиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой. Максимальное содержание: Cu – 1,21%; Ag – 40 г/т, по данным эксплуатации Ханхаринского прииска 1 (II-6-19) в сортированной руде среднее содержание Ag составляло 328 г/т [342]. Медно-скарновая формация также имеет ограниченное распространение и представлена двумя пунктами минерализации, локализованными в Северо-Восточной зоне смятия среди метаморфизованных образований нижнеануйской и верхнеануйской серий. Скарны и скарноиды кварц-актинолит-эпидотового и эпидот-карбонат-геденбергитового состава образуют здесь мелкие тела и связаны с интрузиями гранит-порфиров куюганского комплекса. Сульфидная минерализация, представленная гнездами (размером от 0,3 до 3 см) и линзочками пирита и халькопирита, наблюдается совместно с магнетитом и отдельно. Также отмечается малахит и марказит. Содержание (%): Fe – до 15,44, Cu – до 0,8, Zn – до 0,01; Au – до 0,05 г/т.

Широкое распространение на всей площади листа имеют проявления и пункты минерализации *медно-кварц-сульфидной формации* (I-3-20, 58; I-5-19, 48; I-6-19, 26; II-3-3, 11, 18; II-6-71, 84 и др.), как правило, не имеющие практического значения. Они выявлены в гранодиоритах и лейкогранитах волчихинского комплекса, в метаморфизованных терригенных породах корбалихинской толщи, в вулканогенно-осадочных и субвулканических образованиях каменевского комплекса и в лейкоплагиогранитах третьей фазы змеиногорского комплекса [342, 343, 333, 335].

**Свинец, цинк.** По сравнению с широко развитыми полиметаллическими рудами в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудно-Алтайской СФЗ, свинцово-цинковое оруденение за ее пределами имеет относительно ограниченное распространение. Оно представлено проявлениями и пунктами минерализации *свинцово-цинковой жильной, свинцово-цинковой скарновой и свинцово-цинковой стратиформной рудных формаций*.

На северо-востоке территории в Чарышско-Галицкой СФЗ *свинцово-цинковая жильная формация* представлена одним проявлением (I-6-137) и тремя пунктами минерализации. Пункты минерализации представлены зонами брекчирования, окварцевания, хлоритизации и лимонитизации кварцевых диоритов усть-беловского комплекса, роговиков по терригенным образованиям маралихинской свиты в экзоконтакте дайки гранит-порфиров боровлянского комплекса, сланцев засурьинской свиты и песчаников суеткинской свиты. Мощность зон – до 0,3–1,0 м, кварцевых и кварц-хлоритовых прожилков – до 0,3–4,0 см. Содержание (%): Zn – 0,2–1, Pb – 0,01–0,1, As – 0,006–0,1, Cu, – 0,01–0,15; Ag – 0,0002 г/т; Au – 0,008 г/т.

Проявление свинца Чалинское (Усолецевское 4) (I-6-137) находится на правом берегу р. Чала, в 1,07 км от устья. Участок сложен терригенными породами суеткинской свиты и нерасчлененными карбонатно-терригенными породами нижнеануйской серии и ханхаринской свиты ордовика. Осадочные толщи прорваны серией субпараллельных маломощных (до 1–2 м) даек порфировых риолитов и диорит-порфиров куяганского комплекса, прослеженных на 1500–700 м по простиранию. Проявление приурочено к зоне Чальского разлома северо-северо-западного простирания. Породы разбиты сетью параллельных основному разлому опережающих трещин с горизонтальной амплитудой смещения в первые десятки метров. Минерализованными являются трещины субмеридионального и северо-западного простирания, выполненные дайками риолитов и кварц-кальцитовыми жилами и прожилками.

Выделено два аномальных узла – Северный и Южный. Северный представляет собой район известного Чалинского прииска. Здесь горными работами вскрыта зона гидротермально-метасоматического изменения пород (пиритизированных, карбонатизированных, окварцованных) с повышенными концентрациями свинца и цинка. Протяженность зоны – около 400 м, мощность – около 50 м. Вытянутая в субмеридиональном направлении зона приурочена к пачке карбонатно-терригенных пород, прорванных дайками риолитов. Зона весьма неравномерно насыщена кварцевыми, кварц-кальцитовыми, кальцитовыми жилами и прожилками, мощность которых не превышает 0,5 м, с пиритом, реже со сфалеритом и галенитом, еще реже с халькопиритом. Пирит встречается в виде сыпи мелких (до 3 мм) кристаллов кубической формы и часто замещен лимонитом. Другие сульфиды встречаются в виде редких мелких гнезд и вкрапленников. В зоне развиты лимонит, оксиды марганца, реже малахит, азурит, ковеллин образуют гнезда, рыхлые агрегаты, примазки в пустотах и трещинах вмещающих пород. В зонах расщепления трещины и полоски выполнены бурыми железняками и «сухарями» и сильно обохренными породами. Мощность таких выполнений – 0,1–0,4 м. Визуально в сухарях отмечаются пирит, галенит, кроме того, в кварц-кальцитовых жилах и вмещающих породах – халькопирит. Выявленные аномалии ВП и РС-ВП характеризуются рудным типом переходных характеристик. Геологическая ситуация Южного аномального узла аналогична Северному. Здесь отмечается менее сильная насыщенность вмещающих пород кварц-кальцитовыми прожилками, наличие оруденения непосредственно в дайках риолитов и повышенное содержание в пробах меди. Мощность зоны, включающей оруденелую дайку, в среднем 5 м, протяженность – 150 м. Содержание: свинец –

1,0–3,53 %, медь – 0,13–1,45 %, серебро – 0,3–300 г/т, золото – сл.–5,0 г/т (по архивным данным: свинец – 0,1–6,8 %, медь – 0,4–1,25 %, серебро – 2,8–200,0 г/т, золото – сл.–4,8 г/т), цинк – 0,1–10,44 %, мышьяк – 0,01–1,0 %, вольфрам – до 0,002 %, молибден – 0,0001–0,002 %, олово – до 0,001 %, марганец – 1,0–2,0 %, сурьма – до 0,005–0,01 %, висмут – 0,003–0,01 % [333].

В Чарышско-Чуйской СФЗ формация представлена одним проявлением (II-6-76) и пунктами минерализации, локализованными среди вулканогенно-осадочных образований коргонской свиты и карбонатных отложений полатинской свиты в кварцевых жилах мощностью до 0,3 м, а также в зонах окварцевания мощностью до 50 м и протяженностью до 300 м с бедным оруденением галенита и сфалерита. Содержание (%): Zn – до 1,18, Pb – до 0,7.

*Свинцово-цинковая скарновая формация* в виде ряда сближенных пунктов минерализации, приуроченных к скарновой зоне в экзоконтакте с субвулканическими риолитами коргонского комплекса. Она устновлена на участке Коргончиковский (II-6-92), где в скарнах развиты гнезда (0,5 × 1 м) и вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита, галенита. Содержание (%): Pb – до 3,82, Zn – до 8,9, Cu – до 0,1. Мелкие зоны скарнирования с содержанием (%): Pb – до 0,3, Zn – до 11,73, Ag – до 10 г/т, установлены в экзоконтакте с риолитами коргонского комплекса в известняках чагырской свиты, в роговиках ханхаринской свиты в юго-западном экзоконтакте Майорского массива и среди гранитоидов синюшинского комплекса [342].

Свинцово-цинковое оруденение *стратиформной в терригенных толщах рудной формации* развито среди вулканогенно-осадочных пород коргонской свиты и представлено одним проявлением (II-6-96) и 23 пунктами минерализации, не нашедшими отражения в масштабе карты, локализованными в лимонитизированных туфах различного состава и в пиритизированных сланцах. Пункты минерализации характеризуются повышенными содержаниями Pb или Pb и Zn. Проявление верховья р. Антонов Коргон (II-6-96) представлено горизонтом мощностью 64 м пиритизированных черных сланцев и туфопесчаников с сетью прожилков кварца мощностью 1–10 см. На контактах кварцевых прожилков содержится вкрапленность галенита, халькопирита, сфалерита. Минерализованный горизонт прослеживается на юго-восток на 5–6 км. Содержание (%): Pb – 0,6–1, Zn – 0,7–1, Cu – 0,03–0,1, Ag – до 0,002, As – 0,03, Au – 0,03 г/т [343]. Пятнадцать аналогичных пунктов минерализации цинка (II-1-21, II-2-16, -21, -28, -31, -41, -42; II-3-35, III-3-19, -27, -59, -63; III-4-3, -87; IV-4-3) характеризуются повышенными содержаниями Zn (до 1–2,32 %) при низких – Pb и Cu.

Многочисленные пункты минерализации Pb, Zn, неопределенных рудных формаций вскрыты скважинами в Иртышской зоне смятия, в меньшем количестве – в Калба-Нарымской и Западно-Калбинской СФЗ [343, 342].

**Молибден.** Оруденение молибденовой грейзеновой формации отмечается в проявлениях и пунктах минерализации в грейзенизированных и окварцованных зонах среди гранитоидов Саввушинского массива синюшинского комплекса (II-5-1) и в массивах и дайковых телах боровлянского гранодиорит-гранитового комплекса (I-5-104, 120) [43, 333, 335]. Саввушинское проявление в северо-западной части массива локализуется в грейзенизированных

и окварцованных гранитах на участке  $2-6 \times 40$  м до глубины 47 м. Содержание Мо – до 0,44 % (среднее 0,17 %). В пределах Рудно-Алтайской СФЗ молибден нередко отмечается в повышенных концентрациях (до 0,75 %) в отдельных месторождениях и проявлениях полиметаллически-колчеданной, медно-колчеданной и других рудных формаций. Как попутный элемент молибден нередко встречается совместно с вольфрамом, описание которого приведено ниже. Молибден как самостоятельный вид полезного ископаемого на рассматриваемой территории практического значения не имеет.

**Вольфрам.** Вольфрамовое (с Ве и Мо) оруденение территории по своей значимости среди металлических полезных ископаемых занимает третье место после полиметаллических и железных руд. Вольфрамовая минерализация установлена в восьми месторождениях, восьми проявлениях и 19 пунктах минерализации, сконцентрированных в южной части Чарышско-Галицкой СФЗ. Она представлена тремя рудными формациями: *шеелитовой скарновой* (Новоколыванское, Плитнинское, Белорецкий Рудник и др.); *вольфрамит-кварцевой грейзеновой* (Колыванское, Мульчихинское и др.) и *гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой* (Казанцевское, Новоколыванское). На большинстве этих месторождений оруденение является комбинированным по геолого-промышленным типам и комплексным по составу, в которых вольфрам ассоциирует с молибденом, бериллием, висмутом. Ниже охарактеризованы типовые и наиболее значимые месторождения каждого из формационных типов.

*Шеелитовая скарновая формация* представлена пятью малыми месторождениями: Колыванским (II-5-23), Новоколыванским (II-5-30), Плитнинским (II-5-42), Кремлевским (II-5-44), Белорецкий Рудник (II-5-108) и семью проявлениями (I-5-151, 166, 169; II-5-3, 51; I-6-53, 59).

Месторождение Колыванское (II-5-23) было открыто как меднорудное (Демидовский Рудник) и разрабатывалось с 1725 по 1824 год, как вольфрамовое с медью и висмутом, обрабатывалось в 1936–1960 гг. [43]. Месторождение относится к пневматолито-гидротермально-плутоногенному типу кварцево-жильной формации. Оно связано с мощным (150–300 м) дайкообразным субмеридиональным вертикально падающим телом аплитовидных гранитов, залегающим среди гранодиоритов усть-беловского комплекса и срезанным в южной части порфиroidными гранитами синюшинского комплекса. Рудное поле разбито разломами сбросо-сдвигового характера на три блока (Южный, Центральный и Северный), каждый из которых представлен серией кварцевых рудоносных жил субмеридионального простирания с очень крутым, преимущественно западным падением; из множества жил промышленными являются 25. Протяженность их по простиранию – 50–350 м, по падению – до 150–200 м. Часто размер по падению превышает длину по простиранию. Отдельные кварцевые жилы прослежены на глубину до 500 м без признаков выклинивания). Мощность промышленных жил – 0,2–0,7 м (кондиционная 0,3 м), в раздувах достигает 1–2 м. Главный рудный минерал – вольфрамит, проявляющийся в виде мелкой вкрапленности в кварце и грейзенизированных гранитах, реже он образует крупные гнезда кристаллов. Присутствуют также арсенипирит, пирит, шеелит, халькопирит, висмутин, молибденит.

В зоне окисления, опускающейся до глубины 25–30 м, установлены вольфрамовые охры, гематит, ковеллин, халькозин, куприт, малахит, азурит. Главные элементы – W, Cu, Bi. Из редких установлены Mo, In, Se, Te, Be, Rb, Cs, Ga, Cd, U. Месторождение неравномерно разведано и отработано до глубины 110–200 м. Всего за 1936–1958 гг. добыто около 650 тыс. т руды (Госбалансом учтена добыча 315 тыс. т руды и 2315 т  $WO_3$ ). Наиболее значительным, по данным эксплуатационных работ, оказался Центральный участок, где разрабатывались 13 (из 23) крутопадающих жил длиной 120–150 м при средних содержаниях (%):  $WO_3$  – 0,68, Cu – 1,4, Bi – 0,15. В 1962 г. остаток забалансовых запасов в количестве: руда – 413 тыс. т,  $WO_3$  – 2064 т (среднее содержание – 0,5%), Cu – 3,4 тыс. т (среднее содержание – 0,82%), Bi – 308 т (среднее содержание – 0,09%) снят с Государственного баланса. В интервале глубин 200–300 м [43] при содержании (%):  $WO_3$  – 0,51, Cu – 0,87, Bi – 0,08 прогнозные ресурсы категории  $P_1$  составляют: руда – 410 тыс. т,  $WO_3$  – 2,09 тыс. т, Cu – 3,57 тыс. т; Bi – 0,33 тыс. т.

Месторождение бериллиево-вольфрамовых руд Кремлевское (П-5-44), известное с 1943 г., занимает площадь около 1 км<sup>2</sup> и представлено большим количеством (около 100) кварцевых жил, залегающих субмеридионально и круто в эндоконтакте порфировидных гранитов Синюшинского массива. Длина жил – до 50–310 м, мощность – 0,05–0,4 м. Общая длина наиболее перспективных жил средней мощности 0,15 м равна 2126 м. Граниты в приальбандовых частях жил грейзенизированы, наиболее интенсивно – в всячем боку. Жилы выполнены кварцем трех генераций. Основные рудные минералы: берилл, вольфрамит, флюорит, пирит, молибденит, реже шеелит, браннерит, поликраз, ортит, ильменорутит, висмутин в виде мелкой вкрапленности, реже гнезд и тонких прожилков. Забалансовые запасы руды 10 наиболее изученных жил до глубин 56–155 м по категориям  $C_1 + C_2$  равны 54,57 тыс. т,  $BeO$  – 125,03 т (среднее содержание – 0,228%) и  $WO_3$  – 93,53 т (среднее содержание – 0,17%) [235]. Государственным балансом запасы не учитываются.

Месторождение бериллий-молибден-вольфрамовое Белорецкое (Белорецкий Рудник) (П-5-108) контактово-метасоматического и пневматолито-гидротермального генезиса, известно с 1774 г., но как вольфрамоносное установлено В. П. Нехорошевым в 1929 г. Месторождение разведано четырьмя штольнями, множеством канав, расчисток, одиночными скважинами [36, 43]. Руды вскрыты эрозией и горными выработками на глубину до 150 м. На участке месторождения граниты Убино-Белореченского массива контактируют с известняками полатинской свиты. Простирание пород, разрывных нарушений и кварцевых жил – северо-северо-западное с крутым северо-восточным падением. Оруденение связано со скарнами, грейзенами и грейзенизированными гранитами, кварцевыми жилами, сульфидными жилами и прожилками. Кварцевые жилы залегают в гранитах и скарнах, имеют наибольшую мощность (до 0,2–1,5 м). Общее количество кварцевых жил, в разной степени минерализованных, около 100, из них около 75 имеют мощность более 0,1 м. Выделяется менее 20 жил со средними размерами (м): по простиранию – 34, падению – 85, мощности – 0,28. Наиболее рудоносная кварцевая жила имела длину около 100 м и отработана на глубину до 80 м. Общая площадь скарнового оруденения равна 70 тыс. м<sup>2</sup>, грейзенов и грейзенизирован-

ных гранитов – около 5 тыс. м<sup>2</sup> [257]. Скарны, в основном гранат-пироксен-везувиановые, развиты на контакте гранитов с известняками. Длина скарновых тел – первые сотни метров, по падению они прослеживаются до 150–250 м. Основными рудными минералами являются бериллиевый везувиан, шеелит, вольфрамит, пирит, сульфиды Cu, Zn и Pb, флюорит. Главными полезными компонентами являются Be и W.

Грейзеновое оруденение с вольфрамитом известно в приконтактной части гранитов со скарнами. В грейзенах и кварцевых жилах среди рудных минералов отсутствует бериллиевый везувиан, но появляются гельвин (также бериллиевый) и молибденит. Сульфидную жильную минерализацию представляют пирит, гельвин, пирротин, халькопирит, сфалерит, висмутин, тетрадимит, алтаит, галенит. Флюорит образует промышленные концентрации во всех типах руд; в значительных количествах отмечаются Bi, Ag, Au, Pb, Zn. На месторождении обрабатывались до глубины 150 м (уровень долины р. Белая) в основном кварцево-жильные руды. Данные подземных выработок указывают на продолжение руд на глубину без изменения их качества и количества, поэтому их можно уверенно прогнозировать по падению еще как минимум на 150 м. Общее количество добытой руды и металлов неизвестно. В 1964 г. остаток забалансовых запасов в количестве: руды – 378 тыс. т, WO<sub>3</sub> – 0,115 тыс. т (среднее содержание – 0,33 %) сняты с Государственного баланса. Месторождение находится на территории Тигирекского заповедника [43, 342].

К *вольфрамит-кварцевой грейзеновой рудной формации* относятся Верх-Слюдянское вольфрамовое месторождение (I-6-43), Мульчихинское молибден-вольфрамовое месторождение (I-6-84), проявление Пади Гладкой (I-6-127) и несколько пунктов минерализации.

Месторождение вольфрама Верх-Слюдянское (I-6-43) расположено на правом берегу р. Слюдянка в 2–2,5 км северо-западнее с. Верх. Слюдянка в районе горы Щетинкина. Месторождение было открыто в 1941 г. и сразу же было передано для эксплуатации, которая продолжалась до 1959 г. Месторождение не разведано. Разработка начата старателями с поверхности без определенной системы. Последующая подземная разработка (штольнями) до глубины 100 м также проводилась бессистемно. Геологическая документация и опробование при отработке и проходке различных горных выработок были начаты только в 1946 г. Добыча составила 24 тыс. т руды, WO<sub>3</sub> – 428 т [358]. Месторождение приурочено к системе мелких тектонических нарушений зоны Слюдянского разлома и юго-восточному экзоконтакту кварц-диорит-гранодиоритового Берёзовского массива второй фазы усть-беловского комплекса. Рудное поле сложено роговиками и ороговикованными породами маралихинской свиты и антоньевской толщи, прорванными мелкими телами и дайками габброидов усть-беловского, аплитовидных гранитов и гранодиоритов боровлянского комплексов. Ширина ореола ороговикования пород достигает 1,5 км. Отмечаются турмалиновые породы, приуроченные к полям развития кварцевых жил. Рудное поле имеет площадь 5,2 км<sup>2</sup> и состоит из девяти разобнесенных участков: Юго-Западного, Центрального, 2-го Щетинкина, Западного, Бараксановского, Десантного, Сургинского, жилы Торопова и жилы «Мать». Рудные тела (многочисленные кварцевые жилы и жильные зоны)

имеют северо-западное простирание и залегают в роговиках (несколько жил уч. Десантный залегают в гранодиоритах и габброидах, а жила уч. Торопова – в гранитах). Кварцевые жилы приурочены к трем системам трещин: 1) простирание  $280\text{--}310^\circ$ , падение крутое на северо-восток, реже юго-запад; 2) простирание  $350\text{--}10^\circ$ , падение почти вертикальное на запад, реже на восток; 3) простирание  $310\text{--}320^\circ$  с крутым падением на северо-восток. К первой системе трещин приурочены наиболее многочисленные и интересные в рудном отношении жилы.

Рудные кварцевые жилы месторождения сосредоточены в пределах трех участков: Центрального, 2-го Щетинкина и Юго-Западного. Рудные жилы характеризуются изменчивостью мощности (0,01–0,38 м, чаще – 0,03–0,12 м), невыдержанностью по простиранию и падению, ветвистостью и кулисообразным расположением. Протяженность – несколько десятков метров. Выклинивание жил постепенное. Они образуют сложнопостроенные жильные (рудные) зоны, линейно вытянутые в северо-западном направлении. Эти зоны состоят из групп коротких сближенных параллельных жил, объединенных в свиты. Последние имеют длину 300–700 м при ширине от 60 до 200 м. В пределах свит установлено от 35 до 156 жил. Расстояние между отдельными жилами в свите – 3–5 м.

Жилы, залегающие в гранодиоритах, имеют мощность до 0,5 м. Роговики на контактах с кварцевыми жилами турмалинизированы. Турмалинизация роговиков отмечается в пределах всех участков распространения жил. Гранодиориты на контактах слабо грейзенизированы. Кварцевые жилы сложены серым и белым крупнозернистым кварцем, участками имеющим друзовое строение с наличием мелких кристалликов горного хрусталя на стенках пустот. Встречались отдельные кристаллы горного хрусталя размером до 10 см по длинной оси. Кварц двух генераций.

Минеральный состав рудных жил – вольфрамит, шеелит, пирит, халькопирит, берилл, молибденит, кварц, флюорит, турмалин, мусковит. Вольфрамит образует пластинчатые кристаллы размером 0,5–8 см и распределен в жилах крайне неравномерно (от почти полного отсутствия, до гнездообразных скоплений почти чистого вольфрамитового веса до 1800 кг). Шеелит тесно ассоциирует с вольфрамитом (составляя не более 10 % от его количества). Он образует неправильные зерна размером 0,2–1 мм. Молибденит в рудах встречается в виде очень мелкой вкрапленности в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Берилл в жилах визуально наблюдается редко, в виде единичных кристаллов размером до 4 мм. Контакты жил с вмещающими ороговикованными породами четкие, слабо спаянные, что благоприятно для ручной рудо-разборки. Промышленный интерес обычно представляют маломощные жилки (6–8 см), мощность которых с глубиной несколько увеличивается (до 10–12 см). Содержание вольфрамитов в рудных жилах неравномерное и колеблется от сотых долей процента до 10–30 %. Зона окисления развита на всю глубину разработки (100 м). В ней отмечены лимонит, редко – малахит, азурит, тунгстит, вольфрамовые охры. Перспективы месторождения оценивались геолого-геохимическими методами. Установлено выклинивание кварцевых жил на глубине 190–200 м. При оценке бериллиевого оруденения химическим анализом в 56 рудных пробах установлены содержания оксида бериллия

от 0,02 до 0,63 % (среднее – 0,104 %) [358]. Литохимическим опробованием плагиоклаз-биотит-турмалиновых роговиков и жильного кварц из отвалов горных выработок [333] получены содержания: в роговиках – золота 0,002–0,003 г/т, серебра – 0,05–0,06 г/т, лития – 0,05–0,2 %, бора – 0,5–1 %; в жильном кварце – золота 0,02 г/т, серебра – 20,0 г/т, меди – 0,3 %, мышьяка – 0,03 %, вольфрама – 0,15 %, висмута – 0,05 %.

Запасы по состоянию на 1.01.1960 г. были оценены до глубины 150 м в количестве:  $WO_3$  по категориям А + В +  $C_1$  – 221 т,  $C_2$  – 171 т при среднем содержании  $WO_3$  1,78 %. В 1962 г. запасы сняты с баланса как утратившие промышленное значение. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  рудного поля составили: триоксида вольфрама, по геологическим данным, 5,2 тыс. т (по геохимическим данным – 3,1–4,2 тыс. т), бериллия, по геохимическим данным, 1,6–1,9 тыс. т [358].

Проявление молибден-вольфрамовое Пади Гладкой (I-6-127) расположено в 1,6 км от с. Усть-Тулатинка, в правом борту руч. Падь Гладкая. Приурочено к южному эндоконтакту Усть-Тулатинского массива, сложенного лейкократовыми среднезернистыми биотитовыми гранитами с серией линейно вытянутых в юго-восточном направлении узких апофиз аплитовидных и лейкократовых гранитов майорского комплекса. Граниты в южной части массива неравномерно грейзенизированные, окварцованные, содержат рассеянную вкрапленность флюорита и редкую вкрапленность сульфидов. В линейных зонах дробления и окварцевания количество сульфидов в гранитах резко возрастает и достигает 1–2 %. Экзоконтактовая часть сложена алевролитами и песчаниками чарышской свиты с полосой ороговикования (3–4 км) и ореолом вкрапленности флюорита шириной 50–300 м от контакта массива. В зонах интенсивной трещиноватости в роговиках количество флюорита увеличивается и достигает 5–7 %. Поисково-оценочными работами разных лет на проявлении выявлено и опробовано более 100 кварцевых прожилков мощностью 0,04–0,1 м и 35 кварцевых жил мощностью 0,1–3,5 м, отстоящих друг от друга на расстояния 1–10 м. По простиранию жилы прослеживаются от 3 до 110 м. Преобладающее направление жил – северо-западное (аз. пад. 40–60°, угол 60–90°). Кроме кварцевых жил на месторождении выявлены три пегматитовые жилы мощностью 0,4–2,0 м (аз. пад. 30–60°, угол 50–90°) и три зоны грейзенизации. У наиболее мощных кварцевых жил наблюдаются прерывистые маломощные (3–5 см) кварц-мусковитовые грейзеновые оторочки с небольшой примесью флюорита. Из рудных минералов в кварцевых жилах установлены молибденит, вольфрамит, касситерит, шеелит, халькопирит, малахит, азурит, повеллит, флюорит, магнетит, ильменит.

Наибольший интерес представляют четыре значительные по мощности (0,08–3,5 м) и протяженности (31,0–103,8 м) кварцевые жилы с повышенными содержаниями триоксида вольфрама и молибдена (средние соответственно 0,005–0,18 % и 0,06–0,1 %). Кроме того, установлены еще 17 жил и прожилков с высоким содержанием вольфрама (0,1–0,3 %) и в отдельных пробах молибдена – 0,35–1,05 %. Из-за незначительных содержаний триоксида вольфрама и молибдена проявление не может считаться промышленным. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют: триоксида вольфрама – 4 тыс. т, молибдена – 4 тыс. т. Глубина прогноза – 50 м [354, 335].



Другие пункты минерализации вольфрамит-кварцевой грейзеновой рудной формации локализуются в гранитах второй фазы боровлянского комплекса, в экзоконтактной части гранитов данной фазы среди роговиков по образованиям маралихинской свиты и в грейзенизированных гранит-порфирах боровлянского комплекса. Они представлены кварц-турмалиновыми и кварцевыми прожилками мощностью до 8 см северо-западного простирания, иногда образующими зоны прожилков мощностью до 20 м. В зальбандах прожилков развита грейзенизация. В жилах развита вкрапленность вольфрамита и шеелита, размер кристаллов вольфрамита до  $0,8 \times 5$  см. Содержание (%):  $WO_3$  – 0,02–3,23, молибден – 0,01–0,04, висмут – 0,01–0,08, редко – 0,2–0,51 [342, 335].

К *гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой рудной формации* относятся Казанцевское вольфрамовое месторождение (I-6-38), два проявления (I-6-53, 59) и восемь пунктов минерализации вольфрама.

Месторождение Казанцевское (I-6-38) расположено между ручьями Змеиный и Казанцевский – правыми притоками р. Бол. Слюдянка. Месторождение разведано с помощью траншей и канав ( $31\,268\text{ м}^2$ ), шурфов и расщечек (1230 м), подземных горных выработок (120 м), колонкового бурения до глубины 215 м (1960 м) [201]. Рудное поле приурочено к зоне Слюдянского разлома и к северо-восточному экзоконтакту кварцдиорит-гранодиоритового Берёзовского массива усть-беловского комплекса. Размеры рудного поля  $1,4 \times 2,2\text{ км}^2$ . Оно включает два небольших сближенных участка – Казанцевский и хр. Крутой. Рудное поле сложено гранодиоритами усть-беловского комплекса, прорывающими и метаморфизующими осадочные образования маралихинской свиты. ореол контактовых изменений достигает 500–1000 м. Кремнисто-терригенные толщи превращены в роговики и метаморфизованные песчаники. Преобладающими для массива являются трещины северо-западного простирания, к которым приурочены шеелитоносные кварцевые жилы и зоны маломощных кварц-флюоритовых прожилков с вольфрамовым оруденением. Рудоподводящей является ослабленная зона северо-западного простирания. Во вмещающих ороговикованных и метаморфизованных песчаниках, алевролитах и аргиллитах широко проявлены процессы окварцевания и серицитизации с непостоянным присутствием карбоната, хлорита, турмалина, флюорита, пирита и гематита, что позволяет их рассматривать как березитизированные породы. Выделяется три типа оруденения: 1) шеелитовое, связанное с метаморфизованными песчаниками (11 рудных тел); 2) вольфрамитовое, связанное с кварцевыми жилами (11 кварцевых жил) и 3) шеелитовое, связанное с зоной окварцевания в гранодиоритах (четыре рудные зоны).

Оруденение первого типа размещается среди ороговикованных сланцев. Рудные тела имеют сходный минеральный состав (кварц, флюорит, кальцит, пирит, халькопирит, шеелит). Присутствуют также висмутин, берилл, монацит, циркон, пирротин, сфалерит, галенит, церуссит. Содержание триоксида вольфрама колеблется от «следов» до 2,3%. Протяженность тел колеблется от 50 до 135 м, максимальная мощность – 12–35 м (средняя – 2,0 м); глубина подсечения скважинами – 110 м, падение – северо-восточное. Шеелит приурочен в основном к тонким кварцевым прожилкам. Размер зерен – до 0,3 см. Распределение неравномерное. Запасы триоксида вольфрама подсчитаны по

категории  $C_1$  и составляют 199 т. Рудные тела второго, кварцево-жильного типа можно сгруппировать по мощности жил: 1) жилы мощностью 0,01–0,70 м и 2) от 1 до 14 м. Первые, как правило, в виде «свит» – прожилки различной ориентировки образуют штокверковые зоны протяженностью первые сотни метров. Мощные жилы часто не выдержаны по простиранию, расщепляются на апофизы. Ширина зон не превышает 20–24 м. В молочно-белом и сером кварце обычно присутствуют вольфрамит, берилл, висмутин, гематит. Наиболее богатой по вольфрамовому оруденению является IV «свита». Эта жильная зона субширотного направления имеет длину 500 м, ширину – 25 м. Несколько субпараллельных сближенных кварцевых жил мощностью до 20 см несут шеелитовую минерализацию. Шеелит тяготеет к зальбандам и имеет размеры зерен до 0,5–1,2 см. Содержание  $WO_3$  колеблется от 0,01 до 5,15 %. Этот тип оруденения из-за низкого содержания  $WO_3$  при малой мощности жил практического интереса не представляет.

Наиболее обогащена бериллием и висмутом VIII «свита». Это сложно-построенная жильная зона длиной 200 м (длина жил не более 50 м), прослеженная на глубину до 35 м. Мощность кварцевых жил 0,1–0,5 м (средняя 0,2 м). В жилах установлен берилл (столбчатые кристаллы длиной до 3–4 см, нередко в виде щеток), пирит, лимонит, малахит, бисмутит, флюорит. В одной протолочке установлено два знака золота. Содержание оксида бериллия – от «следов» до 1 %; висмута – до 0,87 %, а в единичных пробах – до 1,90 %, триоксида вольфрама – до 0,25 %.

Третий тип связан с зонами окварцевания в гранодиоритах. Наиболее типичной и представляющей определенный промышленный интерес является рудная зона № 5 (уч. хр. Крутой). Прослеженная длина – 620 м, ширина – 100 м. Выклинивание установлено только на северо-западном ее окончании. Рудное тело крутопадающее представлено зоной дробления в гранодиоритах, залеченной многочисленными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Длина – 100 м; средняя протяженность по падению – 50 м; мощность от 0,7 до 2 м (средняя 1,28 м). Кварц-карбонатные жилы содержат шеелит (вкрапленность и линзочки размером до 0,3 м), флюорит (скопления в виде гнезд размером до 5 см), пирит, халькопирит, кальцит. Находки вольфрамита в кварцевых прожилках единичны. Содержание триоксида вольфрама – до 0,82 %. Запасы триоксида вольфрама категории  $C_1$  – 21,5 т.

По всем типам руд до глубины 120 м подсчитаны запасы категории  $C_1$ : руды – 76 тыс. т, триоксида вольфрама – 222 т, при среднем содержании 0,28 % [201]. Запасы не утверждены, вначале учитывались как забалансовые, но были сняты с балансового учета в 1958 г., как утратившие промышленное значение. Прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории  $P_2$  оценены: по геологическим данным – 7,6 тыс. т, по геохимическим данным – 7,8–8,3 тыс. т до глубины 200 м [358]. Месторождение имеет незначительные масштабы вольфрамового оруденения при наличии руд с бедным содержанием главного компонента, поэтому проведение дальнейших геологоразведочных работ является нецелесообразным. Большинство других проявлений и пунктов минерализации этой рудной формации проявляет отчетливую парагенетическую связь с массивами и дайковыми телами боровлянского гранодиорит-гранитового комплекса.

Проявление вольфрама горы Шубная (I-6-59) находится в ороговикованных терригенных породах маралихинской свиты, где вскрыта кварц-карбонат-турмалиновая жила с редкой минерализацией флюорита. Мощность жилы – 1–5 м. Содержание триоксида вольфрама – до 12 %. В шлихах из рыхлых отложений содержание шеелита доходит до 1,84 г/т. Общая протяженность участка около 3 км, ширина 200 м. Прогнозные ресурсы проявления по категории P<sub>2</sub> – 810 т [358]. Среди ороговикованных пород антоньевской толщи (ПМ II-3-26) локализована зона дробления, сцементированная кварц-карбонатным материалом. Размеры рудного тела 0,2 × 100 м. Шеелит встречается в виде неправильных гнезд и линзочек. Содержание (%): триоксида вольфрама – 0,01–0,6, в единичных пробах: молибден – до 0,01, бериллий – 0,001–0,01, олово – сл.

На проявлении вольфрама участка Сибирячонок (I-6-53) среди сланцев антоньевской толщи локализовано множество маломощных (5–20 см) кварцевых жил, ориентированных субмеридионально и субширотно, содержащих бедную вкрапленность флюорита, пирита, шеелита, берилла, вольфрамита, галенита, арсенопирита. В бороздовых пробах из кварца химическим анализом определено содержание триоксида вольфрама – 0,22–0,23 %, во вмещающих кварцевую жилу породе – 0,01–0,09 %. Спектральный анализ показал (%): вольфрам – до 1, бериллий – 0,1, олово, никель, ванадий, барий, цирконий – 0,03, свинец – 0,01. В шлихах из делювия установлено: шеелита – до 153 г/м<sup>3</sup>, вольфрамита – до 0,7 г/м<sup>3</sup>. По данным детальных геофизических работ (магниторазведка, ВЭЗ) на участке развития кварцевых жил предполагается наличие гранитного купола на глубине 50–100 м. Прогнозные ресурсы не подсчитывались [335]. Отдельные проявления и пункты минерализации вольфрама, выявленные среди метаморфизованных терригенных пород суеткинской, чарышской, маралихинской свит и антоньевской толщи не обнаруживают видимой связи с магматическими комплексами.

**Олово.** На площади листа выявлено три проявления и три пункта минерализации олова, относящихся к *оловорудной кварцево-грейзеновой рудной формации*.

Проявление Первенец (II-4-57) выявлено в долине р. Золотуха в районе с. Успенка. Оруденение приурочено к зоне тектонических брекчий по кремнисто-глинистым сланцам каменевской свиты, сцементированных турмалин-кварцевым материалом. Зона прослежена по простиранию на 370 м. Турмалин-кварцевый цемент содержит невидимую рассеянную вкрапленность касситерита, магнетита, ильменита и очень редко висмутита. В пределах зоны выделяется два разобщенных участка с промышленным содержанием. Участок № 1: протяженность – 65 м, средняя мощность – 0,75 м, среднее содержание Sn – 0,17 %. Участок № 2: протяженность – 19 м, средняя мощность – 0,74 м, среднее содержание Sn – 0,29 %. Общие запасы олова до глубины равной 1 : 4 протяженности составляют 9,04 т. Предполагается, что проявление связано с интрузивом волчихинского или синюшинского комплекса. Рудопоявление бесперспективно [42, 342].

Проявление олова Хуторское (I-6-126) расположено в 5,5 км восточнее с. Усть-Тулатинка и находится в зоне эндо-экзоконтакта Усть-Тулатинского

массива лейкогранитов майорского комплекса, расположенного в зоне Чарышско-Теректинского разлома. Площадь сложена мелко-среднезернистыми аплитовидными лейкогранитами, которые на удалении от контакта (200–250 м) постепенно переходят в биотитовые средне-крупнозернистые лейкограниты. Породы интенсивно катаклазированы. Гранитоиды массива прорывают сильно ороговикованные песчаники и алевролиты чарышской свиты, в которых заметно интенсивное окварцевание, развиты кварц-лимонитовые прожилки. Выявлены две апофизы аплитовидных лейкогранитов протяженностью 80 и 100 м, вытянутых в юго-восточном направлении. Контакт массива в целом пологий (20–30°), контакты апофиз крутые (80–90°). В северной апофизе вскрыта зона окварцевания и катаклаза мощностью 1,5–2,5 м, прослеженная на 90 м. Кварц, составляющий до 70 % объема, развит по трещинам отдельности и образует крупные гнезда. Окварцевание в виде тонких прожилков захватывает всю массу гранитоидов. В кварце и в катаклазированных лейкогранитах развита бедная минерализация халькопирита, малахита и азурита. Околорудные изменения выразились в брекчировании окварцевании и грейзенизации. Мощность зон околорудного изменения – 5–7 м.

В центральной части апофизы присутствуют аплит-пегматоидные выделения мощностью до 1–2 м и протяженностью 20–50 м, вытянутые согласно с простиранием апофизы (320°). В аплит-пегматитах наблюдаются кристаллы касситерита размером 1–3 мм. Выделено три вертикальных жилообразных рудных тела северо-западного простирания протяженностью от 30 до 100 м (средняя 70 м), мощностью от 1 до 2,5 м (средняя 2 м). Минеральный состав руд – касситерит, вольфрамит, шеелит, халькопирит, пирит, малахит. Касситерит образует изолированные зерна с алмазным блеском размером до 3 мм. Содержание (%): олово – 0,001–1,5 (среднее 0,3), WO<sub>3</sub> – 0,01–0,05, оксид бериллия – 0,048–0,22, цинк – 0,05–0,2, медь – 0,01–0,2, свинец – до 0,1, молибден – 0,001–0,03, висмут – 0,002–0,03, мышьяк – 0,01, сурьма – 0,005, ниобий – 0,002–0,05, пентооксид ниобия – 0,002–0,013, пентооксид тантала – 0,0005–0,008, фтористый кальций – 1–3; серебро – до 30 г/т. Прогнозные запасы оценены в количестве: олово – 2 тыс. т (среднее содержание 0,3 %), WO<sub>3</sub> – 1 тыс. т (содержание – от 0,01 до 0,05 %). Участок рекомендован для дальнейшего изучения, прослеживания рудных тел на глубину, по простиранию и под покровом роговиков в эндоконтакте Усть-Тулатинского гранитного массива [354].

Проявление олова Хуторское (I-6-126) расположено в 4 км восточнее с. Усть-Тулатинка. Размеры участка: длина – 300 м, ширина – 100 м, площадь 0,03 км<sup>2</sup>. Проявление находится в эндо- и экзоконтакте лейкогранитов Усть-Тулатинского массива. Проявление приурочено к зоне контакта массива, осложненного зонами дробления и окварцевания. Контакт массива четкий, рвуший, волнистый, угол падения плоскости контакта массива меняется от 50 до 80°. Участками контакт вертикальный и совпадает с падением песчаников (азимут простирания – 30°, падение – вертикальное). Боковые породы раздроблены, окварцованы, грейзенизированы. Мощность зон изменения – 10–30 м. Песчаники чарышской свиты на контакте интенсивно ороговикованы, участками брекчированы, смяты в мелкие складки. Окварцевание в песчаниках распространяется на 10 м и более. Местами в песчаниках заметны скопления флюо-

рита. В лейкогранитах на контакте наблюдается зона закалки мощностью 0,05–3,0 м, представленная мелкозернистыми и аплитовидными породами. Лейкограниты на контакте также интенсивно окварцованы, брекчированы, с вкрапленностью флюорита. Вблизи контакта степень окварцевания и количество сульфидов меди увеличиваются. Здесь же развиты гнезда гранитов пегматоидного сложения, имеющих зональное строение и значительную примесь (5–7%) лимонитизированного пирита. Участками в лейкогранитах наблюдаются мелкие грейзенизированные гнезда. Аналогичная зона окварцевания с сульфидами меди установлена в 100 м северо-восточнее в гранитах. Простираение зоны – 330°, протяженность – 120 м, мощность – до 1 м. Всего по результатам опробования выделено два рудных тела мощностью от 1 до 2 м. Минеральный состав – касситерит, халькопирит, пирит, малахит, азурит, лимонит, флюорит. Содержание (%): олово – 0,001–0,5 (среднее – 0,3), вольфрам – до 0,1, медь – 0,01–0,5, свинец – 0,001–0,05, цинк – 0,1–1,0, молибден – 0,001–0,02, висмут – 0,0005–0,01, фтористый кальций – 1–3, ниобий – 0,003–0,03, бериллий – 0,001; серебро – 1–100 г/т. Прогнозные ресурсы не подсчитывались, но проявление совместно с участком Хуторской рекомендовано для дальнейшего изучения, прослеживания рудных тел на глубину под покровом роговиков чарышской свиты [354].

Пункты минерализации олова оловорудной кварцево-грейзеновой формации выявлены также в пегматитах с убогой вкрапленностью галенита и касситерита, локализованных среди грейзенизированных гранитов боровлянского комплекса.

**Ртуть.** Ртутная минерализация, в виде киновари, в коренном залегании выявлена в единичных пунктах минерализации в южной части Чарышско-Чуйской СФЗ. Последние относятся к телетермальному типу кварцево- и карбонатно-киноварной формации и локализуются здесь в карбонатно-терригенных и вулканогенно-осадочных породах ордовика–девона.

В пункте минерализации Сухой Лог (II-5-68) редкая прожилково-вкрапленная киноварная минерализация контролируется тектоническими нарушениями северо-западного простирания и связана с окварцованными маломощными (0,03–1 м) участками в известняках полатинской свиты (S<sub>1</sub>). Протяженность общей зоны оруденения – до 110 м, при мощности до 30 м. Содержание Hg – 0,001–0,14%. Аналогичные пункты минерализации ртути представлены редкой вкрапленностью киновари в кварцевых, кварц-кальцитовых и кальцит-сидеритовых прожилках, секущих известняки, конгломераты и вулканогенно-осадочные породы. Содержание ртути – до 0,001–0,01%. Повышенные концентрации ртути (0,00002–0,002%) установлены в единичных проявлениях меди и серебра, в золото-сульфидных рудах Буяново-Слюдянского прииска №1 (I-6-30) и в пунктах минерализации меди и мышьяка. Аномальные содержания ртути связаны с зонами тектонического дробления и окварцевания в терригенно-карбонатных породах и гранитоидах.

Киноварь часто отмечается в шлихах по горным ручьям и речкам почти всей южной части Чарышско-Чуйской СФЗ. Шлиховые ореолы и потоки киновари с содержанием до 100 знаков выявлены здесь на площади распространения карбонатно-терригенных пород ордовика–силура. Ореолы и потоки

контролируются зоной Тулатинского разлома [43, 342]. В Чарышско-Талицкой СФЗ киноварь встречается в шлиховых ореолах. Содержание киновари – от единичных знаков до 10 зерен. Ореолы и потоки контролируются оперяющими тектоническими нарушениями Чарышского, Слюдянского, Мало-Башчелакского и других разломов. На площади смежного листа М-45 западная граница субмеридиональной Сибирячихинской золото-сурьмяно-ртутной рудной зоны [44] проходит вблизи восточной рамки листа М-44, что, видимо, находит отражение в наличии здесь шлиховых проб с киноварью.

**Висмут.** Висмутовое оруденение в промышленных концентрациях зафиксировано только в полиметаллических и комплексных жильных кварцевольфрамитовых месторождениях (вольфрамовая кварцево-жильная сульфидная формация – Осокинское, Колыванское, Мульчихинское месторождения), молибден-вольфрамовых кварцево-грейзеновых (Очаровательное-I, II) в качестве попутного металла. Описание месторождений вольфрамовой кварцево-жильной сульфидной формации приведено в разделах «Молибден» и «Вольфрам».

**Сурьма.** Повышенные концентрации сурьмы (до 0,36–0,62 %) установлены в рудах полиметаллически-колчеданных месторождений и в многочисленных пунктах минерализации меди, полиметаллических руд, золота, серебра, висмута, олова кварцево-жильного типа. Наиболее высокие содержания сурьмы (до 0,1–1,0 %) установлены в рудах Старо-Чагырского (I-6-112), Ново-Чагырского (I-6-116) проявлений серебро-полиметаллической березитовой рудной формации и ряде проявлений золото-сульфидно-кварцевой формации, что обусловлено наличием в составе комплексных руд сурьмяносодержащих блеклых руд. В единичных выявленных первичных и вторичных литохимических ореолах содержание сурьмы не превышают 0,002–0,003 %. Перспективы площади на сурьму оцениваются отрицательно.

#### РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Бериллий.** Бериллиевое оруденение установлено в рудах четырех малых месторождений, 12 рудопроявлений и ряде пунктов минерализации и представлено тремя рудными формациями: флюорит-берилловой грейзеновой, берилл-редкометалльных пегматитов и шеелитовой (с Be и Mo) скарновой. Характеристика бериллиевой минерализации, относящейся к последней из перечисленных формаций, дана при описании двух комплексных бериллиевольфрамитовых месторождений (Кремлевское и Белорецкий Рудник) в разд. «Вольфрам».

На юге Чарышско-Чуйской СФЗ выявлено малое месторождение (II-6-70) и два пункта минерализации *формации берилл-редкометалльных пегматитов* (II-6-75 – Верхне-Харьковское 2).

Месторождение бериллия Тигирекское (II-6-70) расположено в верховьях р. Мал. Тигирек на горе Разработанная, занимая ее вершину и восточный склон. В 1932–1934 гг. из поверхностных горных выработок и в штольне было до-

быто 970 кг берилла и уникальный кристалл величиной около 1,5 м [226]. Район месторождения сложен среднезернистыми лейкогранитами третьей фазы синюшинского комплекса. В приконтактных зонах с пегматитовыми телами граниты альбитизированы и грейзенизированы. Выявлено 15 пегматитовых тел разной величины. Мощность зон грейзенизации – до 15 м. Наиболее крупное тело № 1 имеет штокообразную форму, длину 14 м, мощность 4–9 м, падение на восток под углом 28–64°. Берилл грязно-зеленого и, как исключение, чистого голубовато-зеленого (аквамарин) цветов правильной формы, но сильно трещиноватый. Забалансовые запасы: руды – 1,4 тыс. т (среднее содержание BeO – 0,036%) и BeO – 0,5 т с Государственного баланса сняты. В пегматитах выявлено повышенное содержание U (0,03%) и Th (0,01%). Возможно извлечение музейных и выставочных кристаллов берилла [342].

*Флюорит-берилловая грейзеновая формация* представлена на площади Алейским (II-4-9) проявлением в Рудно-Алтайской СФЗ и Шангинским (II-6-23) проявлением в Чарышско-Чуйской СФЗ.

Проявление бериллия и лития Алейское (II-4-9), как и ряд геохимических аномалий подобного состава, пространственно (и генетически) связано с гранитоидами Устьянского массива устьянского комплекса. Оно представлено бериллом, лепидолитом, реже вольфрамитом, халькопиритом и галенитом, залегает в грейзенах и грейзенизированных породах, приуроченных к эндоконтактной части слабо эродированного массива [42]. Эта зона прослежена в северо-западном направлении на 500 м, ширина ее на северо-западном фланге – 20 м, на юго-восточном – 100 м; в юго-западном направлении она не оконтурена. Содержание BeO колеблется от 0,005 до 1,77%, среднее содержание по зоне – 0,029%. Среднее содержание Li – 0,2%. Рудопроявление и наиболее интенсивные геохимические аномалии Be и Li размещаются в полосе вдоль Новониколаевского разлома протяженностью около 19 км и объединены в Верхне-Устьянскую перспективную площадь. Прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> на участке проявления с протяженностью зоны – 0,5 км оценены в количестве (тыс. т): руда – 7800, BeO – 2,26, Li – 15,6, категории P<sub>2</sub> – в контактах геохимических аномалий протяженностью 14 км в количестве (тыс. т): руда – 80 000, BeO – 23, Li – 160 [42].

Проявление Шангинское (II-6-23) флюорит-берилловой грейзеновой формации расположено в северном эндоконтакте Майорского гранитного массива в поле грейзенизации. Берилл отмечается в виде бесцветных полутаблитчатых, полупризматических изолированных кристаллов или кристаллических агрегатов размером 0,25 × 3,6 мм. Флюорит в виде ксеноморфных бесцветных или слабо фиолетовых кристаллов распределен в породе неравномерно (от 5 до 25%). Содержание (%): BeO – 0,15–0,5; W<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,05–0,45; CaF<sub>2</sub> – 4,53–11,81; Sn – 0,002–0,2; As – 0,01–0,05 [342].

**Литий.** Выявлены три пункта минерализации лития с неустановленной формационной принадлежностью. Северо-западнее Верх-Слюдянского вольфрамового месторождения в роговиках и в окварцованных, турмалинизированных и пиритизированных серицит-кварцевых сланцах маралихинской свиты спектральным анализом выявлены повышенные содержания: лития –

0,15 %, бериллия – 0,03 %, молибдена – 0,003 % и бора – 0,5 %. В южной части площади листа в измененных лейкогранитах Усть-Тулатинского массива майорского комплекса установлены повышенные содержания: лития 0,3 %, иттрия 0,015 %, золота 0,01 г/т [342].

**Тантал, ниобий.** К *редкометалльной апогранитовой рудной формации* относится один пункт минерализации тантала и ниобия (II-5-47). Редкометалльная минерализация выявлена в альбитизированных гранитах Синюшинского массива на водоразделе рек Мал. Белая и Белая [43]. Здесь установлены повышенные содержания (%): тантала – 0,01–0,05, ниобия – 0,005–0,07, меди – 0,01–0,02, цинка – до 0,1, олова – до 0,01, бериллия – до 0,001, серебра – до 5 г/т.

Минерализации ниобия (II-6-52) *редкометалльной пегматитовой формации* локализуется в телах пегматитов размером до 4 × 5 м среди лейкократовых гранитов Тигирекского массива и приурочена к зоне кварц-микроклинового пегматита с редкими кристаллами ильменорутила. Содержание (%): Nb – 0,01; Be – 0,001; Yb – 0,001; Sn – 0,003; Ti – 1; Mn – 1.

**Редкие земли.** В северо-восточной части территории в пределах Чарышско-Талицкой СФЗ выявлены 10 малых непромышленных россыпей редких земель редкометалльно-россыпной формации, представленных преимущественно монацитом.

Монацитовые россыпи в долине р. Бащелак находятся в пределах Боровлянского гранитоидного массива боровлянского комплекса. Наибольший интерес представляют россыпи: руч. Мутный (I-6-81), руч. Крутиха (I-6-100), р. Бащелак (I-6-114), руч. Кривой (I-6-115) и руч. Пучкин (I-6-117) и россыпь р. Гремучая (I-6-49), по которым в свое время был проведен подсчет запасов монацита, церита, ксенотима. С сентября 1946 по 24 марта 1947 гг. старательскими артелями треста «Ойротзолото» было добыто из россыпи руч. Кривой 5,516 т монацитового концентрата. К началу 1949 г. из россыпей ручьев Кривой, Пучкин и Мокрый было добыто 12,4 т церитового концентрата [335]. Ниже приводится описание типовой россыпи руч. Кривой.

Россыпь руч. Кривой (I-6-115) долинная и террасовая с погребенным тальвегом. Монацит сконцентрирован в древней долине и в современном долино-русловом аллювии. Протяженность – 3 км, ширина – 200–400 м, мощность песков – 3–5 м, торфов – 2–15 м, содержание монацита в песках – 420 г/т, в торфах – 4–20 г/т, запасы в песках – 492,8 т, в торфах – 17,8 т. Крупность зерен – до 1–2 мм. Состав монацита:  $P_2O_5$  – 26,72 %,  $CeO_3$  – 5,78 %, Th – 5,15 %, редкие земли – 63,75 %. Это современная долинная россыпь, возникшая за счет перемыва склоновых и древнеаллювиальных отложений, узкая, легкодоступная. Содержание монацита в ней достигало 10 кг/т. Россыпь частично обрабатывалась старателями. Добыто 12,4 т концентрата. Запасы категории С<sub>1</sub> (т): монацита в песках – 492,8, в торфах – 17,5; оксида тория – 26,3; категории С<sub>2</sub>: церита – 450,2 т, геологические запасы: ксенотима – 13,87; оксида иттрия – 8,52 [335]. Запасы россыпных месторождений редких земель Госбалансом не учитываются.



## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Оруденение благородных металлов в районе представлено золотом, серебром, платиной.

**Золото** в регионе содержится в эндогенных, россыпных и техногенных месторождениях и проявлениях, а также в месторождениях и проявлениях кор выветривания. В коренном залегании золото встречается в рудах 11 месторождений, 44 проявлений и 52 пунктов минерализации. Выявлено девять малых и девять непромышленных россыпей. Наиболее разнообразны типы эндогенного оруденения золота.

**Золото коренное.** Коренные месторождения золота представлены рудами колчеданно-полиметаллической, серебряно-золото-адуляр-кварцевой, золото-рудной сульфидно-кварцевой, золоторудной кварцевой, золоторудной скарновой формаций и золотоносной кор выветривания. Промышленное значение имеют месторождения золотосодержащей колчеданно-полиметаллической и серебряно-золото-адуляр-кварцевой формаций, а также золотоносные коры выветривания.

В промышленных концентрациях золото выявлено в комплексных рудах всех месторождений *колчеданно-полиметаллической формации* Рудно-Алтайского металлогенического пояса (зоны) и, в первую очередь, в месторождениях золото-серебро-барит-полиметаллической подформации. Золото в них присутствует преимущественно в виде изоморфной примеси в сульфидах, входит в состав серебра (электрум) и свободном виде. Государственным балансом учитываются запасы золота в Рубцовском рудном районе на месторождениях: Рубцовское (1753 кг), Степное (1975 кг), Захаровское (1317 кг), Таловское (895 кг); в Змеиногорском рудном районе – на Змеиногорском (9975 кг), Среднем (9268 кг), Корбалихинском (8645 кг), Лазурском (2637 кг), Масленском (275 кг) месторождениях и в Золотушинском рудном районе на месторождении Юбилейное (702 кг). Общие запасы золота этих месторождений составляют около 50 т. В 2013 г. из месторождений полиметаллических руд (Рубцовское, Зареченское, Степное, Корбалихинское месторождения) добыто 899,1 кг золота и 69,2 т серебра.

Руды золото-серебро-барит-полиметаллической подформации, в которых золото является профилирующим полезным ископаемым, выявлены в Змеиногорском (II-5-61), Петровском (II-5-52), Майском (II-4-7) и Крючковском (II-4-80) месторождениях. Типовым месторождением для формации является крупное Змеиногорское месторождение.

Месторождение Змеиногорское (II-5-61) золото-серебро-барит-полиметаллических руд открыто в 1725 г. рудознателями Костылевыми как меднорудное. С перерывами эксплуатировалось до 1968 г. как меднорудное, серебрянорудное, золотосодержащее, золоторудное, полиметаллическое золото-серебросодержащее. Законсервировано в 1972 г. Рудное поле сложено вулканогенно-осадочными породами мельничной свиты. Его структура представляется в виде моноклинали северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 40–50°, осложненной Главным сбросо-сдвиговым разломом

северо-северо-восточного простирания, ограничивающим с запада промышленное оруденение. На месторождении развиты пострудные круто падающие дайки долеритов субширотного и северо-восточного простираний. Околорудные изменения: хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты, баритизация, карбонатизация.

Эндогенная рудная зона месторождения делится на нижнюю, среднюю и верхнюю подзоны. Нижняя и средняя подзоны представлены полиметаллическими (медно-свинцово-цинковыми) рудами, верхняя (снизу вверх): полиметаллическими, золото-серебро-барит-полиметаллическими и баритовыми. Верхняя подзона, в значительной степени эродированная, представлена залежью Большого разноса и мелкой Комисской залежью, разобщенными по простиранию. Она характеризуется промышленными запасами руд. Средняя – непромышленными. Нижняя может представлять практический интерес. На месторождении сформировались три россыпи золота, известные с 1935 г. Полиметаллическое оруденение прожилковое и прожилково-вкрапленное, в нижней подзоне – штокверковое. Золото-полиметаллические руды прожилкового типа кварц-барит-сульфидного состава связаны с гидротермально-осадочными кварцитами, в верхней части обнажающимися и прослеживающимися по простиранию до 390 м (мощность до 100 м), при полном выклинивании на глубине 220 м. Золото-серебро-барит-полиметаллические руды (в основном сплошные) залегают на золото-полиметаллических рудах, прослеживаясь по простиранию на уч. Большого Разноса на 220 м при мощности до 20 м. На глубине 210 м они выклиниваются.

Баритовые руды, залегая на золото-серебро-барит-полиметаллических, венчают верхнюю рудную подзону. Их мощность достигала нескольких метров. Полиметаллические руды бедные во всех подзонах, содержания составляют (%): Cu – 0,2–0,6, Pb – 1,2–1,52, Zn – 1,87–2,37, Au – 0,1 г/т и Ag – 822 г/т; в золото-полиметаллических и золото-серебро-барит-полиметаллических (%): Cu – 0,17 и 1,2, Pb – 0,85 и 5,5, Zn – 1,64 и 7,08–8,3, Au – 2,0 и 5,3 г/т, Ag – 29,0 и 435–680 г/т. Баритовые руды содержат  $BaSO_4$  – 92,45–99,22 %, а также самородное золото – до 3–5 г/т. Au и Ag на месторождении связаны с двумя стадиями образования: полиметаллической в рудах и борнито-серебряной в микрокварцитах [302]. Главная масса золота сосредоточена в поздних кварцевых жилках, секущих кремнистые породы. Золото-серебро-барит-полиметаллические и баритовые руды отработаны. Неотработанными являются полиметаллические и золото-полиметаллические руды, часть которых может быть предметом добычи в будущем. С 1951 по 1968 г. на месторождении было добыто 123,8 тыс. т руды, из которой получено: свинца 1,17 тыс. т, цинка 2,22 тыс. т, меди 0,873 тыс. т, золота 372,5 кг, серебра 11,34 т (Акт консервации карьера, 1972 г.).

Госбалансом запасов полезных ископаемых учтены по Змеиногорскому месторождению по категориям В+С<sub>1</sub>/С<sub>2</sub>: медь – 9,4/2,4 тыс. т, свинец – 51,2/15,3 тыс. т, цинк – 77,5/25,4 тыс. т, золото – 8296/1679 кг, серебро – 146,2/76,7 т, при средних содержаниях (% , г/т): 0,21/0,17, 1,16/1,09, 1,76/1,80, 2,194/1,30, 35,31/38,27 соответственно. Забалансовые запасы составляют: медь – 4,9 тыс. т, свинец – 10,5 тыс. т, цинк – 27,0 тыс. т, золото – 7334 кг,

серебро – 150,8 т, при средних содержаниях (% , г/т): 0,08, 0,19, 0,50, 1,21, 25,3 соответственно.

С разрабатываемыми и отработанными месторождениями колчеданно-полиметаллической формации связаны два техногенных месторождения, а также шлаковые отвалы Локтевского медеплавильного и Колывано-Воскресенского серебро-медеплавильного заводов, в которых Au и Ag присутствуют в промышленных содержаниях.

Месторождение золота Первое техногенное (П-5-48) находится в долине р. Корболиха у юго-восточного склона Заводских сопок, где в 1904–1955 гг. работала первая золотоизвлекательная фабрика. Оно представляет собой эфельные хвосты флотации – тонкоизмельченные илы и пески, состоящие на 68 % из частиц размером 0,1 мм. Исходным материалом служили окисленные и сульфидные руды Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения. В настоящее время в хвостах находится: Au – 931,9 кг (среднее содержание – 2,09 г/т), Ag – 16,3 т (среднее содержание – 36,72 г/т). Запасы металлов, доступные для отработки: Au – 744 кг, Ag – 12,8 т классифицируются по категории P<sub>1</sub> [302].

*Серебряно-золото-адуляр-кварцевая рудная формация.* На левобережье р. Чарыш – в нижней части бассейнов его левых притоков – рек Поперечная, Локтевка и Кукуйка выявлено одно месторождение, три проявления и 15 пунктов эпипермальной серебро-золоторудной минерализации. В структурном плане эти объекты образуют Новофирсовский рудный узел, приуроченный к Новофирсовско-Акимовской вулкано-тектонической структуре. Типовым объектом серебряно-золото-адуляр-кварцевой рудной формации является Новофирсовское месторождение (I-5-32).

Месторождение Новофирсовское (I-5-32) представлено двумя зонами субмеридиональной ориентировки раздробленных вулканитов, интенсивно аргиллизированными, пронизанными разно ориентированными прожилками и гнездами кварцевого, барит-кварцевого, кварц-адулярного состава, а также халцедоновидного кварца и халцедона, образующими штокверк. Адуляр образует прожилки мощностью 0,5–2 мм, а также встречается в виде гнезд и вкрапленности размерами от 2 до 10 мм. Мощность зон – от 10 до 18 м, протяженность по простиранию – более 200 м. Местами отмечаются кварциты с тонкой рассеянной вкрапленностью сульфидов. Выделены три рудные стадии минерализации: галенит-сфалерит-кварцевая, золото-кварцевая (продуктивная) и кобальтиновая [189, 5, 151]. Установлен пульсационный характер золоторудного процесса и синхронного с рудоотложением метасоматоза, сопровождающегося эксплозивными процессами и неоднократным отложением самородного золота различной пробы в колломорфно-полосчатых кварцевых жилах. В золотоносном кварце содержатся тонкие (0,001–0,002 мм) включения барита, кристаллизация которых происходила совместно с самородным золотом.

Основная сульфидная минерализация локализуется в аргиллизитах с обильными каолинитом и иллитом и в жильных образованиях. Она представлена пиритом, реже галенитом, сфалеритом, халькопиритом, валлериитом, кубанитом, герсдорфитом, самородным золотом, аргентитом. Отмечается увеличение количества галенита и сфалерита вниз по падению минерализо-

ванных зон. Содержания золота в зоне мощностью 40 м варьируют от 0,1 до 107 г/т (среднее 3,39 г/т), серебра – от 3 до 150 г/т. Среднее отношение в рудах  $Au : Ag = 1 : 20$ . На Новофирсовском месторождении, проявлении Сурич 2 и других участках Новофирсовского рудного узла проявлено эпitherмальное оруденение высокосульфуризованного (HS) типа. На его присутствие указывают широкое развитие барит-кварцевых агрегатов и кавернозных вторичных кварцитов с алунином, наличие кварц-алунитовых агрегатов в туфоалевролитах, теллуриды Au и Ag. Месторождения с оруденением HS-типа обнаруживают генетическую связь с базитовой магмой и на глубине могут сменяться оруденением порфирирового типа. В Новофирсовском рудном узле широко распространены позднедевонские кварцевые диорит-порфириды мантийного происхождения, что, во-первых, свидетельствует о крупных масштабах магматизма этого возраста, а во-вторых, дает основание обнаружить на глубине золото-меднопорфирировое оруденение [57].

Новофирсовское месторождение разрабатывается методом кучного выщелачивания, в 2013 г. был добыт 961 кг золота. Государственным балансом на 1.01.2014 г. учтены по категориям  $C_1 + C_2$  запасы золота в количестве 5,3 т (при среднем содержании 1,5 г/т) и 14,8 т серебра (при среднем содержании 4,2 г/т) [325].

*Золоторудная сульфидно-кварцевая формация* представлена одним малым месторождением, 15 проявлениями и многочисленными пунктами минерализации. В пределах Рудно-Алтайской СФЗ перспективные объекты этой рудной формации, включающей малое отработанное Сургутановское месторождение, два проявления и один пункт минерализации, размещаются в полосе шириной более 0,5 км в юго-восточной части территории вдоль Раздольнинского разлома. Протяженность этой полосы – около 6,5 км. Она сложена осадочными и вулканогенными образованиями верхнекаменевской подсистемы и субвулканическими интрузивами каменевского комплекса. Золото и серебро с содержанием соответственно до 8 и 162 г/т ассоциируют как с медным, так и с полиметаллическим жильно-прожилковым, штокверковым оруденением, приуроченным к зонам дробления и рассланцевания северо-западного простирания. Они сопровождаются окварцеванием, серицитизацией и, в меньшей степени, баритизацией [320]. В прожилках барита отмечается высокое содержание (до 540 г/т) Ag. Типовая характеристика оруденения *золоторудной сульфидно-кварцевой формации* приводится ниже, при описании Мурзинского месторождения.

*Золото-скарновая формация* представлена в Мурзинском рудном поле – месторождение Мурзинское-I (I-5-73), а также тремя малозначительными проявлениями и пунктами минерализации, расположенными в пределах Ханхаринского рудного узла и Северо-Восточной зоны смятия. Скарновые тела протяженностью до 0,3–2 км, при ширине до 7–40 м, с сульфидным оруденением встречаются в экзоконтакте гранитов усть-беловского, боровлянского и синюшинского комплексов. Содержание металлов (г/т; %): Au – 0,3–5,8; Ag – 2–620; Pb – до 5; Cu – до 2,94.

Золото-сульфидно-кварцевый и золото-скарновый тип оруденения присутствуют на эксплуатируемом Мурзинском месторождении, однако основную

ценность месторождения представляет кора выветривания, развитая по золото-сульфидно-кварцевым и золото-скарновым рудам.

На месторождении Мурзинское-1 (I-5-73) золото-сульфидно-кварцевый тип представлен жилами и жильными зонами среди роговиков и скарнов, наиболее интенсивно проявлен на уч. Лога Рудный. В вершине лога вскрыта мощная (более 30 м), кварцево-жильная зона с несколькими кварцевыми жилами мощностью до 1,5 м и сопровождающим их кварцевым штокверком. Рудная минерализация представлена крупнозернистым пиритом, халькопиритом и галенитом. Содержание золота колеблется в значительных пределах от 0,1 г/т до ураганных (1500 г/т). На юг от этого участка прослежено шесть золоторудных кварцевых жил меридионального простирания. Протяженность жил – до 800 м, падение северо-восточное и восточное под углом 45–80°, мощность – 0,2–3,0 м. В окисленных кварцево-жильных рудах участка Южный, по архивным данным, отмечались содержания: золота до 1,5 кг/т, серебра – 5,2 кг/т и меди – до 15 %. По материалам разных лет, в рудных телах присутствуют: медь в количестве до 1,8 %, серебро – до 31 г/т, цинк – до 0,16 %, свинец – до 0,1 %. Среднее содержание золота по кварцевым жилам – 3,9–4,9 г/т; по скарновым телам – 3,6–3,8 г/т. Пробность золота – 850–900.

Золото-скарновый тип руд представлен линейными минерализованными зонами дробления с золотосодержащей медной минерализацией, наложенной на скарны. В пределах таких зон скарны хлоритизированы, окварцованы и содержат прожилки, вкрапленность и массивные выделения сульфидов: халькопирит, пирит, борнит, галенит, сфалерит, пирротин, арсенопирит. В таких образованиях содержания золота – 0,1–60 г/т. Золото относительно крупное – до 1–2 мм. По мнению А. С. Борисенко [205], к золото-скарновому типу можно отнести только часть руд, в виде слабо проявленной постскарновой высокотемпературной сульфидной минерализации (халькопирит, пирит). Основные руды месторождения связаны с минерализованными зонами дробления и сопровождающими их метасоматитами. Они являются низкотемпературными и проявлены не только в скарнах, но и в роговиках, сланцах, алевролитах и известняках. Здесь золото ассоциирует с киноварью, баритом, шеелитом, адуляром и другими низкотемпературными минералами. Все это позволяет отнести часть золотого оруденения Мурзинского рудного поля к золото-ртутному типу.

Золотоносные коры выветривания распространены в северной части территории и имеют промышленную значимость при наложении на участки эндогенных проявлений и месторождений золота различных золоторудных формаций – месторождение Мурзинское-1 (I-5-73), проявление Мурзинское-3 (I-5-71), ПМ (I-6-4, 6).

В Мурзинском рудном поле золотоносные коры выветривания развиты по минерализованной зоне дробления на глубину до 100 м. Они представлены щебнисто-дресвяными рыхлыми золотоносными образованиями каолинит-гидрослюдистого профиля выветривания. Из первичных минералов отмечаются золото, киноварь, барит, шеелит и гематит. Золото в корах тонкое – 80 % класса 0,1 мм. Содержание золота в коре выветривания – от следов до 8–10 г/т, среднее 2–3 г/т. Рудные тела уч. Лог Рудный представляют собой минерализованные зоны дробления мощностью до 50 м, протяженностью бо-

лее 400 м и прослеженные на глубину до 100–150 м, а по отдельным пересечениям – до 250 м. Общая протяженность линейной зоны золоторудной коры выветривания уч. Лог Рудный – 1,5 км. Основным полезным ископаемым является золото (с содержанием 0,2–7,8 г/т), с сопутствующим серебром (от 2,0 до 6,4 г/т). Переработка руд осуществляется методом кучного выщелачивания. В 2013 г. на месторождении добыто 309,8 кг золота. По состоянию на 1.01.2014 г. разведаны и учтены Государственным балансом по категориям  $C_1 + C_2$  запасы золота в количестве 3,1 т. Ожидаемый прирост запасов золота (в авторском варианте) – 3,7 т.

Проявление Мурзинское-3 (I-5-71) находится севернее дер. Мурзинка, в районе горы Сурчиха. Промышленный интерес представляет «железная шляпа» сульфидного оруденения с убогим содержанием Cu, Pb, Zn, расположенная среди отложений нижнеануйской серии нижнего–среднего ордовика. Первичные сульфидные руды встречены в одной из скважин на глубине 93,7–96,9 м и залегают среди вторичных кварцитов и песчаников. Руды сложены пиритом с редкими включениями халькопирита, халькозина, галенита и сфалерита. Граница оруденения с вмещающими породами нечеткая, переход постепенный. «Железная шляпа» имеет площадь 0,1 км<sup>2</sup>. Выделено семь рудных тел линзообразной формы, залегающих согласно с вмещающими породами. Мощность рудных тел – 2–3 м, реже – 60 м, длина по простиранию не превышает 160–200 м, контуры рудных тел нечеткие. Окисленные руды сложены бурым железняком, гематитом, смитсонитом, ярозитом, купритом. Из нерудных присутствуют опал, халцедон, хлорит и серицит, эпидот, кальцит. В «сыпучке» и буром железняке содержится до 0,17 % меди, до 3,36 % свинца, до 0,58 % цинка. Содержания золота в окисленных рудах составляют 1,6–10,5 г/т, серебра – до 56 г/т, свинца – 0,1–0,24 %, цинка – 0,5–1,59 %. При отработке отмечались высокие содержания золота – до 289,6 г/т. Отмечается приуроченность обогащенной золотом «сыпучки» к границе с отбеленными породами. Золото очень мелкое и извлекалось только с применением амальгамации. Причем извлечение его было довольно низким – 50–54,7 %. В 1944 г. было добыто 127 кг золота. Проявление не изучено на глубину [333].

*Золоторудная кварцевая формация* представлена 12 проявлениями и 30 пунктами минерализации. Проявления и пункты минерализации локализованы в разновозрастных образованиях: в метаморфизованных терригенных породах засурьинской, маралихинской свит и антоньевской толщи, в зонах рассланцевания и окварцевания среди образований суеткинской свиты, в гранитоидах усть-беловского, боровлянского и майорского комплексов и вулканогенных образований коргонского комплекса, в метаморфических сланцах Иртышской зоны смятия.

Типовыми представителями являются крупная кварцевая Жила Гигант (I-6-12) в ороговикованных породах маралихинской свиты и более мелкие жилы в Маралихинском интрузивном массиве (I-6-1, 29, 40). Мощность жилы Гигант – от 10 до 100 м в раздувах. Протяженность – 8 км по азимуту 330° с крутым падением на северо-восток. Кварц полупрозрачный, молочно-белый, розоватый. Отмечаются включения полевого шпата, вкрапленность пирита и гематита, пустотки с желто-бурными охрами с примазками малахита. В про-

бах-протолочках отмечаются псиломелан, пирит, марказит, халькопирит, единичное зерно золота размером  $0,2 \times 0,1 \times 0,05$  мм. Содержание: золото – 0,003–9,4 г/т, серебро – 1–82 г/т, в единичных пробах: свинец – 0,1 %, медь, ванадий – 0,01 %, мышьяк – 0,006 %, сурьма – 0,003 %, вольфрам – 0,0005 %. Золото-кварцевое оруденение широко развито среди кремнисто-терригенных образований засурьинской свиты в северо-западной части площади листа. Часто подобные образования в виде зон брекчирования и окварцевания локализируются в телах яшмоидов.

*Золото-конгломератовая формация* выделена весьма условно и представлена одним проявлением Гусино-каменский прииск (II-5-101) и двумя, не нашедшими отражения в масштабе карты, пунктами минерализации, расположение которых контролируется телами базальных и внутрiformационных конгломератов мельничной свиты [342].

**Золото россыпное.** Рудная формация золотоносных россыпей на площади листа М-44 представлена аллювиальными и погребенными делювиально-пролювиальными россыпными месторождениями и проявлениями.

Аллювиальные россыпи сосредоточены в восточной части площади, где выявлены малые россыпные месторождения – р. Генералка (I-6-98), Боровлянка (I-6-130), р. Аба (I-6-138), Верховья р. Аба (II-6-1) и р. Татарка (II-6-64) [335].

Типовым является малое россыпное месторождение золота р. Генералка (I-6-98) [323]. Россыпь аллювиальная долинная, разведана от устья вверх по течению на протяжении 2,4 км. Ширина долины – от 100 до 350 м, уклон –  $0,009^\circ$ . В пределах россыпи р. Генералка мощность аллювия 2,2–7,8 м. Плотиком служат гранодиориты и меланограниты усть-беловского комплекса. Золотоносный пласт расположен в приплотиковой части аллювиальных отложений. Распределение золота в плане и разрезе неравномерное, обогащенные участки чередуются с менее продуктивными. Содержание золота в песках по блокам балансовых запасов колеблется от 374 до 2667 мг/м<sup>3</sup> и составляет в среднем 696 мг/м<sup>3</sup>. Мощность пласта с промышленным содержанием золота по отдельным шурфам изменяется от 0,2 до 1,8 м, по блокам балансовых запасов – от 0,2 до 1,1 м, средняя – 0,7 м. Мощность торфов – 2,2–4,8 м, средняя – 3,2 м. На приустьевом, наиболее детально разведанном отрезке длиной 1 км выделяются три струи, вверх по течению объединяющиеся в одну, которая выше по течению выклинивается. Струи в плане разделяются пустыми интервалами шириной 20–40 м. Содержание золота в контурах струй превышает 150 мг/м<sup>3</sup> массы, мощность которой составляет 4–5 м. Госбалансом учтены запасы: по категории С<sub>1</sub> – 37,2 тыс. м<sup>3</sup> горной массы, 17,7 кг золота; по категории С<sub>2</sub> – 5,2 тыс. м<sup>3</sup> горной массы и 11,8 кг золота. Забалансовые запасы золота определены в количестве – 1,5 кг, горной массы – 5,3 тыс. м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> оценены в количестве 46 кг золота [323].

Делювиально-пролювиальные россыпи золота на рассматриваемой территории пространственно и генетически связаны с месторождениями колчеданно-полиметаллической формации Рудно-Алтайского полиметаллического пояса, но являются малозначимыми.

**Серебро**, как и золото, распространено преимущественно в рудах месторождений колчеданно-полиметаллической формации (характеристика этого оруденения дана в разделах «Медь», «цинк», «свинец»), где его содержание колеблется от следов до 1000 г/т, при средних содержаниях в балансовых рудах – от 34,48 до 149,71 г/т. Балансовые запасы Ag в полиметаллических рудах составляют 756,5 т. В первичных рудах месторождений большая часть серебра присутствует в виде примеси в сульфидах, главным образом в галените, хотя в ряде случаев отмечаются его самостоятельные минералы – аргентит и самородное серебро. В окисленных рудах серебро входит в состав азурита и церуссита.

Серебро содержится также в охарактеризованных выше (разделы «Золото», «Свинец» и «Цинк») эпиптермальных серебро-золоторудных месторождениях и проявлениях (Новофирсовское, Сурич 2 и др.) и в месторождениях серебро-полиметаллической беризитовой формации (Старо- и Новочагырское и др.).

Вместе с тем, на площади листа М-44 выявлено одно малое месторождение (П-5-46), девять проявлений (I-4-45, 64, 67, 77, 83 и др.) и пункты минерализации золото-серебрянной рудной формации, в которых серебро выступает в качестве основного полезного ископаемого.

Месторождение Черепановское (П-5-46) находится в юго-восточной части Рудно-Алтайской СФЗ, известно с 1780 г., разрабатывалось без перерыва до 1859 г., в 1885–1895 гг. отработывалось попутно при разведке. Добыто руды – 158 тыс. т, Au – 0,5 т, Ag – 52,5 т. Относится к вулканогенно-гидротермальному типу кварцево-жильной (серебро-полиметаллической беризитовой) формации и представлено серией кварцево-рудных жил среди гидротермально-измененных (серицит-кварцевые метасоматиты и кварциты) кислых вулканитов каменевского комплекса. Месторождение представляет собой сложный штокверк жил и прожилков на площади 150 × 200 м. Жилы ориентированны субширотно и субмеридионально. Субширотная система насчитывает 10 параллельных жил с падением на север под углами 75–85°. Мощность жил – до 2 м, протяженность по простиранию – 20–150 м. Субмеридиональная система включает пять жил, простирающихся на 20–140 м и падающих на юго-восток и восток под углами 35–85°. Мощность – 0,7–3 м. Переходы от жильного серого кварца к вмещающим ороговикованным породам нередко постепенные. Помимо кварца, в жилах и прожилках присутствуют адуляр и халцедон. Обнаружены тонкие прожилки флюорита мощностью до 3 мм. Выявлены крустификационные структуры халцедона в зоне, указывающие на эпиптермальный низкотемпературный тип минерализации [56]. Нередко отмечаются кварциты мозаичной микроструктуры с прожилками кварца стебельчатой структуры, содержащего вкрапленность галенита, сфалерита, пирита, редко аргентита и самородного золота. Иногда в таких прожилках наблюдаются гнезда опала, барита и вкрапленность марказита, аргентита. В пробе-протолочке из кварцитов с вкрапленностью сульфидов обнаружены самородное золото, кюстелит, самородное серебро, матильдит, герсдорфит, валлерит, аргентит, прустит, госларит, кераргирит, мелантерит, халькантит, пирит, мельниковит, пирротин, сфалерит, галенит, кобальтин.



Месторождение примерно наполовину эродировано и отработано до глубины 64 м, практически до полного выклинивания известных кварцеворудных жил. Содержание Ag в руде – 1,1–2,3 кг/т (среднее – 332,15 г/т). В первоначально обрабатываемых окисленных рудах содержание Ag – от 0,52 до 26 кг/т, Au – 37 г/т, Pb – 15 %. В отдельных пробах из коренных пород содержание Au достигает 20 г/т, Ag – 3350 г/т. Все литохимические аномалии Черепановского участка отнесены к надрудным и рудным, а участок – к перспективным [215]. С глубиной в рудных телах уменьшается содержание Ag и увеличивается содержание Au. На месторождении четко выделяется два разновозрастных типа минерализации: полиметаллический (бедные прожилково-вкрапленные руды прослежены на глубину 800 м) и золото-серебряный, разделенные процессом кремнещелочного метасоматоза. Наличие палеовулканических построек центрального типа и характер вторичных изменений позволяют предполагать, что оруденение относится к эпитермальному золото-серебряному типу [55]. Перспективы рудного поля обусловлены наличием проявлений и пунктов минерализации с аналогичным золото-серебряным оруденением. Прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> Черепановского месторождения до глубины 800 м (тыс. т/т): руда – 9200, Au – 9, Ag – 210 [43, 302].

Кроме того, при обобщении материалов по золотоносности и сереброносности северо-западной части Рудного Алтая [302], на площади листа М-44-IV выявлены пять проявлений (I-4-45, -64, -67, -77, -83) и 13 пунктов минерализации (I-4-19, -27, -31, -37 и др.) серебра. Специализированных работ по оценке данных объектов не проводилось, но по данным спектрального анализа все они характеризуются повышенными содержаниями серебра (до 2–10 г/т, редко до 50–100 г/т и более), при низких содержаниях других металлов. Формационная принадлежность проявлений и пунктов минерализации не установлена, но часть из них (три проявления и 24 пункта минерализации) локализируются в корах выветривания по разновозрастным породам и, весьма условно, могут быть отнесены к *типу сереброносных кор выветривания*. Возрастной диапазон и петрографический состав вмещающих серебро образований – разнообразный. Большинство проявлений и пунктов минерализации локализируются в вулканогенно-осадочных и субвулканических образованиях каменевского, панфиловского и мельнично-сосновского комплексов, реже – в терригенных образованиях корбалихинской толщи, бухтарминской и тарханской свит, а также – среди гранитоидов и других магматических образований змеиногорского и в единичных случаях – алейского и волчихинского комплексов. Мощность сереброносных интервалов по скважинам колеблется от первых метров до 85 м.

Малозначимые пункты минерализации, неопределенных рудных формаций выявлены в южной части Чарышско-Чуйской СФЗ, большинство из которых локализуется в вулканогенно-осадочных отложениях коргонской свиты, в субвулканических образованиях коргонского и еловского комплексов и в их экзоконтактовых зонах. Реже серебряное оруденение наблюдается в массивах гранитоидов майорского, синюшинского и борвянского комплексов, а также в их экзоконтактовых зонах. Оруденение контролируется зонами дробления, расщепления, окварцевания, лимонитизации, реже – эпидотизации. Часто отмечается сульфидное оруденение. Параметры рудных зон не

изучены, мощность отдельных кварцевых жил – до 1,0 м. Содержания серебра низкие (до 20–30 г/т) и лишь в отдельных случаях достигают промышленных содержаний (до 100–150 г/т) [342, 335].

**Платина.** Локальная платиноносность и палладиеносность отмечается на отдельных участках колчеданно-полиметаллических месторождений Рудно-Алтайской зоны [302]. Следует учесть, что платиноносность полиметаллических руд определена методом пламенной фотометрии в Томском политехническом университете. По устному сообщению О. В. Мурзина, контрольные анализы, выполненные в других лабораториях (в том числе аналитическом центре ВСЕГЕИ), нижеприводимые содержания платиноидов (особенно по Корбалихинскому месторождению) не подтвердили.

В медно-колчеданных рудах Рубцовского месторождения получены содержания (г/т): Au – 0,28, Pt – 0,04, Pd – 0,11; в полиметаллических рудах: Au – 0,15–0,45, Pt – 0,22, Pd – 0,007–0,08. Средние содержания (из трех керновых проб) по вкрапленным рудам Захаровского месторождения составили (г/т): Au – 0,26, Pt – 0,32, Pd – 0,007, а в пробах из отвала Степного месторождения – 0,014; 0,08; 0,15 г/т соответственно. В колчеданно-полиметаллических рудах Таловского месторождения средние содержания составили (г/т): Au – 0,024, Pt – 0,037, Pd – 0,014.

Медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды Корбалихинского месторождения характеризуются наиболее высокими содержаниями (г/т): Pt – до 4,52 (среднее – 0,85) и Pd – до 14 (среднее – 0,46). В полиметаллических рудах Зареченского, Лазурского, Среднего, Семеновского, Стрижковского и Змеиногорского месторождений установлены (г/т): Pt от 0,001 до 0,79 (среднее – 0,019–0,27); Pd от 0,01 до 2,4 (среднее – 0,019–0,8).

В сульфидизированных, окварцованных, карбонатизированных долеритах, аргиллитах и алевролитах Петровского рудного поля обнаружены повышенные содержания (г/т): Pt – 1,2–4 (среднее – 0,92) и Pd – 0,28–0,88 (среднее – 0,12).

В рудах Белорецкого вольфрам-бериллиевого месторождения определены повышенные концентрации (г/т): Pt – до 0,1–0,13 (среднее – 0,024), Pd – до 0,15–0,17 (среднее – 0,056).

Из-за слабой изученности платиноносности месторождений и неоднозначности результатов анализов, выполненных методом пламенной фотометрии, оценка прогнозных ресурсов платиноидов не проводилась.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран** на рассматриваемой территории установлен в рудах одного месторождения и 13 проявлений. Эндогенное урановое оруденение представлено двумя проявлениями формации урановорудной в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулканогенно-тектонических структур. Наибольший практический интерес представляют урановорудные объекты экзогенного происхождения, выявленные в северо-западной части площади в отложениях верхнего олигоцена–нижнего миоцена. Они относятся к стратиформной в

терригенных породах чехлов рудной формации и представлены одним малым месторождением (Михайловское) и шестью проявлениями. Оруденение относится к эпигенетическому в связи с зонами грунтового и пластового окисления и экзодиагенетическому.

В пределах Кулундинской впадины процессы эпигенетического окисления наиболее полно изучены ПГО «Берёзовгеология» [242, 228, 229, 70, 297] на Михайловском месторождении.

На месторождении Михайловское (I-2-10) выявлены протяженные ураноносные зоны на выклинивании зон пластового окисления в олигоценовых (михайловский продуктивный горизонт) и в олигоцен-миоценовых (знаменский продуктивный горизонт) отложениях. Ураноносная зона Михайловского месторождения вскрыта на глубинах 140–200 м и прослежена в субширотном направлении на 50 км при ширине около 2 км и среднем содержании урана 0,005 %. Рудные залежи имеют пластообразную форму и размер от десятков до сотен метров в ширину, при мощности от первых до десятков метров. Протяженность залежей достигает нескольких км. В рудных залежах широко развиты сульфиды железа по углефицированным растительным остаткам. Форма нахождения урана сорбционная, уран-органическая, минеральная (коффинит, урановая чернь). Содержание урана в песках достигает 0,033 %, в глинах – 0,068 %. Ресурсы урана Михайловского месторождения были оценены в 1970-х годах по бортовому содержанию 0,01 % и составили 600 т по категории P<sub>2</sub> при среднем содержании урана 0,012 %. Ресурсы не утверждались. Учитывая хорошую выщелачиваемость низких содержаний урана из руд гидrogenных месторождений, переоценка прогнозных ресурсов Михайловского месторождения проведена при бортовом содержании урана 0,005 % и апробирована секцией прогнозно-минерагенических работ на твердые полезные ископаемые при Ученом совете ФГУП «ВСЕГЕИ» по категории P<sub>2</sub> в количестве 11,9 тыс. т и линейной продуктивности 150 т/км (протокол № 16 от 15.08.2009 г.).

К эпигенетическим в связи с зонами грунтового и пластового окисления относятся также проявления I-3-50 и № 65 (I-3-46).

Проявление Знамя Коммунизма (I-3-50) находится в гравелитистых песках с глинисто-гидрослюдистым цементом крутихинской свиты (инт. 147,8–148,8 м). Уран содержится в глинисто-гидрослюдистом цементе и обломках лейкоксена. Радиоактивность – 136 мкР/ч. Содержания урана – 0,0135–0,017 %.

Проявление № 65 (I-3-46) расположено в песках крутихинской свиты верхнего олигоцена–нижнего миоцена. Радиоактивность – 156 мкР/ч. Содержания урана – 0,015–0,02 %. Прогнозные ресурсы урана по отдельным проявлениям не подсчитывались из-за их слабой изученности.

Экзодиагенетические проявления урана связаны с углистыми песчаниками и аргиллитами на границе тарханской и бухтарминской свит (проявление Потеряевское – I-4-87), с линзовидными скоплениями углефицированных растительных остатков в темно-серых и серых илистых глинах кочковской свиты (проявления Таловское – I-4-99), с корами выветривания порфировых дациандезитов каменевского комплекса (проявление Бобковское северное – I-4-42). Мощность аномальных интервалов – от 0,3 до 3,0 м, глубина залега-

ния – от 15,0 до 129,2 м, интенсивность – до 355 мкР/ч, содержание урана – от 0,0035 до 0,1295 %, тория – от 0,0007 до 0,0031 %. В единичном случае обнаружен метацейнерит в виде примазок и налетов на мелкоагрегатном пирите.

По проявлению Бобковское северное (I-4-42) оценены прогнозные ресурсы урана категории  $P_2$  в количестве 56,25 т [230]. Практического интереса экзодиагенетические проявления урана не представляют. В четвертичных песчано-глинистых отложениях, насыщенных растительной органикой, установлены многочисленные радиометрические аномалии, приуроченные к торфяно-глинисто-песчанистым образованиям. Содержание урана в них не превышает 0,011 %.

Гидротермальный тип уранового оруденения, представляющий поисковый интерес, выявлен в рудной зоне Захаровского полиметаллического месторождения (I-4-57), а также в Бобковском 2 (I-4-49) и Саввушинском (I-5-123) проявлениях урана. В первом случае урановая минерализация (коффинит, урановые черни, урансодержащий иттриевый фосфат) в ассоциации с пиритом, халькопиритом, галенитом, молибденитом установлена в брекчированных риолитах каменевского комплекса на глубине 166,3–170,2 м. Содержание урана в штучных пробах – до 0,098 %, иттрия и иттербия – до 1 % и 0,1 % соответственно.

Проявление Бобковское 2 (I-4-49) представляет собой серию радиоактивных интервалов среди неравномерно брекчированных серицитизированных риодацитов с кварц-карбонатными и кварц-карбонат-сульфидными прожилками. Отмечаются пленки коффинита в ассоциации с пиритом. Наиболее радиоактивный интервал встречен на глубине 290,2–291,9 м, где активность достигает 290 мкР/ч, а содержание урана – 0,0073 %. Повышенная радиоактивность обусловлена небольшим количеством (0,1 %) уранового минерала, предположительно, коффинита, а также ураном, находящимся в рассеянной форме в гидрослюде. Прогнозные ресурсы урана категории  $P_2$  оценены в 0,0664 тыс. т [230].

**Уран, торий.** На южном контакте Майорского массива щелочных гранитов установлено Черновореченское проявление (II-6-40) урановорудной в щелочных метасоматитах, гранитах и пегматитах формации. Проявление приурочено к измененным аплитовым жилам (11 жил мощностью 0,3–1 м и протяженностью 7,5–63,0 м) и маломощным зонам дробления вблизи них. Жилы локализируются в южном экзоконтакте массива и залегают в ороговикованных породах чинетинской свиты. Жилы аплитов состоят из микроклина, плагиоклаза, кварца, редко биотита, амфибола, хлорита. Акцессорные минералы представлены ортитом, сфеном, эпидотом, цирконом, флюоритом, рудными. Содержание (%): UO – 0,004–0,1; Th – 0,004–0,308; Y – 0,3–0,5; Yb – 0,02–0,03; Ce – 0,5–0,7; La – 0,1–0,3; Nb – 0,1–0,3; Be – 0,005–0,02; Pb – 0,003–0,2; Ag – до 10 г/т [342].

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ОПТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Кварц оптический пьезоэлектрический.** На рассматриваемой территории выявлено четыре проявления оптического и пьезоэлектрического кварца (I-5-154, -155, -164; II-6-74), не имеющие практического значения [325, 342].

### ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Флюорит** распространен в комплексных рудах вольфрам-бериллиевых месторождений и проявлений, по отдельным из которых были подсчитаны запасы и прогнозные ресурсы. В настоящее время Госбалансом плавиковый шпат на территории Алтайского края не учитывается.

**Барит.** Промышленный интерес представляет барит в комплексных полиметаллических месторождениях Змеиногорского и Рубцовского рудных районов. Змеиногорская группа объединяет барит-полиметаллические месторождения, образующие линейную зону, близкую к субширотному простиранию, протяженностью около 10 км (так называемая «Баритовая линия»). Эта группа включает Змеиногорское, Петровские I и II, Карамышевское, Зареченское, Преображенское и Среднее месторождения.

В комплексных колчеданно-полиметаллических месторождениях и проявлениях Рубцовского рудного района также выявлены барит-полиметаллические руды, но запасы барита были оценены только по Степному месторождению (I-4-103) в количестве (млн т): балансовые категории  $C_2$  – 0,006, забалансовые – 0,087 (протокол ГКЗ № 5170, 1971 г.), а прогнозные ресурсы – по Западно-Захаровскому (I-4-55) и Бобковскому (I-4-54) проявлениям в количестве (млн т): 0,05 категории  $P_1$  [186, 300] и 0,01 категории  $P_2$  соответственно [186]. На других подобных объектах промышленные баритсодержащие рудные тела не выделены. Отдельные проявления баритовой жильной формации, представленные маломощными жилами (I-5-118; II-6-46) и пункты минерализации, представленные прожилками (I-4-18, 73) барита, из-за незначительных размеров могут представлять интерес только как поисковые признаки.

### КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

**Глины огнеупорные и керамические.** На площади листа выявлено одно среднее по запасам Самарское месторождение (I-4-122), учтенное балансом запасов, и восемь малых месторождений (I-4-38, -66, -68, -104; II-4-59; I-5-5, -55, -84), а также 13 проявлений (I-3-56, -64, -70, -84, -86 и др.) огнеупорных глин.

Месторождение Самарское (Рубцовское) (I-4-122) приурочено к коре выветривания мел-палеогенового возраста, перекрытой с поверхности четвертичными отложениями. Кора выветривания залегает в эрозионной впадине размыва палеозойских отложений, образовавшейся на контакте метаморфи-

ческих сланцев корбалихинской толщи и Новониколаевского гранитоидного массива. Полезная толща представляет собой пластообразную залежь пестроцветных глин, характеризующуюся следующими параметрами: длина – от 250 до 850 м, ширина – от 500 до 800 м, мощность – от 6,8 до 14,5 м, (средняя – 12,16 м), глубина залегания кровли – от 0,05 до 2,7 м, средняя мощность вскрыши – 0,89 м. В зависимости от огнеупорности на месторождении выделяются огнеупорные и тугоплавкие, пластичные и малопластичные глины. Глины пригодны для изготовления керамических канализационных труб и половой плитки. Госбалансом учтены запасы в количестве (млн т): А – 0,776, В – 3,135, С<sub>1</sub> – 5,91. Возможен незначительный прирост запасов [343].

Другие малозначимые месторождения и проявления также представлены пестроцветными глинами кор выветривания: Мамонтовское (I-4-38), Новосклюихинское (I-4-68), Склюихинское I (I-4-66), Южно-Успенское (II-4-59).

Глины керамические представлены малым месторождением Варшавское (I-4-104), залегающим в глинистом элювии по плагиогранитоидам змеиногорского комплекса и представленное пестроцветными глинами с содержаниями зерен кварца до 30–40%. Мощность глин – до 12 м, глубина залегания – от 1,0 до 7,9 м. Забалансовые запасы категории С<sub>2</sub> – 0,804 млн м<sup>3</sup>. Сырье пригодно для производства строительной керамики, но без обогащения механическая прочность плиток ожидается низкой. Вскрышные породы при условии тонкого помола пригодны для производства лицевого кирпича.

**Кварц.** На изученной площади выявлено одно крупное (I-6-11), одно малое (II-5-10) месторождения и четыре проявления (II-3-27; II-4-17, 63; I-5-134). Кварц обычно серый, белый трещиноватый, непрозрачный и полупрозрачный зернистый, зачастую друзового сложения и может быть использован в керамической промышленности в качестве отошающего компонента и в стекольной промышленности – в качестве основной составной шихты двуокиси кремния. В настоящее время разведано одно крупное месторождение, представленное жилой Гигант, частично охарактеризованной при описании золото-кварцевой формации.

Месторождение кварца Жила Гигант (I-6-11). Жила прослежена по азимуту 330° на 8 км с перерывами. Мощность жилы непостоянна и меняется от нескольких сантиметров до 38 м. Жила сложена кварцем молочно-белым, серым, розовым, лилово-розовым мелкозернистым, плотным, трещиноватым, встречаются пустотки с друзами хрусталя, редко встречаются куски незамещенных вмещающих пород размером до 5 см, структура – гранобластовая. Минеральный состав жилы: кварц (97%), размер 0,01–0,7 мм. Примеси – мусковит, пирит, лимонит, гематит. Содержание основных химических компонентов в кварце в целом по жиле следующее (%): SiO<sub>2</sub> – 94,1–97,0 (среднее 95,7); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,79–1,76 (1,18); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,14–1,89 (1,65); TiO<sub>2</sub> – 0,02–0,20 (0,06); CaO – 0,07–0,74 (0,26); MgO – 0,04–0,23 (0,12); SO – 0,01–0,03 (0,02); MnO от 0,02 до 0,06 (0,04); K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – 0,15–0,55 (0,32); ппп – 0,14–0,69 (0,47). Средние параметры физико-механических свойств кварца: объемная масса – 2,6 г/см<sup>3</sup>, плотность – 2,67 г/см<sup>3</sup>, пористость открытая – 5,8%, водопоглощение – от 0,47 до 1,13%, огнеупорность – 1745 °С.

Подсчитанные запасы (млн т): по категориям  $C_1$  – 22,407, в том числе I сорта – 5,46, II – 10,424, III – 5,009;  $C_2$  – 22,623 [246], сняты с баланса в 1959 г. Кварц пригоден для получения карбида кремния и ферросплавов в металлургической промышленности, производства динаса, использования в качестве флюса в медной и никелевой промышленности, а также в керамической промышленности в качестве отошающего компонента и в стекольной промышленности в качестве основной составной шихты двуокиси кремния.

## ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

**Поделочные камни** на рассматриваемой территории имеют большое практическое значение. В пос. Кольвань с 1802 г. работает старейший в России Кольванский камнерезный завод, использующий сырье месторождений поделочных камней, представленных яшмами, роговиками, порфирами, вторичными кварцитами, брекчиями и пещерным ониксом.

**Яшмы** образовались по глинисто-кремнистым осадкам девонского возраста на контакте с гранитоидами змеиногорского комплекса. На территории выявлено четыре месторождения (II-5-74, -81, 86; II-6-77) и 14 проявлений яшм (II-4-12, -14, -15 -21 и др.). Яшмы всех месторождений могут использоваться как высококачественные поделочные камни.

Крупное месторождение Ревневское (II-5-81) сложено всемирно известными серо-зелеными волнистыми яшмами, изделия из которых (вазы, камни, столешницы, колонны и т.д.) украшают многие музеи, храмы, дворцы Санкт-Петербурга, Москвы, Парижа и других городов. Породы имеют зеленый, серовато-зеленый цвет и декоративный полосчатый, брекчиевиднополосчатый рисунок, отлично полируются. Возможен отбор блоков до 1 м<sup>3</sup> [43].

Месторождение Луговское (II-5-74) представлено яшмами серовато-зелеными и зеленовато-серыми со слабым голубоватым, а иногда розоватым оттенками, как правило, полосчатыми. Яшмы декоративны, полируемость отличная. Средний размер блоков 30 × 30 × 30 см. Прогнозная блочность – 10–20 % [43].

На месторождении Гольцовское (II-5-86) яшмы темно-голубого, голубого, светло-серого, серого, серо-зеленоватого цвета, часто с грубым текстурным рисунком [43].

Яшмы светло-серые с черными полосами, светло-серые с желто-зеленоватыми крапинами и багровые с черными и белыми включениями, фиолетовые выявлены в малом месторождении яшм Коргонские Яшмы (II-6-77) [43].

**Роговики**, пригодные для художественных поделок и облицовки, установлены в одном месторождении (II-5-39) и двух проявлениях (I-5-142; II-6-39).

На месторождении Осиновское (II-5-39) роговики имеют темно-зеленый оттенок на фоне пятнисто-полосчатой текстуры. На проявлении Солдаткинское (I-5-142) в экзоконтакте Синюшинского массива они отличаются светло-

зеленым оттенком. Геологические запасы роговиков и кварцитов проявления Сентелекского-3 (II-6-39) оцениваются в 5 и 10 млн м<sup>3</sup>. Месторождения удобны для отработки и находятся близко к Колыванскому камнерезному заводу [43].

**Порфиры и фельзит-порфиры**, обладающие декоративными свойствами, выявлены в различных частях района в девяти проявлениях. Наиболее изученными являются два проявления. Порфиры проявления Староалейское-1 (II-4-46) серо-черные мелко-средне-крупнопорфировые, декоративны, хорошо полируются, максимальный размер блоков 1 × 0,5 × 0,5 м. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> до глубины 30 м оцениваются в 26,4 млн м<sup>3</sup>. Черные порфиры проявления Верх-Алейское-2 (II-5-117) представлены субвулканическим телом. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> до глубины 30 м составляют 21,2 млн м<sup>3</sup> [305]. Данные проявления не разрабатывались, но аналогичные порфиры добывались в XVIII–XIX веках на смежных территориях. Порфиры других слабоизученных проявлений характеризуются серовато-зеленой, зеленоватой и серой окраской. Полируемость хорошая и высокая, размер блоков до 1 × 0,5 × 0,25 м.

**Пещерный оникс**. В одной из пещер (I-6-140), расположенной в известняках тектеньской свиты на северо-востоке площади, развиты натечные образования (сталактиты, сталагмиты и почкообразные натеки, напоминающие виноградные грозди), размер которых колеблется от первых сантиметров до 30 см в диаметре и до 70 см по длинной оси. Цвет их коричневый, с различной степенью насыщенности, иногда встречаются образцы, имеющие медовую окраску. В пластинах толщиной до 2 см некоторые образцы просвечиваются. Рисунок нечетко концентрический или тонкополосчатый и более пестрый и сложный, характерный для почкообразных натеков. Одним из существенных недостатков этих образований, которые с успехом могли бы быть использованы для изготовления мелких поделок и украшений, является их сильная трещиноватость. Запасы мраморного оникса, условно пригодных для обработки, составляют 1–2 т [335].

**Вторичные кварциты** в бассейне р. Бацелак (I-6-124) наблюдаются в виде элювиально-делювиальных развалов протяженностью до 150 м при мощности 10–15 м среди рассланцованных алевролитов засурьинской свиты, аллювиальных глыб и обломков, делювиальных глыб до 0,5 м<sup>3</sup> в объеме и прожилков мощностью до 10 см в зоне милонитов и катаклазированных гранитов второй фазы боровлянского комплекса. Структура кварцитов тонкозернистая, микрогранобластовая, с пластинчатым кварцем. Текстура сланцеватая (кварцево-пластинчатая), с элементами полосчатости. Состав породы мономинеральный кварцевый с незначительной примесью актинолита, хлорита, биотита, сфена, эпидота, редко лимонитизированного пирита и лимонита. Цвет от светло-зеленого до зеленого, бежевый, светло-зеленовато-коричневый, светло-серый с розовыми и бурыми оттенками. Кварциты внешне напоминают белореченские, полупрозрачные, просвечивают в тонких сколах, местами с неярко выраженной полосчатостью. Кварциты имеют II класс декоративности и



могут быть использованы в качестве облицовочного и поделочного материала. Наиболее декоративным является полупрозрачный микрокварцит дымчато-салатного цвета, который может быть использован для изготовления небольших поделок высокой художественной ценности. По заключению объединения «Байкалкварцсамоцветы», зеленые полупрозрачные кварциты являются поделочным материалом I класса. Минимальный размер блоков составляет  $200 \times 200 \times 100$  мм [335].

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На площади листа М-44 строительные материалы представлены магматическими породами (граниты, гранодиориты, диориты, габбро и т. д.), осадочными образованиями (песчаники, яшмоиды, известняки и т. д.) и обломочными несцементированными осадками (песчано-гравийно-галечниковые, гравийно-галечные смеси). Все они имеют местное значение и используются населением и строительными организациями районного масштаба для строительных целей. Обработку всех видов пород для строительных нужд местные строительные организации проводят, как правило, небольшими карьерами объемом  $200\text{--}300$  м<sup>3</sup>, которые закладываются по мере возникающей необходимости в непосредственной близости от строящихся объектов. Запасы практически не ограничены.

### Магматические породы

Многочисленные месторождения магматических пород на площади представлены гранитами и гранодиоритами (60 месторождений, в т. ч. 16 крупных), габбро (шесть месторождений), долеритами (два месторождения), риолитами (шесть месторождений) и дациандезитами (одно месторождение).

**Кислые интрузивные породы.** Из 22 эксплуатируемых месторождений гранитоидов разведаны только шесть, в том числе по запасам четыре крупных (I-4-115, -120; II-4-19, -22) и два средних (I-4-97; II-4-5). По двум крупным месторождениям оценены прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> в количестве 45 млн м<sup>3</sup> (Петроградское – I-4-115) и 100 млн м<sup>3</sup> (Рассыпухинское – I-4-120) [263, 187, 349].

На эксплуатируемых месторождениях граниты розовато-серые. Объемная масса –  $2,4\text{--}2,95$  г/см<sup>3</sup>, плотность –  $2,5\text{--}2,98$  г/см<sup>3</sup>, пористость –  $0,38\text{--}11,1$  %, водопоглощение –  $0,1\text{--}1$  %. Предел прочности при сжатии: в воздушно-сухом состоянии –  $221\text{--}2224$  кг/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном состоянии –  $510\text{--}1992$  кг/см<sup>2</sup>, морозостойкость – «Мрз-50–100», дробимость «800–1000», истираемость – «И-1–И-III», сопротивление удару «У-40–У-75», коэффициент размягчения –  $0,71\text{--}1,0$ , истираемость –  $0,02\text{--}0,4$  г/см<sup>2</sup>. Количество глинистых, илистых, пылевидных –  $0,1\text{--}0,4$  %. Рекомендованы для производства бутового камня и строительного щебня для бетонов марки «400» и ниже, дорожных покрытий, для кладки сводов каменных мостов, каменных опор и подпорных стенок и как облицовочный камень II класса декоративности – для внутренних облицовок.

На базе месторождения Ремовское (Луговской карьер) (II-4-19) работает местная дробильно-сортировочная фабрика. Запасы утверждены ТКЗ по категориям  $A+B+C_1 - 35\,778$  тыс. м<sup>3</sup>. На балансе числятся запасы категорий  $A+B+C_1 - 35\,173$  тыс. м<sup>3</sup>, годовая добыча – 605 тыс. м<sup>3</sup>.

Большинство месторождений, изученных на стадии поисково-съемочных работ, периодически обрабатываются только для местных нужд: используются как балласт при отсыпке дорог и бутовый камень [343].

**Основные интрузивные породы.** Основные интрузивные породы на площади используются в пределах Чарышско-Талицкой СФЗ.

**Габбро.** В 12 малых месторождениях в небольшом объеме эксплуатируются габбро первой фазы усть-беловского комплекса и, в небольшом объеме, эксплуатируются долериты урскульского комплекса (I-6-3, 55; II-6-48, -51, -83, -90 и др). Они обладают достаточно высокой блочностью и могут успешно использоваться в качестве облицовочного и бордюрного материала, для изготовления постаментов и ритуальных памятников [227, 305].

**Эффузивные породы. Риолиты, дациандезиты** эксплуатируются в семи месторождениях (I-4-74; II-4-49, 61; II-5-18; II-6-53, -57, -87) и используются в производстве бутового камня и щебня для бетонов и дорожного строительства. На месторождении Склюихинское-1 (I-4-74) в породах жерлово-субвулканической фации Склюихинской вулканоплутонической структуры для строительства в г. Рубцовск нерегулярно разрабатываются субвулканические риолиты и дациты каменевского комплекса [187]. На базе среднего по запасам месторождения Неверовский карьер (II-4-49) работает местная дробильно-сортировочная фабрика.

## Карбонатные породы

**Мраморы** представлены одним крупным (Беловское), двумя средними и тремя малыми месторождениями и 20 проявлениями.

Крупное месторождение Беловское (II-5-17) представлено однородной толщей белого, светло-серого, серого мрамора разномасштабной структуры пятнисто-полосчато-облачной текстуры. Мраморы чистые, кальцитовые, легко полируются и поддаются распиловке. Декоративность – на уровне III класса [221].

Мраморы месторождения Чинетинское (II-6-9) бело-серые, реже белые и темно-серые крупномасштабные, массивные. Основная часть мраморов относится к малодекоративным (III класс), хорошо полируется и может использоваться для внешней и внутренней облицовки. Запасы мраморов категорий  $C_1$  и  $C_2$  составили 6104 и 6879 тыс. м<sup>3</sup> соответственно. Месторождение не эксплуатируется.

Ранее эксплуатировавшиеся проявления Корбалихинское (II-5-60) и Мельничные Горы (II-5-65) представлены багровыми, красно-бурными, желтыми и коричневыми мраморами с включением белых кораллов. Столешницы из

этих мраморов имеются в музеях г. Санкт-Петербург. Полируемость хорошая, возможна добыча блоков объемом до  $1,5 \text{ м}^3$ . В качестве перспективного выделяется Плитнинское проявление (II-5-37), представленное плотной белой среднезернистой разностью мраморов [221].

Проявление Крючковское (II-4-83) сложено линзами мраморов размером до  $160 \times 30 \text{ м}$  среди метаморфических сланцев S-D<sub>1</sub>. Мрамор сахаровидный, характеризуется белой, розовато-белой, желтовато-белой окраской, массивной текстурой, отнесен по декоративности (24 балла) ко II классу, но до глубины 10–20 м имеет низкую (практически нулевую) прогнозную блочность. Пригоден для изготовления декоративного щебня. Прогнозные ресурсы по категории P<sub>1</sub> – до 5,0 млн м<sup>3</sup> [42, 43].

Перспективы проявления Синюшинское (II-5-28) не установлены, а остальные проявления малоперспективны из-за высокой трещиноватости или небольших размеров.

**Известняки** на рассматриваемой площади представлены 42 месторождениями (в том числе шестью купными и шестью средними) [149]. В Рудно-Алтайской СФЗ разведано и эксплуатируется крупное месторождение Неверовское (II-4-79) [239, 305]. Известняки рифогенные, сохранились в ядре синклинальной складки. В плане поле известняков площадью около  $2 \text{ км}^2$  имеет неправильные очертания, вытянуто в широтном направлении на 2 км и распадается на ряд разобщенных участков. Максимальная мощность известняков – 137 м. Представлены двумя разновидностями: органогенно-обломочными и хемогенными мелко-микрозернистыми. Закарстованность известняков в контуре месторождения составляет 3,32 %, включение дайковых магматических пород – 2,33 %. По результатам лабораторных испытаний, известняки являются высококарбонатной породой и отвечают требованиям, предъявляемым к известнякам для цементной промышленности. Химический состав известняков (%): CaO – 53,96, MgO – 0,47, SiO<sub>2</sub> – 1,92, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,65, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,42, ппп – 42,20, SO<sub>3</sub> – 0,02, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,019, K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – 0,15. Силикатный модуль – 1,79, глиноземный – 1,55. Физико-механические свойства: объемный вес –  $2,7 \text{ г/см}^3$ , удельный вес –  $2,72 \text{ г/см}^3$ , водопоглощение – 0,16 %, пористость – 1 %, механическая прочность –  $1100 \text{ кг/см}^2$ , морозостойкость – «Мрз-50». По результатам технологических испытаний, Неверовские известняки совместно с глинистым сырьем Самарского месторождения пригодны для производства портландцемента марок «400–500» по сухому и мокрому способам. Чистые разности используются для производства воздушной извести и отвечают техническим условиям ГОСТ 5331-50, могут использоваться в качестве флюса и в сахарной промышленности. По техническим условиям МХПГУ 130–1942 они удовлетворяют требованиям химической промышленности для производства карбида кальция. Запасы известняков подсчитаны в контуре проектного карьера до горизонта +230 м. На балансе числятся запасы известняков для цементного производства категорий А + В + С<sub>1</sub> в количестве 124 636 тыс. т и С<sub>2</sub> – 14 769 тыс. т. Коэффициент вскрыши –  $0,13 \text{ м}^3/\text{т}$ . Запасы известняков для производства извести категорий А + В + С<sub>1</sub> – 52 215 тыс. т. Учетная добыча последних лет – 9855 тыс. т.

Месторождение Покровское (I-4-21) представлено пластом длиной около 1 км и мощностью до 50–70 м мраморизованных известняков верхнеануйской серии. Известняки пригодны для выжигания извести, производства цемента и известняковой муки для известкования кислых почв [283]. Из-за интенсивной трещиноватости на облицовочный материал малоперспективно [221]. Эксплуатируется нерегулярно, запасы и прогнозные ресурсы не подсчитывались.

Широкое распространение известняки имеют также в пределах Чарышско-Чуйской СФЗ, где являются одним из самых распространенных видов полезных ископаемых для строительства, химической промышленности, флюса, для получения высококачественной извести и других целей. Здесь известно десять месторождений, из которых предварительно разведанными являются только четыре: среднее по запасам Белорецкое месторождение (II-5-97), а остальные – малые [43].

## Глинистые породы

**Глины и суглинки кирпичные** на площади листа используются главным образом в качестве сырья для изготовления строительного кирпича. Для этих целей служат суглинки и глины четвертичных отложений. Всего на площади выявлено 66 месторождений в том числе 3 крупных и 13 средних, 18 месторождений разведаны и на восьми произведены поисково-оценочные работы. Остальные месторождения в разное время эксплуатировались без проведения разведочных работ. В каталоге полезных ископаемых и на КЧО учтено 18 месторождений, представляющих наибольший практический интерес. Глинистые породы наиболее широко распространены в северной и северо-западной частях площади листа, где они образуют мощный чехол Кулундинской степи, Предалтайской равнины и увалисто-холмистое низкогорье. Мощность их достигает 140 м [358].

На изученных месторождениях северо-западной части территории суглинки образуют пластообразные залежи длиной от 400 до 2000 м, шириной от 100 до 1190 м, при мощности от 0,8 до 9,7 м (средняя от 2,0 до 9,4 м). Средняя мощность кровли 0,4–0,8 м. Суглинки представлены тонкодисперсным малопластичным глинистым сырьем и пригодны для изготовления строительного кирпича, удовлетворяющего требованиям ГОСТ 530-54, ГОСТ 530-41, ГОСТ 8462-62 для марок «75–150». На Предалтайской равнине типовым является месторождение Краснощековское-1.

Месторождение Краснощековское-1 (I-5-47) разведано в 1970–1971 гг., находится в резерве с 1971 г. [334]. Средняя мощность кровли – 0,4 м. Четвертичные глины и суглинки кирпичные (с,dIII–Н) вскрыты на полную максимальную мощность (9,8 м), подстилаются глинами с обломками коренных пород, непригодными для производства кирпича. Количество тел – 1; форма тела линзообразная. Залежь не выдержана по мощности и залеганию. Физико-механические свойства глин: число пластичности – от 9 до 17; коэффициент чувствительности к сушке – от 0,88 до 1,17; температура спекания от 900 до 1000 °С. Гранулометрический состав: фракция 0–0,005 мм – 26,35–32,67 %, фракция 0,005–0,01 мм – 42,7–60,08 %, фракция 0,01–0,05 мм – 9,88–19,37 %.

Глины и суглинки пылеватые, умеренно пластичные, малочувствительные к сушке, легкоплавкие, с низким и средним содержанием крупнозернистых включений размером до 5 мм и более, пригодны для производства кирпича глиняного обыкновенного марки «125» и «150» методом пластического формования без введения отошителя. Усадка линейная составила 6–8 %, огневая 0,21–1,56 %, полная 6,8–7,4 %. Температура обжига – 1000 °С. Предел прочности при сжатии в среднем 135,6–153,6 кг/см<sup>2</sup>. В заводских условиях получен морозостойкий кирпич обыкновенный марки «125», средний предел прочности при сжатии – 131,3 кг/см<sup>2</sup>. Глины не обводнены. Балансовые запасы кирпично-черепичного сырья категорий А + В – 53 тыс. м<sup>3</sup>, С<sub>1</sub> – 10 тыс. м<sup>3</sup>. Прирост запасов на месторождении невозможен [334].

**Глины для цементного производства** представлены одним крупным разведанным месторождением Самарское (Ш-4-73), расположенным в 1 км от Неверовского месторождения известняков (Ш-4-79). Глины для цементного производства разведаны, сырье лабораторно-технологически испытано, подсчитаны их запасы и рекомендованы для промышленного освоения. Слагая павлодарскую свиту, они заполняют широкую котловину, обрамленную выходами пород палеозойского фундамента. По качеству пригодны для производства портландцемента марок «400–500». Представлено плотными, вязкими, пластичными глинами с включениями гипса, оолитов марганца и карбонатных стяжений. По гранулометрическому составу глины относятся к тонкодисперсным с содержанием песка в количестве не более 0,15 %. Вскрытая мощность глин составляет 30–40 м. Химический и гранулометрический анализы составов свидетельствуют об однородности сырья, которое характеризуется следующими содержаниями (%): SiO<sub>2</sub> – 35,94–63,88 (средневзвешенное по месторождению – 51,83), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7,56–19,05 (13,5), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,69–12,98 (6,31), CaO – 1,79–19,71 (8,09), щелочных оксидов – 2,0–3,91. По гранулометрическому составу глины относятся к тонкодисперсным с содержанием крупной фракции (песчаных частиц) не более 0,15 %. Естественная влажность глин колеблется от 16,8 до 24,6 %, в среднем составляя 20,9 %. Силикатный модуль – 2,69, глиноземный – 2,27, объемный вес – 1,78 т/м<sup>3</sup>. Месторождение не разрабатывалось. На балансе числятся запасы по категориям А + В + С<sub>1</sub> в количестве 43 178 тыс. т, С<sub>2</sub> – 10 176 тыс. т. Наличие пространственно сближенных месторождений цементного сырья со значительными, легко извлекаемыми запасами, при весьма развитой транспортно-энергетической инфраструктуре позволяют организовать рентабельное производство по добыче сырья и производству высококачественного цемента в объеме не менее 1 млн т в год [43].

## Обломочные породы

**Гравийно-галечный материал** широко распространен в долинах крупных рек района. Гравийно-галечные материалы разведаны на крупном по запасам Карповском (I-5-43) и малом Калмыцком (I-5-6) месторождениях, приуроченных к современным отложениям р. Чарыш. По состоянию на

1.01.2008 г. на балансе числятся запасы по категориям А+В+С<sub>1</sub> соответственно в количестве 5985 и 2016 тыс. м<sup>3</sup>. Гравий и песок пригодны для бетона марки 100–200, песок – также для строительных растворов.

Малые месторождения гравийно-галечного материала, не нашедшие отражения в масштабе данного комплекта карт, известны в долинах рек Нижняя Калманка, Ануй, Бол. Маралиха и др. Гравийно-галечный материал месторождений используется в ограниченных объемах, что вызвано низким содержанием гравия (до 47,5 %) и необходимостью промывки песка-отсева для изготовления бетона. Разведка месторождений не проводилась, запасы гравийно-галечных материалов не подсчитывались.

**Щебень.** Обломочно-щебнистый материал используется дорожно-строительными организациями при строительстве и ремонте гравийных автодорог. На карте полезных ископаемых отражено и учтено в каталоге 28 малых месторождений щебня, в которых с помощью карьеров эксплуатируются коры выветривания, выветрелые и в значительной степени трещиноватые, терригенные (аргиллиты, алевролиты, песчаники), метаморфические (сланцы) и магматические образования (кора выветривания гранитоидов), в том числе 14 месторождений – в маралихинской свите, 10 – в антоньевской толще, три – в засурьинской свите, три – в суеткинской свите, одно – в чарышской свите и два – в гранодиоритах усть-беловского комплекса. Месторождения не разведывались, запасы не подсчитывались, оценка добычи не проводилась.

**Песок строительный** представлен семью месторождениями.

Два крупных месторождения Рубцовское (I-4-79), Половинкинское-1 (I-4-102), и одно малое Чайкинское (I-4-89) месторождения находятся в Рубцовском районе. По крупному Половинковскому-1 месторождению учтены балансовые запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> в количестве 2,02 млн м<sup>3</sup> (ТКЗ ЗСГУ № 145 от 13.01.1959 г.).

Эоловые пески неоплейстоцена–голоцена малого месторождения П-3-29 (3 км северо-западнее пос. Лаптев Лог) протягиваются в виде полосы шириной до 16 км, длиной до 75 км, мощностью 10–20 м [342]. По составу относятся к группе очень мелкозернистых с содержанием глинистых частиц до 2,3 %. Органических примесей не обнаружено. Огнеупорность песков – 1400–1420 °С. Песок пригоден для бетонных, кладочных и штукатурных работ, а также для изготовления цементно-песчаной черепицы и в качестве заполнителя в смеси со щебнем при изготовлении цементно-песчаных стеновых блоков.

## Прочие ископаемые

**Гипс** представлен на площади двумя малыми месторождениями (I-4-101, I-5-51) и восьмью проявлениями (I-3-94, I-4-39, 81, 88, 118, П-3-12 и др.). Он образует конкреции кристаллического гипса до 15 см в диаметре, друзы и кристаллы среди неогеновых глин павлодарского горизонта и, иногда, четвертичных глин. Перспективы проявлений не установлены.

**Кварциты** представлены тремя малыми месторождениями (II-6-73, II-5-88, 95) и пятью проявлениями (I-6-102, II-4-75, II-5-12, II-6-35, 67).

Месторождение ключа Хмурый (II-6-73) сложено кварцитами, по результатам химического анализа, пригодными в качестве сырья для получения динаса I и II сортов, флюса при выплавке меди и никеля, получения карбида кремния и кристаллического кремния. Прогнозные ресурсы практически не ограничены. Кроме этого месторождения известны три проявления аналогичных кварцитов (I-6-102; II-6-35, 67) со значительными прогнозными ресурсами [342].

**Сырье для каменного литья** представляют базальты пихтовского комплекса крупного Кировского (II-4-51) и малого Раздольнинского (II-4-82) месторождений. По данным предварительно проведенных оценочных работ, базальты соответствуют требованиям ТУ 21 ГССР 137-84 и РСТ УССР 5020-80 для производства минеральной ваты [42].

**Глины красочные и другие минеральные краски.** На площади листа широко развиты разновозрастные пестроцветные глины, используемые местным населением в качестве минеральных красок. К наиболее известным относится Поповское (I-4-108) проявление, локализованное в корях выветривания. Проявление представлено пластообразной залежью вишнево-красных глин видимой мощностью 2,0 м и изученной площадью 3000 м<sup>2</sup>. Неучтенные балансом запасы категории С<sub>2</sub> оценены в 0,01 млн т. Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 15,73–15,79 %, величина укрывистости – от 50,42 до 53,4 %. Качество глины отвечает ГОСТ 8019-56 для «Охра сухая» марки «Б» [343].

**Сапропель.** По данным ПГО «Торфгеология» и Литологической партии ЗСГУ, в разное время проводивших поиски и разведку сапропелей в озерах Кулундинской степи, на площади установлено девять средних, 10 малых месторождений и два проявления сапропелей [283]. На Госбалансе запасы месторождений не числятся. Ни одно месторождение не эксплуатируется.

Среднее по запасам месторождение оз. Ляпуниха (I-3-98), прилегающее с юга к с. Ляпуново. Озеро имеет подковообразную форму общей протяженностью 6 км при ширине от 200–300 до 1100 м, глубину – до 0,6 м (средняя – 0,31 м). Сапропелевые отложения залегают под водой и в прибрежной части – под слоем торфа. Залежь сложена (сверху вниз): органогенно-известковистым, известковым, органогенно-глинистым и глинистым сапропелем общей мощностью от 0,5 до 6,7 м (средняя – 2,13 м), площадь – 787 га. Влажность – 67,2 %, зольность на сухое вещество сапропеля – 60 %, обменная кислотность pH – 7,9–6,8, средний состав (% на сухое вещество): N – 0,9, CaO – 22,2, Fe – 1,9, P – 0,13, S – 1,0. Балансовые запасы: категории А – 16109,3 тыс. м<sup>3</sup> (14974,8 тыс. т при влажности 60 %). Забалансовые запасы (глинистый сапропель) – 653,8 тыс. м<sup>3</sup> (601,5 тыс. т). В качестве первоочередной для отработки методом намыва в отстойники рекомендуется северо-восточная часть озера.

Сапропелевые отложения месторождения оз. Зяблное (II-3-25) залегают под водой, а в прибрежной части – под слоем торфа. Залежь сложена известковым

сапропелем, на западе и юго-востоке перекрытого 1,5-метровым слоем водорослево-известкового сапропеля. Балансовые запасы месторождения категории А – 2207 тыс. м<sup>3</sup> (1966 тыс. т), в т.ч. в границе зеркала воды – 1335 тыс. м<sup>3</sup> (1206 тыс. т) при площади соответственно 65,5 га и 19,8 га, средней мощности 3,37 м и 6,7 м. Влажность – 69 %, зольность (% на сухое вещество) – 57 %, обменная кислотность рН – 8,4–7,7, состав (% на сухое топливо): N – 0,5 CaO – 37,9, Fe – 0,9, P – 0,47, S – 0,7. По показателям, сапропелевые отложения месторождений пригодны для использования в качестве органогенно-минерального удобрения. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> сапропелей оз. Байдулейкино (II-3-17) и оз. Горбуново (II-3-14) оцениваются в 1010 тыс. т и 250 тыс. т [283].

## СОЛИ

На северо-западе территории в Кулундинской степи распространены соленые озера, с отложениями которых связаны месторождения природной соды, галита, мирабилита, тенардита.

**Соли натриевые** представлены одним малым месторождением (I-2-8) и пятью проявлениями [48, 343].

Малое месторождение натриевых солей озера Кочковатое (I-2-8) имеет площадь 28,3 км<sup>2</sup> при средней глубине 0,5 м. Соляные отложения представлены корневой линзой донных отложений солей. В плане залежь имеет изометричную форму. Ее контуры повторяют извилистую линию уреза поверхности рапы, удаляясь от берега на 0,4–0,7 км. Нижняя часть донных отложений представлена мирабилитом, верхняя – пластом поваренной соли, перекрытым слоем новосадки и старосадки. Запасы поваренной соли категории С<sub>1</sub> составляют 12 017 тыс. т, забалансовые запасы – 12 387 т.

Проявление солей натриевых оз. Каратал (I-3-92) имеет площадь 0,69 км<sup>2</sup>, мощность грунта – 1,5 м, сумму солей в грунтах – 3,2 %. В горизонте грунтовых вод (20 м) площадью 0,5 км<sup>2</sup> и мощностью 15 м сумма солей – 15 %, содержание в NaCl – 10 г/дм<sup>3</sup>. Суммарные прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> солей NaCl составляют 0,03497 млн т [317].

Два проявления связаны с озерами Балансор (II-3-10) и оз. Заливное (II-3-6). Площади – озер 0,2 и 0,6 км<sup>2</sup>, мощность рапы – 0,4 м, общая минерализация рапы – 5,7–76 г/дм<sup>3</sup>, содержание NaCl – 16 и 8 г/дм<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы NaCl категории Р<sub>2</sub> составляют 1280 и 1900 т [317].

**Сода.** На площади листа М-44 эксплуатируется малое месторождение соды (Михайловское (I-2-6), известны еще одно малое месторождение (оз. Селитренное (I-3-47) и пять проявлений соды.

Месторождение Михайловское (I-2-6) находится в 18 км от с. Михайловское, 125 км к юго-востоку от ст. Кулунда. Месторождение представляет собой группу озер под общим названием Танатар (I-VI) и Кучерпак, расположенных полукольцом в виде двух широтно вытянутых ветвей – северной и южной [244]. В Михайловской группе озер сода заключена в поверхностной



рапе, в грунтовых рассолах, пропитывающих рыхлые пески и илы, и в твердых отложениях. Выделяются следующие разновидности соды:

– новосадка десятиводной соды, образующаяся в осеннее-зимний период на дне озер слоем мощностью до 30 см при содержании углекислого натрия до 33 %;

– корневой содовый пласт, представленный песчаниками с перекристаллизованным содовым цементом. Содержание соды в них колеблется от 12 до 33 %, а мощность пласта – от нескольких сантиметров до 4,55 м;

– цементированные содой пески, залегающие обычно ниже содового пласта. Содержание соды в них – от 5 до 15 %;

– песчано-глинистые отложения и рыхлые пески, покрывающие и подстилающие цементированные содой пески и содовые песчаники. Сода в этих отложениях встречается в виде отдельных кристаллов, друз и небольших линз. Содержание углекислого натрия в илах колеблется от 0,5 до 10,8 %, в рыхлых песках – 0,8–3,9 %.

Госбалансом по Михайловскому месторождению по состоянию на 1.01.2014 г. учтены следующие запасы (тыс. т) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 2213; С<sub>2</sub> – 2213, забалансовые запасы – 1067. Большая часть запасов находится в Распределенном фонде. ОАО «Алтайсода» на Михайловском месторождении в 2013 г. добыто 5,1 тыс. т соды-сырца (1,4 тыс. т Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>).

**Соли смешанного состава** представлены на площади малым Малиновским месторождением (I-2-7) и 11 проявлениями.

Месторождение Малиновское (I-2-7) расположено в 5 км к северо-западу от пос. Малиновое Озеро. Оно разведано в качестве сырьевой базы магниезального сырья для цеха жженой магнезии на Михайловском содовом заводе. Месторождение представлено линзой рассолов и соленых вод (средняя минерализация соответственно 72,6 и 30,7 г/дм<sup>3</sup> при содержании иона магния 0,307 и 0,172 %), окруженных последовательно слабосолеными, солончатыми и пресными водами (средняя минерализация соответственно 12,6; 3 и 0,6 г/дм<sup>3</sup> при содержании иона магния 0,074; 0,021 и 0,003 %). По химическому составу, степени минерализации и содержанию иона магния воды подразделяются на три типа: карбонатный, сульфатный, хлоридный. Площадь распространения рассолов составляет 11 км<sup>2</sup>. Соленые воды опоясывают линзу рассолов со всех сторон непрерывной полосой шириной 0,4–2 км. Площадь их распространения – 15 км<sup>2</sup>. Госбалансом учитываются запасы рассолов категорий А+В+С<sub>1</sub> – 4917 тыс. м<sup>3</sup>, сульфата натрия при содержании 64,27 кг/м<sup>3</sup> – 316 тыс. т.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

**Минеральные лечебные воды** представлены сероводородными водами, на площади проявления Юбилейное (II-4-86). Скважинами вскрыты трещинные воды в отложениях каменевской свиты девона с содержанием сероводорода от 10 до 60 мг/дм<sup>3</sup>. По составу они хлоридно-сульфатно-натриевые, натриево-калиевые с минерализацией 1–3 г/дм<sup>3</sup>, холодные – 8–10 °С. Дебит

скважин составляет от 1 до 3,2 л/с при понижении уровня от 0,5 до 1,6 м и мощности обводненных пород от 260 до 435 м. Воды изучены институтами курортологии и физиотерапии городов Томск и Москва и характеризуются как слабоминерализованные сероводородные минеральные. По бальнеологическим свойствам, они могут быть использованы для наружного применения [326].

**Питьевые и технические воды** представлены 18 разведанными месторождениями подземных вод и 11 учтенными водозаборами.

Площадь охватывает зону сочленения юго-восточной окраины Кулундинского гидрогеологического района (Рубцовский подрайон) с Платовским гидрогеологическим районом Западно-Сибирского сложного бассейна пластовых безнапорных и напорных вод [280] и Рудно-Алтайским гидрогеологическим районом западной части Алтае-Саянского сложного бассейна порово-блоковых вод (Горно-Алтайский гидрогеологический район).

Основные ресурсы подземных вод территории приурочены к осадочному покрову, породы фундамента обводнены значительно в меньшей степени. Для кайнозойских отложений характерны порово-пластовые воды, для пород фундамента – трещинные и трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды.

В Горно-Алтайском и Рудно-Алтайском гидрогеологических районах основными водными ресурсами являются воды поверхностных водотоков, которые используются населением для хозяйственных и технических нужд. Относительная бедность грунтовыми водами объясняется тем, что в силу резкой расчлененности рельефа, большая часть выпадающих осадков и воды от таяния снегов приходится на поверхностный сток и сравнительно малая доля – на пополнение грунтовых вод.

На площади листа разведаны следующие месторождения питьевых порово-пластовых вод, характеризующихся следующими балансовыми запасами (тыс. м<sup>3</sup>/сут): Сростинское (I-3-7): категорий А – 4,1, В – 2,6, С<sub>2</sub> – 26,4, всего – 33,1 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология», 1983 г., № 523); Верхневолчихинское (I-3-2): А – 7,6, В – 4,4, С<sub>1</sub> – 2, всего – 14 (ТКЗ ПГО «Гидроспецгеология», 1987 г., № 582); Озерно-Кузнецовское (I-3-78): А – 1,7, В – 1,3, всего – 3 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология», № 498 от 29.07.1981 г.), Самарское (I-4-113) – 0,5 (ТКЗ ПГО «Гидроспецгеология» 1991 г.), Куйбышевское (I-4-52) – 0,5 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология», 1991 г.); Топольное (II-3-38) А + В – 7,89; Староалейское (II-4-56) А – 3 [343].

Эксплуатируется месторождение Озерно-Кузнецовское (I-3-78), которое относится к месторождениям артезианского бассейна. По химическому составу воды гидрокарбонатные, натриево-кальциевые и кальциево-магниевого, а также гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-сульфидные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые. Минерализация – 0,2–0,78 г/дм<sup>3</sup>. Жесткость общая – 2,8–9 мг-экв/л, устранимая – 1,1–3,5 мг-экв/л. Водоносные горизонты представлены разнородными песками, песками с гравием и гравийно-галечниковыми отложениями раннеолигоценного, средневерхнемиоценового и средневерхнеплейстоценового возраста. Глубина залегания кровли колеблется от 2,0 до 250,0 м, мощность водовмещающих отложе-

ний – 3,5–62,0 м. Удельный дебит – 0,8–3,96 л/с, коэффициент фильтрации – 9–23,9, водопроницаемость – 537–1211 м<sup>2</sup>/сут.

Важная роль по обеспечению качественными подземными водами остается за бассейнами трещинных вод докайнозойского фундамента. В районе пос. Октябрьский Змеиногорского района эксплуатируется месторождение в массиве трещинных пород с запасами подземных вод категории В в количестве 0,205 тыс. м<sup>3</sup>/сут. В районе Юбилейного полиметаллического месторождения при изучении гидрогеологических условий в девонских известняках (Сургутановский риф) обнаружены значительные запасы пресных вод трещинно-карстового типа. Их естественные ресурсы с площади 12 км<sup>2</sup> в сумме составляют 3,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут [342].

На территории листа М-44 разведано пять малых месторождений технических подземных вод, характеризующихся следующими балансовыми запасами категорий А+В+С<sub>1</sub> (тыс. м<sup>3</sup>/сут): Волчихинское, уч. Боровой Форпост (I-3-6) – 4,11 (НТС ПГО «Гидроспецгеология» от 18.09.1989 г.); Волчихинское, уч. Усть-Волчихинский (I-3-3) – 2,055 (ТКЗ ПГО «Гидроспецгеология» № 582, от 5.02.1987 г.); Угловское (I-3-99) – 6,9 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология» № 473 от 1.02.1979 г.); Великооктябрьское (I-3-85) – 7,1 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология» № 498 от 29.07.1981 г.). Эксплуатируется Великооктябрьское месторождение. Тип месторождений – месторождения артезианского бассейна.

Большинством водозаборов (I-4-1, -2, -5, -8, -9, -24, -84) с помощью единичных скважин эксплуатируются водоносные горизонты верхнего олигоцена–нижнего миоцена (крутихинская, рубцовская, павлодарская свиты). Водоотбор колеблется от 0,033 до 0,41 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

**Грязи лечебные.** Озера Кулундинской степи сосредотачивают крупные залежи лечебных грязей, что может способствовать созданию здесь крупных здравниц. На площади известно два малых месторождения грязей лечебных.

Месторождение оз. Горькое-Перешеечное (I-3-42) открыто в 1963 г. и эксплуатируется с 2003 г. [216, 196]. Площадь месторождения – 13 тыс. м<sup>2</sup>. Полезное ископаемое представлено пластичными черными и темно-серыми отложениями с оттенками оливкового и бурого цвета средней мощностью 0,2 м. Донные отложения озера относятся к среднесульфидным высокоминерализованным лечебным грязям Анапской разновидности. Озерная рапа по составу гидрокарбонатно-хлоридная натриевая щелочная с минерализацией 48,2 г/дм<sup>3</sup>. Плотность – 1 т/м<sup>3</sup>. Минерализация грязевого раствора – 23,3–44,0 г/дм<sup>3</sup>. Зольность – 65,2–90,4 % на сухое вещество; рН – 8,5–9,4, влажность – 42,0–55,14 %, объемный вес – 1,0–1,6 г/см<sup>3</sup>, теплоемкость – 0,53–0,64 кал/г град. Засоренность частицами 0,25–5 мм изменяется в пределах 29,26–36,3 %. Минеральные включения размером более 5 мм отсутствуют. Радиологическая оценка донных отложений благоприятная, ограничений по применению грязей нет. В рапе присутствует борная кислота в количестве 45,4 мг/дм<sup>3</sup>. Санитарно-бактериологическое состояние рапы благополучное. Показания для пелоидотерапии с использованием таких грязей общие: заболевания нервной системы, опорно-двигательного аппарата, органов дыхания, системы пищеварения, урологические, гинекологические, кожные, ЛОР-органов. Балансовые запасы категорий В+С<sub>1</sub>, – 2,67 тыс. м<sup>3</sup> или 3,47 тыс. т

(протокол ТКЗ при ГУПР по Алтайскому краю № 36, 2003 г.). На месторождении также подсчитаны средняя мощность и запасы косовых отложений (пелоидов) – 1,1 тыс. м<sup>3</sup>. Разработка предполагается вручную из-под воды с производительностью до 200 т/год.

---

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

### **МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ**

В западной части Алтае-Саянского региона сочленяются три минерагенические провинции (с северо-запада на юго-восток): Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская, Обь-Зайсанская герцинско-эпигерцинская и Алтае-Саянская каледонско-эпикаледонская [270]. Анализ закономерностей распределения наиболее важных для региона видов полезных ископаемых позволяет выделить четыре основные эпохи формирования оруденения: позднепротерозойско-раннепалеозойскую, средне-палеозойскую, позднепалеозойско-мезозойскую и кайнозойскую. Наиболее продуктивной для месторождений полиметаллических и железных руд, золота, вольфрама, молибдена, бериллия была среднепалеозойская эпоха, для формирования месторождений урана, природных солей, торфа, сапропелей и россыпных месторождений – кайнозойская металлогеническая эпоха.

Позднепротерозойско-раннепалеозойская эпоха. Структурно-вещественные комплексы позднепротерозойско-раннепалеозойской эпохи формировались в океанической и островодужной обстановках. С океаническими комплексами (терехтинским метаморфическим и базальтоидным засурьинским) связаны пункты минерализации железа и марганца железорудной кремнистогематитовой формации, цветных металлов с золотом, сопровождающихся силицилитами, яшмоидами и кремнями. Для засурьинской свиты в таких проявлениях имеется сходство с эксгальционно-осадочным сульфидным оруденением с золотом венд-кембрийского уровня на Салаире (проявление Сунгайское) [52]. С metabазитами терехтинского комплекса на соседней территории листа М-45 парагенетически связано эксгальционно-осадочное сульфидное оруденение с золотом и платиноидами [64]. Металлогения островодужного комплекса, представленного преимущественно флишоидами амагматичной передовой дуги, ограничена вероятностью накопления прибрежно-морских и склоновых россыпей монацита, золота, магнетита и других тяжелых минералов, на последующих этапах, возможно, послуживших источником рудного вещества при формировании золото-скарнового, скарново-магнетитового, жильного и других типов оруденения.

Среднепалеозойская эпоха характеризуется раннедевонским океаническим структурно-вещественным комплексом (иртышский метаморфический комплекс и сарбасский дунит-гарцбургитовый, образующий с метабазитами офиолитовую ассоциацию) и девонско-раннекаменноугольным мегакомплексом активной континентальной окраины. Вещественную основу девонского мегакомплекса составляют преобладающие осадочно-вулканические формации ранне-среднедевонского и средне-позднедевонского возраста, а также габбро-гранитные серии и существенно гранитоидные комплексы, слагающие крупные полихронные плутоны и ареалы. Раннедевонско-раннекаменноугольный мегакомплекс наиболее продуктивен на эндогенное оруденение, представленное колчеданно-полиметаллическими, железорудными, титаномагнетитовыми и золоторудными месторождениями.

*Размещение оруденения колчеданно-полиметаллической формации* в Рудном Алтае контролируется структурным, литолого-стратиграфическим и магматическим факторами. Структурный контроль оруденения обусловлен линейным (поясовым) расположением рудных полей и месторождений параллельно Северо-Восточной и Иртышской зонам смятия. Глубинные разломы и связанные с ними более мелкие нарушения, контролируют размещение палеовулканических аппаратов, зон дробления, рассланцевания, гидротермально измененных пород и основных рудных объектов. Стратиграфический контроль выражается в приуроченности большинства месторождений и проявлений полиметаллических руд к двум основным рудоносным уровням: эмско-эйфельскому (мельничная свита) и позднеживетско-раннефранскому (каменевская свита). К ним приурочены Майско-Змеиногорско-Семёновская и Корбалихинско-Лазурская линейные рудные зоны. С первой связаны преимущественно месторождения и проявления золото-серебро-барит-полиметаллической (Змеиногорское, Зареченское) и менее – полиметаллической (Среднее) подформаций, со второй – колчеданно-полиметаллической и полиметаллической подформаций (Корбалихинское, Лазурское, Масляное). В Золотушинском рудном районе к низам эмско-эйфельского уровня приурочены бедные руды медно-колчеданной подформации (Каменское месторождение и ряд рудопроявлений). Для Золотушинского района наибольшее значение имеют живетский (заводская свита) и франский (каменевская свита, верхняя подсвита) рудоносные уровни. С живетским уровнем связаны рудные объекты Локтевского, Ремовского и Золотушинского рудных полей, с франским – Титовско-Сургутановского рудного поля. Литологический контроль выражается в приуроченности рудных объектов к контрастным по составу пачкам, располагающимся вблизи контактов осадочных и вулканогенных толщ. Магматический контроль выражен в приуроченности колчеданно-полиметаллического оруденения к девонским вулканическим комплексам. Образование руд происходило, как правило, на заключительных этапах вулканизма во время активного проявления гидротермальных процессов на склонах палеовулканов на дне водоемов среди отложений промежуточных и удаленных вулканических фаций и в связи с субвулканическими интрузиями кислого состава. Проявления контрастного базальт-риолитового вулканизма нашло отражение в составе оруденения. К мельнично-сосновскому комплексу кислого состава приурочены преимущественно полиметаллические и ба-

рит-полиметаллические (с золотом) руды, к более позднему, базальт-риолитовому каменевскому комплексу – колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные руды. Рудоотложение осуществлялось в относительно неглубоководных условиях. Выделяются вулканогенно-гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и гидротермальные руды. Все они могут присутствовать на одном месторождении (Среднее, Зареченское, Лазурское) или слагать отдельные его части, как это имеет место на Корбалихинском и Змеиногорском месторождениях. Рудные залежи месторождений сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических пород серицит-кварцевого, серицит-хлоритового, хлорит-карбонатного, реже тальк-карбонатного составов. Прогнозное значение имеют березиты (рудный уровень) и адуляриты (надрудный уровень) [91].

Размещение оруденения *гематит-магнетитовой стратиформной и марганцевоносной вулканогенно-кремнистой формаций* контролируется структурными, литолого-стратиграфическими и магматическими факторами. Структурный контроль обусловлен линейным (поясовым) расположением рудных полей и участков в пределах Коргонского рудного района. Марганцевые руды района приурочены к зонам интенсивного рассланцевания и формировались в результате метасоматического замещения катаклазированных и рассланцованных вулканитов. Стратиграфический фактор является ведущим и заключается в приуроченности оруденения к продуктивным отложениям коргонской свиты, которые отнесены к площадям наиболее перспективным на промышленное железо-марганцевое оруденение. Литолого-фациальные критерии заключаются в приуроченности руд к участкам резкой смены в разрезе эффузивно-пирокластических пород туфогенно-осадочными, а риолитового вулканизма – к дацит-андезитовым. В литологическом отношении наиболее благоприятными для накопления железных руд являются пачки песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, умеренно известковистых и содержащих наибольшее количество пирокластического материала. В пределах осадочных пачек рудоносных горизонтов оруденение, как правило, локализуется в их основании. Отложения, вмещающие железные руды, относятся чаще к прибрежно-морским фациям, изредка – к фациям умеренных глубин.

Основными рудогенерирующими факторами служат девонский магматизм, проявившийся в покровной вулканической и субвулканической форме и сопровождающая его газо-гидротермальная деятельность. Рудные горизонты приурочены к расположенным среди пирокластических образований вулканогенно-осадочным пачкам и сопровождаются субпластовыми, параллельными рудным горизонтантам, телами трахиандезит-дацит-риолитового коргонского комплекса.

Оруденение *магнетитовой скарновой формации* сформировано контактово-метасоматическими процессами, связанными с воздействием интрузивов ранне-среднедевонского возраста на известняковые и терригенно-карбонатные толщи силура и вулканогенно-осадочные образования девона. Стратиграфические факторы не играют заметной роли в локализации железоруденения в районе Инского месторождения. Их значение ограничивается только размещением оруденения в целом согласно общему простиранию и в ряде случаев падению пород. Основное значение для рудоотложения имеет нали-

чие зон дробления и отслоения в известняковых толщах, подвергшихся скарированию. Залегание рудного тела Белорецкого месторождения среди скарированных и мраморизованных пород чагырской свиты обусловлено благоприятными условиями рудоотложения в зоне отслоения замковой части Мало-Баталихинской синклинали [43]. На Инском месторождении лежащий бок рудного тела располагается на кровле плагиогранитного интрузива. Поэтому здесь, со стороны нижней поверхности рудного тела стратиграфический контроль не проявлен. Висячем боку рудной залежи располагается мощная скарновая оторочка, которая в свою очередь выше контактирует с фельдшпатизированными и окварцованными вулканогенными породами, среди которых отсутствуют маркирующие стратиграфические горизонты или пачки. Заметным маркером является только само рудное тело, других маркирующих уровней выявить не удалось. Литологические факторы контроля оруденения в районе Инского месторождения имеют более важное значение, чем стратиграфические. Таким фактором является тесная ассоциация руд с прослоями известняков. На Инском месторождении в пределах скарно-рудной зоны иногда встречаются реликты известняков мощностью до 10 м. Наличие мощной зоны пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов свидетельствует о существовании известняков на месторождении, поскольку их образование невозможно без карбонатных пород. Структурно-тектонические факторы играют очень важную роль в локализации оруденения в Белорецко-Инском районе. Они могут служить одним из главных критериев, позволяющим оценивать перспективы на железные руды тех или иных участков.

Физико-химические свойства руд обусловили благоприятные критерии их поисков. Все поля известных железорудных месторождений хорошо выделяются в аэро- и наземных магнитных полях, что делает геофизические признаки ведущими на стадии поисков. Перспективные аномалии характеризуются крупными размерами, простой морфологией, высокой интенсивностью, плавно изменяющимися градиентами магнитного поля. Геохимические критерии применимы для поисков месторождений марганца как основной метод, а для железорудных месторождений – как вспомогательный. Большинство месторождений района фиксируются вторичными и первичными ореолами Mn, Pb, Zn, Cu.

Со среднепалеозойской эпохой связано промышленное золотое (месторождение Мурзинка) и серебро-золоторудное (месторождения Черепановское, Сурич, Новofireсовское) оруденение, которое контролируется магматическими образованиями средне-позднедевонского и позднедевонского возраста. Вулканогенное эпитермальное золото-серебряное оруденение связано с вулкано-тектоническими структурами, сложенными стратифицированными вулканогенными и субвулканическими образованиями бимодального (риолит-андезитового) состава. Критериями прогнозирования серебро-золоторудного оруденения являются наличие палеовулканических построек центрального типа и характер вторичных изменений.

На Черепановском месторождении магматический контроль выражен в пространственной и генетической связи оруденения с вулканическими толщами и субвулканическим интрузивом крупновкрапленниковых риолитов каменевского комплекса. Тектонический контроль выражается в приурочен-



ности рудоносных кварцевых жил к тектоническим трещинам субширотного и субмеридионального простирания. Субвулканические образования Новофирсовского рудного узла образуют бимодальный полициклический ряд, на начальной стадии которого фиксируется антидромная последовательность (риолит-порфиры → диорит-порфириты), на заключительной – гомодромная (диорит-порфириты → риолит-порфиры). Возраст формирования субвулканических образований – позднедевонский, общей продолжительностью порядка 10 млн лет [66]. Ультракалиевые разности пород установлены как для раннего, так и для позднего циклов риолитового магматизма. Метасоматические образования Новофирсовского рудного узла образуют две основные группы [5]: площадные метасоматиты (пропилиты, аргиллизиты, вторичные кварциты) и метасоматиты линейных зон, наложенных на площадные метасоматиты (пирит-кварцевые, кварцево-слюдистые прожилки в пирит-кварцсерицитовых метасоматитах и окварцованных вулканогенных породах). В площадных метасоматитах установлена вертикальная зональность, выраженная последовательной сменой по восстанию гидротермальной колонны пропилитов (эпидот-кальцитовая и альбит-хлорит-кальцитовая фации) аргиллизитами (каолинит-смектитовая и каолинит-кварцевая фации) и вторичными кварцитами [5].

Позднепалеозойско-мезозойская эпоха связана с коллизионным и постколлизионным этапами тектонического развития региона. В эту эпоху происходило формирование каменноугольных и раннеюрских угленосных приразломных прогибов с месторождениями каменного и бурого угля. Магматические образования формировались с участием мантийных источников. С постколлизионными комплексами связано на Алтае и в Калбе медно-никелевое (максутский габронорит-диорит-долеритовый комплекс) и редкометалльное оруденение (калбинский гранитовый, синюшинский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый и белокурухинский гранит-лейкогранитовый комплексы). Также возможно регенерированное колчеданно-полиметаллическое оруденение в Рудном Алтае в связи со среднетриасовыми риодацитами и риолитами. С первой фазой раннепермского калбинского комплекса, представленной биотитовыми гранитами и их контаминированными разностями, связаны главные промышленные редкометалльно-пегматитовые месторождения Восточного Казахстана, для которых характерны следующие признаки локализации [128, 120, 71]. Пегматиты размещаются в эндо-экзоконтактной зоне крупных гранитных plutонов, наследуя наложенные или подновленные системы рудо локализирующих трещин среди контаминированных и гибридных гранитов, мигматитов и роговиков. Продуктивные рудные поля обычно тяготеют к языкоподобным сателлитам гранитных массивов или к их участкам «этажного» строения. Учитывая перечисленные признаки, потенциально перспективными для поисков промышленного редкометалльного оруденения являются поля меланогранитов и юго-восточный экзо-эндоконтакт Борисовского plutона с многочисленными апофизами и мелкими телами гранитов первой фазы калбинского комплекса [64, 65]. С заключительными фазами раннетриасовых гранитов белокурухинского комплекса связаны жильно-грейзеновые уран-редкометалльные проявления, синюшинского комплекса – пегматитовые, грейзеновые, скарновые, кварцево-жильные вольфрам-молибден-бе-

риллиевые проявления и месторождение Тигирекское, тантал-ниобиевые рудопоявления и пункты минерализации. В Саввушинском массиве известно редкоземельное пегматитовое проявление (Ортитовая Сопка).

В кайнозойскую эпоху происходило образование месторождений минеральных солей, торфа, урана, гипса, глин, песка и других строительных материалов. В западной части территории критериями формирования гидрогенного уранового оруденения, связанного с выклиниванием зон грунтового и пластового окисления являются: 1) приуроченность к краевой части крупного артезианского бассейна с инфильтрационным режимом питания и очагами разгрузки подземных вод; 2) широкое распространение в области питания подземных вод специализированных на уран магматогенных пород кислого состава и черносланцевых толщ; 3) залегание мезо-кайнозойского чехла на складчатом основании, сложенном преимущественно терригенно-карбонатными и сланцевыми толщами, прорванными гранитоидными интрузиями; 4) наличие в отложениях чехла первично сероцветных, хорошо проницаемых песчаных горизонтов, обладающих повышенной восстановительной емкостью, ограниченных выдержанными пластами водоупоров; 5) смена по мере удаления от областей питания урансодержащих кислородных вод восстановительными; 6) проявленность процесса эпигенетического окисления сероцветных терригенных отложений, сопровождавшегося осаждением урана на выклинивании зон пластового и грунтового окисления; 7) расположение площади в пределах Западно-Сибирского урановорудного пояса с оруденением палеодолинного типа и на выклинивании зоны пластового окисления.

В кайнозое происходило формирование редкометалльно-россыпной и золото-россыпной формаций, представленной русловыми и долинными россыпями. На ранней стадии кайнозойской эпохи формировались месторождения остаточных кор выветривания (W, Sn, Au, каолины) [102], на поздней – россыпные месторождения (Au, Ta, Sn, W, Ti, PЗЭ). Россыпи преимущественно ближнего сноса – делювиально-пролювиальные ложковые, аллювиальные смешанные. Признаки подобных россыпей, по данным буровых работ [342, 343], широко развиты на площади, но характеризуются значительной глубиной залегания, и поэтому практического интереса в настоящее время не представляют.

Доминирующим для локализации неметаллических полезных ископаемых, развитых среди рыхлых кайнозойских образований, является литологический фактор. Наиболее широкое распространение имеют глинистые и песчаные породы, залегающие в виде покровных образований практически повсеместно и часто имеющие золотой генезис. Огнеупорные глины являются составной частью коры выветривания по терригенным породам. В многочисленных современных озерах образуются сапропели и соли различного состава. Образование месторождений солей происходит в бессточных котловинах в условиях дефицита влажности (превышение испарения над осадками в 1,5–2 раза и более) [343].

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Минерагеническая специализация и границы выделенных минерагенических таксонов, определяются геологическим строением и историей геологического развития раннепалеозойских и среднепалеозойских СФЗ островодужного этапа и этапа активной континентальной окраины, а также позднепалеозойско-мезозойскими структурно-вещественными комплексами, сформировавшимися на этапе тектоно-магматической активизации в герцинскую и мезозойскую металлогенические эпохи. В пределах территории листа выделены восемь минерагенических зон, девять рудоносных зон и рудных районов, 45 рудных узлов и зон. Ниже приводится их краткое описание.

### *Алтае-Саянская каледонско-эпикаледонская минерагеническая провинция*

**Салаиро-Алтайская ртутно-серебряно-золото-полиметаллическая среднедевонско-раннетриасовая минерагеническая область** (5 Pb,Zn,Au,Ag, Hg/D<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>). Границы Салаиро-Алтайской минерагенической области определяются районами распространения девонских вулканоплутонических поясов, сопровождающихся редкометалльным, медно-полиметаллическим и золотым оруденением [270]. Минерагеническая область охватывает положительные (поднятия) и отрицательные (флишоидные кембрийско-ордовикские и ордовикско-девонские прогибы) тектонические блоки. Поднятия сложены вендраннепалеозойскими базальтовыми, кремнисто-карбонатными и кремнисто-терригенными турбидитовыми образованиями, сформировавшимися в обстановках, интерпретируемых в настоящее время как океанические, островодужные, задуговые и междуговые бассейны с корой океанического и переходного типов. Сейчас эти реликты представлены полихронными метаморфическими комплексами. Раннепалеозойские образования с несогласием перекрыты терригенными и карбонатно-терригенными отложениями ордовика, силура, вулканогенными образованиями девонского Салаиро-Алтайского вулканоплутонического пояса. Широко распространены плутонические гранитоидные комплексы двух крупных генераций – девонско-раннекаменноугольной и пермо-триасовой с оруденением золота, меди, серебра, титана, железа, полиметаллов. Специфику минерагенической области определяют золото-скарновые с медью, жильные золото-сульфидно-кварцевые, субвулканические эпитермальные медно-золото-серебряные объекты. Меньшую роль играют жильные полиметаллические месторождения и проявления [355].

**Чарышский полиметалльно-серебряно-золоторудный район** (5.1 Au, Ag,Pb,Zn,Cu) охватывает западную часть Горного Алтая на стыке с Рудным Алтаем. В тектоническом отношении Чарышский район приурочен к Чарышско-Чуйской структурно-формационной зоне. Геолого-структурная позиция рудных узлов, объединенных в рудный район, характеризуется следующими признаками рудоносности:

– принадлежностью к долгоживущим вулcano-тектоническим структурам с интенсивным проявлением известково-щелочного магматизма средне-позднедевонского возраста, характерного для окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов;

– приуроченностью к зонам и узлам сочленения долгоживущих региональных разломов глубинного заложения, которыми являются Чарышско-Теректинский, Башчелакский и Северо-Восточная зона смятия, а также к оперяющим нарушениям, создающим сложное блоковое строение вулканно-плутонических сооружений;

– присутствием блоков с автономным режимом развития, таких как Новифирсовская и Курьинско-Акимовская вулcano-тектонические депрессии;

– металлогенической специализацией, определяемой широким развитием андезит-риолитовой вулканической, габбро-диорит-гранодиоритовой и гранитовой формаций.

Учитывая длительность и многостадийность формирования палеоструктур, в ряде случаев наблюдается формирование телескопированных полиформационных рудных образований с несколькими уровнями его локализации [333]. Перспективы рудного района определяются наличием месторождений и проявлений золоторудной, серебряно-золоторудной и медно-полиметаллической минерализации. Прогнозный золоторудный потенциал района в первую очередь связан с *Новофирсовским* (5.1.1 Au), *Мурзинским* (5.1.2 Au), *Чагырским* (5.1.4 Au,Cu,Pb) и *Суеткинским* (5.1.3 Au,Ag,Pb) рудными узлами и прогнозируемыми *Кузнецовским* (5.1.8 Au), *Тулатинским* (5.1.5 Au,Ag), *Ханхаринским* (5.1.6 Au,Ag) и *Чернокаменским* (5.1.7 Au,Hg) рудными узлами [43, 333, 342, 335, 325].

**Талицкий редкометалльно-вольфрамово-золоторудно-россыпной район** (5.2 Au,W,Be) приурочен к Чарышско-Талицкой структурно-формационной зоне. Ее восточная часть прорвана интрузивами гранитоидов позднедевонского усть-беловского комплекса и лейкогранитов раннетриасового белокурухинского комплекса и подверглась интенсивной тектонической переработке в северо-восточном крыле Башчелакского разлома и сопряженных с ним нарушений. В северном направлении наблюдается уменьшение уровня эрозионного среза гранитоидов усть-беловского комплекса, что выражается сменой крупных массивов меланогранитового состава изометричными интрузивами диорит-гранодиоритового состава с широко проявленными ореолами ороговикования. Перспективы района определяются главным образом наличием интрузивных и дайковых образований специализированного на золото усть-беловского комплекса в зоне Башчелакского глубинного разлома и оперяющих нарушений, а также сульфидизированных черносланцевых отложений и кор выветривания по ним.

В пределах района известны многочисленные проявления и пункты минерализации золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого типа и неоднократно отработывавшиеся золотоносные россыпи, вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения и проявления вольфрамит-кварцевой грейзеновой и гюбнерит-сульфидно-кварцевой березитовой рудных формаций, 10 малых непромышленных россыпей редких земель редкометалльно-россыпной

формации [335]. По результатам работ ОГХР-200 [333] выделены аномальные геохимические поля в ранге рудных узлов и рудных полей. Потенциал района определяют золоторудные узлы: *Слюдянский* (5.2.3 Au,W,Be), *Башчелакский* (5.2.8 Au), *Комарихинский* (5.2.1 Au), *Верхнекалманский* (5.2.2 Au), *Маралихинский* (5.2.5 Au), *Сосновский* (5.2.6 Au), *Верхнекамышенский* (5.2.4 Au), а также *Усть-Пустынская рудная зона* (5.2.7 Au). Наиболее перспективными золоторудными таксонами являются прогнозируемые Башчелакский и Слюдянский рудные узлы, в меньшей степени – прогнозируемые Верхнекалманский и Маралихинский золоторудные узлы [335].

**Коргоно-Терехтинская кобальтсодержащая золото-марганцево-железородная средне-силурийская–среднедевонская минерагеническая зона** (6 Fe,Mn,Au/S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>) приурочена к северо-западной части Алтае-Монгольской СФЗ на площади листов М-44 и М-45 [44, 270]. Ее северной границей является Чарышско-Терехтинская зона глубинного разлома. Девонский вулканогенно-терригенный Коргонский прогиб с вулканогенно-осадочными железными и магранцевыми рудами, образовался в условиях сдвиго-раздвиговых напряжений, связанных с активностью Северо-Восточной зоны смятия, Чарышско-Терехтинского глубинного разлома и оперяющих дизъюнктивов. Позднепалеозойско-мезозойский гранитоидный магматизм и активизация гидротермальной деятельности вдоль крупных разломов привели к дополнительному концентрированию железа из первичных бедных кремнисто-гематитовых руд вулканогенно-осадочного генезиса с образованием промышленных скарновых и гидротермально-метасоматических залежей богатых магнетитовых руд и к формированию приразломных эпитермальных месторождений и проявлений кобальта, никеля, редкоземельных элементов, скандия, урана, вольфрама, ртути и золота. Зона имеет основное развитие на площади сопредельного листа М-45 [44] и выходит на площадь листа М-44 лишь своей северо-западной оконечностью, сложенной образованиями девонского Коргонского прогиба. На рассматриваемой территории в пределах зоны выделяются **Холзунско-Белорецкий золото-марганцево-железородный район** (6.1 Fe,Mn,Au), в пределах которого выделен *Коргоно-Кедровский марганцево-железородный узел* (6.1.1 Fe,Mn) с Коргонским месторождением.

Рудные проявления и месторождения **Холзунско-Белорецкого района**, обязанные своим происхождением становлению массивов гранитоидов повышенной основности, относятся к магнетитовой скарновой (Инское и Чесноковское месторождения) и магнетитовой скарноидной (стратиформной) (Белорецкое и Коргонское месторождения) рудным формациям. Оруденение сформировано контактово-метасоматическими процессами, связанными с воздействием интрузивов ранне-среднедевонского коргонского трахиандезит-дацит-риолитового комплекса на известняковые и терригенно-карбонатные толщи силура и обогащенные железом вулканогенно-осадочные образования девона [43, 342]. Основными рудогенерирующими факторами района служат девонский магматизм, проявившийся преимущественно в покровной вулканической, субвулканической форме и сопровождающей его газо-гидротер-

мальной деятельности. Рудные горизонты приурочены к расположенным среди пирокластических образований вулканогенно-осадочным пачкам и сопровождаются субпластовыми, параллельными рудным горизонтам, телами трахиандезит-дацит-риолитового коргонского комплекса. Наблюдается интенсивная гидротермально-метасоматическая проработка вмещающих оруденение пород и наличие блоков калиевых эффузивов (зон осаждения железа). Железо и марганец постоянно сопутствуют друг другу, но значительные концентрации их формируются обособленно. На крупных рудопроявлениях и промышленных месторождениях железных руд марганцевая минерализация практически отсутствует, а на марганцевых рудопроявлениях железные руды в небольших масштабах распространены почти повсеместно, располагаясь на выклинивании марганцевых тел или непосредственно ниже по разрезу. Часто наблюдается совмещение в одном рудном поле железо-марганцевых и железных руд с полиметаллическим и баритовым оруденением. Повышенное содержание Pb, Zn и Cu характерно для всех изученных марганцевых руд. Отмечаются повышенные содержания в рудах и рудных горизонтах апатита с образованием апатит-магнетитовых руд, а также редких металлов и редкоземельных элементов. Тесная пространственная ассоциация в пределах единой структурно-формационной зоны железных и марганцевых руд свидетельствует о близких условиях их формирования.

Физико-химические свойства руд обусловили благоприятные критерии их поисков. Все поля известных железорудных месторождений достаточно хорошо выделяются в аэро- и наземных магнитных полях, что делает геофизические признаки ведущими на стадии поисков. Перспективные аномалии характеризуются достаточно большими размерами, простой морфологией, высокой интенсивностью, плавно изменяющимися градиентами магнитного поля. Эти и ряд дополнительных характеристик геофизических аномалий нередко позволяют однозначно определить их природу и прогнозировать результат поисков. Геохимические критерии применимы для поисков месторождений марганца как основной метод, а для железорудных месторождений – как вспомогательный. Большинство месторождений района фиксируются вторичными и первичными ореолами Mn, Pb, Zn, Cu. Южную часть площади занимает **Коргонский золоторудно-россыпной район (6.2 Au)**, в котором выделяются *Сергеевский золоторудно-россыпной (6.2.1 Au)* и *Коргонский прогнозируемый золоторудный (6.2.2 Au)* узлы.

### **Минерагенические таксоны, связанные с позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизацией**

**Редкометалльно-молибденово-вольфрамоворудная область Северного и Западного Алтая средне-позднедевонская, раннетриасовая (7 W, Mo, Be/D<sub>2-3</sub>, T<sub>1</sub>)**

В мезозойскую металлогеническую эпоху на позднеколлизивно-рифтогенной стадии коллизивного этапа развития района происходило формирование вольфрам-молибден-редкометалльной области Северного и Западного

Алтая, рудные образования которой дискордантно накладываются на фрагменты металлогенических поясов. В состав области на смежной с востока территории входит Белокурихинский вольфрам-редкометалльный рудный район и Щебетинский вольфрам-молибден-редкометалльный рудный узел [44], а на рассматриваемой площади – **Синюшинский редкометалльно-молибденово-вольфрамоворудный район (7.1 W,Mo,Be)**, в котором выделяются *Саввушинский (7.1.1 Mo,Be)*, *Синюшинский (7.1.2 W,Mo,Be)*, *Тигирекский (7.1.3 Be)*, *Убино-Белореченский (7.1.4 W,Mo,Be)* рудные узлы. Узлы приурочены к одноименным массивам раннетриасовых редкометалльных гранитов, в которых оруденение представлено молибден-вольфрамовой кварцевой, молибден-вольфрам-бериллиевой кварцевой и редкометалльно-пегматитовой формациями. Последняя пространственно и генетически связана с редкометалльными гранитами синюшинского комплекса в пределах *Тигирекского редкометалльного рудного узла*, где установлено Тигирекское месторождение, одно проявление и несколько пунктов минерализации редкометалльных пегматитов. В настоящее время Тигирекское месторождение отработано, забалансовые запасы: руды – 1,4 тыс. т (среднее содержание  $BeO - 0,036\%$ ) и  $BeO - 0,5$  т с Государственного баланса сняты. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  по узлу не подсчитывались.

На северо-востоке площади вне рудных районов выделяется *Мульчихинская золото-вольфрамоворудная зона (7.0.1 W,Au)* в которой промышленное оруденение вольфрама и молибдена связано с гранитоидами гранодиорит-гранитового боровлянского и мусковитизированными гранитами белокурихинского комплексов [44, 335].

### **Рудные узлы вне минерагенических зон и рудных районов**

*Харловская ванадиево-титаново-железородная раннекаменноугольная зона (0.0.1 Fe,Ti,V/C<sub>1</sub>)* связана с расслоенными интрузивами нижнекаменноугольного харловского граносиенит-монцодиорит-габбрового комплекса (Харловский и Сурчихинский массивы) и оконтуривает вытянутую на северо-запад зону выходов аналогичных, установленных и предполагаемых по геофизическим данным, расслоенных интрузивов в северо-восточной части территории листа М-44. В пределах зоны выявлено малое Харловское месторождение, рудопроявление Сурчихинское и несколько пунктов минерализации титаномагнетитовых руд [325].

*Колыванский цинково-свинцово-меднорудный с золотом позднедевонский узел (0.0.2 Cu,Pb,Zn/D<sub>3</sub>)* приурочен к южной части Чарышского золото-рудного района. Для рудного узла характерно благоприятное сочетание региональных рудогенерирующих и рудолокализирующих факторов, косвенных и прямых поисковых признаков золотооруденения: слабо эродированные и не вскрытые эрозией интрузии гранитоидов усть-беловского комплекса; сеть разрывных нарушений северо-западной и северо-восточной ориентировки с сопутствующими зонами березитизации, окварцевания и пропилитизации; проявления и пункты минерализации Au, Ag, Cu, приуроченные к кварцевым

жилам и минерализованным зонам; понижения гравитационного и магнитного полей [342, 325].

**Очаровательный висмутово-медно-вольфрамоворудный позднедевонский узел** (0.0.3 W,Cu,Bi/D<sub>3</sub>) генетически связан с Колыванской апофизой аплитовидных гранитов, принадлежащих к Очаровательному массиву гранитов боровлянского комплекса. Здесь известно Колыванское вольфрам-медно-висмутовое рудное поле с одноименным малым месторождением и Шеелитовым проявлением (П-5-3).

**Белореченский золоторудно-россыпной прогнозируемый раннесилурийско-позднедевонский узел** (0.0.5 Au/S<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>) находится в долине р. Белая в среднем и верхнем течении, в пределах Северо-Восточной зоны смятия. На его площади – терригенные отложения силура, вулканогенно-осадочные отложениями нижнего–среднего девона прорваны гранитоидами синюшинского, змеиногорского, боровлянского комплексов и субвулканическими телами еловского комплекса. Породы метаморфизованы, участками ороговикованы, скарнированы и окварцованы. К прямым признакам оруденения благородных металлов относятся: наличие скарновых проявлений Слесарской группы с повышенными содержаниями золота (до 7 г/т) и серебра (до 282 г/т); кор выветривания (до 7 г/т); комплексных руд Белорецкого вольфрам-бериллиевого месторождения; к косвенным – повышенная золотоносность аллювиальных отложений среднего течения р. Белая на отрезке долины в 25 км [342], многочисленные шлиховые и геохимические аномалии Au и элементов-спутников.

### **Обь-Зайсанская герцинско-эпигерцинская минерагеническая провинция**

Обь-Зайсанской минерагенической провинции в тектоническом отношении соответствует Обь-Зайсанская складчатая область. В ее пределах выделены три минерагенические зоны: Западно-Калбинская золоторудная, Калба-Нарымская редкометалльная, Рудно-Алтайская золото-серебряно-полиметаллическая.

**Западно-Калбинская золоторудная позднедевонско-ранненепермская минерагеническая зона** (1 Au/D<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) на российской территории представлена на восточном фланге Западно-Калбинского золоторудного пояса протяженностью 730 км и шириной 20–120 км на территории Республики Казахстан [342]. Основной металлогенический профиль пояса определяют золоторудные гидротермальные месторождения золото-мышьяковой формации и многочисленные аллювиальные россыпи, сконцентрированные в Мукурском и Бакырчикском рудных районах Казахстана. Российская территория Западно-Калбинской зоны перекрыта мощным кайнозойским чехлом и изучена только единичными скважинами. Коренные породы в скважинах отличаются повышенной углеродистостью, интенсивной рассланцованностью и милонитизацией, вплоть до образования сульфидизированных черных динамометаморфических сланцев с повышенной золотоносностью, подобных породам Му-



курского и Бакырчикского золоторудных районов в Казахстане. На основании этого сходства выделен *Топольный прогнозируемый золоторудный узел* (1.0.1 Au) [342].

**Калба-Нарымская редкометалльная позднедевонско-раннепермская минерагеническая зона** (2 W,Sn,Ta/D<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) примыкает к Иртышской зоне смятия, граница с которой проходит по Калба-Нарымскому региональному разлому [342]. На юго-западе она граничит с Западно-Калбинской зоной по Юго-Западному глубинному разлому. С участками развития гранитов раннепермского калбинского комплекса в этой зоне может быть связано промышленное редкометалльное пегматитовое, альбитит-грейзеновое и кварцевожильное оруденение. На территории Восточного Казахстана вблизи границы с Россией выделены редкометалльные Шульбинский рудный район и Степановский рудный узел [72]. Перспективы Шульбинского района определяются развитием потенциально рудоносных Li-F гранитов и онгонитов. Продолжение Шульбинского редкометалльного рудного района на территорию России не установлено, что, возможно, связано с редкой сетью картировочного бурения [342].

**Иртышская золото-меднорудная раннедевонская–раннепермская минерагеническая зона** (3 Cu,Au/D<sub>1</sub>-P<sub>1</sub>) охватывает пограничную территорию между Калба-Нарымской и Рудно-Алтайской минерагеническими зонами [270]. Эта территория представлена Иртышской зоной смятия, вещественный состав которой определяется развитием пород иртышского метаморфического комплекса и известковисто-терригенных отложений ранне-среднедевонской орловской свиты, определяющих минерагеническую специализацию зоны. Иртышская зона прослеживается в юго-восточном направлении в Восточный Казахстан в виде линейной структуры шириной от первых до десятков километров на расстояние около 1000 км. Ранее эта полоса выделялась в качестве Иртышской золоторудно-медной зоны [35]. Рудоносная базальтриолитовая формация Рудного Алтая в ней отсутствует, распространенное в зоне медное и золотое оруденение приурочено к палеозойским кристаллосланцам и амфиболитам. На территории Казахстана к кристаллическим сланцам и амфиболитам приурочены медно-пирротиновые (Карчигинская группа) и медно-колчеданные (Когодайская группа) руды, которые относятся к колчеданным рудам типа «бесси» [177]. Аналогичное бедное оруденение установлено на российской территории в *Балансорском прогнозируемом золоторудном узле* (3.0.1 Au) [342, 343], охватывающем проявления и пункты минерализации золота, меди, серебра в кристаллических сланцах девонского иртышского метаморфического комплекса и метаморфизованных известковисто-терригенных отложениях предположительно орловской свиты ранне-среднего девона, прорванных гранитоидами волчихинского и калбинского комплексов.

**Рудно-Алтайская бериллий-литийсодержащая золото-серебряно-полиметаллическая ранне-позднедевонская минерагеническая зона** (4 Zn,Pb,Cu,Ag,Au/D<sub>1-3</sub>) прослеживается в юго-западном Алтае с юго-востока на северо-

ро-запад на расстояние более 400 км при ширине от 40 до 70 км [35]. На российскую территорию приходится ее северо-западная часть в составе трех рудных районов: Рубцовского, Змеиногорского и Золотушинского [270]. Северо-восточная граница металлогенической зоны проходит по Северо-Восточной зоне разломов, северо-западная граница – по Иртышско-Маркакольскому разлому [42, 43]. Рудно-Алтайская зона приурочена к девонским вулканогенным комплексам с контрастной последовательностью дифференциации магм в вулканических прогибах. Месторождения локализуются среди отложений, сформировавшихся в различных фациальных условиях: от существенно вулканогенных (жерловых, прижерловых) до типично осадочных (прибрежно-морских и умеренных глубин). Оруденение разных месторождений слагает преимущественно стратифицированные рудные залежи в основном пластообразной и линзовидной морфологии и локализуется на разных литолого-стратиграфических уровнях. Все месторождения Рудного Алтая относятся к единой вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации, в пределах которой выделяются два минеральных типа – собственно колчеданно-полиметаллический и барит-полиметаллический.

Колчеданно-полиметаллический тип имеет преимущественное развитие в регионе. К нему относятся месторождения, в минеральном составе которых более 25 % пирита. Ценность руд этих месторождений определяется содержанием в них сфалерита, галенита и халькопирита. Концентрации главных рудных элементов характеризуются широкими вариациями и разными соотношениями Cu, Pb и Zn. Барит-полиметаллический тип проявлен ограниченно и установлен лишь в Змеиногорском рудном районе. Отличительной особенностью этих месторождений являются более сложный минеральный состав, низкая колчеданность и повышенное содержание барита, золота (до 40,3 г/т) и серебра (до 390 г/т). Главными минералами руд являются сфалерит и галенит, в качестве второстепенных развиты халькопирит, блеклая руда, марказит, пирит, дигенит, алтаит и др. Ниже приводится краткая характеристика основных минерогенических единиц Рудно-Алтайской зоны.

**Рубцовский золото-серебряно-полиметаллический рудный район (4.1 Zn,Pb,Cu,Ag,Au)** находится в северо-западной части рассматриваемой территории, занимая полосу северо-западного направления шириной от 5–6 км на юго-восток до 40–50 км на северо-запад и протяженностью более 100 км. Район практически полностью перекрыт рыхлыми палеоген-четвертичными отложениями мощностью 25–300 м. В структурном плане район приурочен к Рубцовской вулcano-тектонической депрессии, развитой на восточном крыле Рубцовского поднятия. Наиболее древние породы района представлены метаморфизованными песчано-сланцевыми образованиями силура–раннего девона (корбалихинская толща). Девонские отложения представлены осадочно-вулканогенными образованиями мельничной, заводской и каменевской свит. Также присутствуют осадочные отложения юры, выполняющие наложенные мульды. Магматические образования представлены гранитоидными интрузиями рубцовского комплекса, вулканитами формации натриевых риолитов и базальт-андезит-риолитовой формации с широким развитием субвулканических риолитов, андезитов и долеритов мельнично-сосновского и каменевско-

го комплексов. Отложения смяты в изометричные и линейные складки и осложнены вулканическими структурами [343]. В Рубцовском рудном районе разведаны Таловское, Степное, Рубцовское, Захаровское месторождения. Основными рудоносными стратиграфическими уровнями являются верхнеживетский (Степное, Таловское месторождения – 63 % учтенных балансовых запасов руд в рудном районе и 53 % суммы металлов) и ниже-среднефранский (Рубцовское и Захаровское месторождения – 37 и 47 % соответственно) [355]. В пределах Рубцовского района выделяются *Рубцовско-Захаровский* (4.1.1 Zn,Pb,Cu), *Таловский* (4.1.2 Zn,Pb,Cu) рудные узлы и прогнозируемые *Северо-Рубцовский* (4.1.3 Zn,Pb,Cu) и *Егорьевский* (4.1.4 Zn,Pb,Cu) полиметаллические рудные узлы.

**Золотушинский золото-серебряно-полиметаллический рудный район** (4.2 Zn,Pb,Cu,Ag,Au) приурочен к вулкано-тектонической депрессии, выполненной девонскими вулканогенными и субвулканическими образованиями на юго-западном склоне Алейского поднятия. На северо-востоке развиты широкие поля интрузивов змеиногорского комплекса и метаморфические породы корбалихинской тощи. Район образует полосу, вытянутую в северо-западном направлении согласно простиранию основных структур, протяженностью около 80 км при ширине от 5 до 10 км на северо-западе и юго-востоке до 35 км в средней части. С юго-запада он ограничен Берёзовским разломом, с северо-востока – полями гранитоидов и метаморфических пород. Основные пликвативные структуры района – Успенская и Раздольнинская синклинали и разделяющая их Золотушинская антиклиналь. Основные разломы северо-западного простирания – Берёзовский и Раздольнинский, вероятно, играли роль рудоконтролирующих. В рудном районе выделяются Локтевское, Ремовское, Николаевское, Александровское, Каменское, Золотушинское, Титовско-Сургутановское и Крючковское рудные поля [42]. Главными рудовмещающими металлотектами района являются породы низов эмско-эйфельского уровня (нижняя подсвита мельничной свиты) с рудами медно-колчеданной подформации (Каменское месторождение), живетский (заводская свита) и франский (каменевская свита, верхняя подсвита) рудоносные уровни с рудами колчеданно-полиметаллической формации.

Локальный литологический контроль реализуется в приуроченности рудных объектов к контрастным пачкам с резкой анизотропией – приконтактная часть существенно осадочных и вулканогенных толщ. Пространственно и генетически рудные зоны важнейших месторождений района – Золотушинского, Новозолотушинского и других приурочены к гидротермально измененным субвулканическим интрузивам крупновкрапленниковых риолитов и риодацитов, формирование которых происходило на завершающих этапах становления вулкано-тектонических структур [42]. Образование стратиформных руд происходило гидротермально-метасоматическим путем в приповерхностных условиях, как правило, на заключительных этапах вулканизма во время активного проявления гидротермальных процессов на склонах палеовулканов среди отложений промежуточных и удаленных вулканогенных фаций. Состав вулкаников и особенности развития и формирования рудогенерирующих вулканических комплексов отразились на составе оруденения.

С проявлением существенно кислого мельнично-сосновского гомодромного комплекса связано преимущественно полиметаллическое и барит-полиметаллическое оруденение. С базальт-риолитовым контрастно-дифференцированным вулканизмом связано колчеданно-полиметаллическое оруденение. Для Золотушинского рудного района наибольшее значение имеют живетский (заводская свита) и франский (каменевская свита, верхняя подсвита) рудоносные уровни. С первым связаны рудные объекты Локтевского, Ремовского и Золотушинского рудных полей (около 75 % запасов), со вторым – Титовско-Сургутановского рудного поля (25 % запасов) [355]. По механизму образования и главным факторам рудоотложения месторождения колчеданно-полиметаллической формации подразделяются на два структурных типа: согласный или стратиформный (Золотушинское, Юбилейное и другие месторождения) и секущий – жильно-прожилковый, присутствующий как совместно со стратиформным оруденением, так и самостоятельно (Майское и другие месторождения). Рудные залежи на флангах и в лежащем боку, как правило, имеют существенно медно-колчеданный состав (Золотушинское месторождение и др.). В рудных полях отмечается латеральная зональность: в центральных частях развито преимущественно полиметаллическое и колчеданно-полиметаллическое оруденение, в периферийных – медно-колчеданное. Рудные залежи месторождений сопровождают ореолы окolorудных метасоматитов серицит-кварцевого, серицит-хлоритового, хлорит-карбонатного, реже тальк-карбонатного составов [42, 264].

**Змеиногорский золото-серебряно-полиметаллический рудный район** (4.3 Zn,Pb,Cu,Ag,Au) занимает полосу северо-западного направления шириной до 15 км и длиной 80 км, прослеживающуюся вдоль северо-восточного крыла Алейского поднятия на северо-западе и в центральной части Быструшинского прогиба на юго-востоке. Наиболее древние метаморфические породы нижнего палеозоя обрамляют район с юго-востока и обнажаются в ядре Алейского поднятия. Быструшинский синклинирий сложен отложениями эйфельского (берёзовская, таловская свиты), живетского (шипунувская свита), франского (давыдовская свита) и франско-фаменского (алейская свита) возраста. Общая мощность девонских образований – 2000–2500 м. Рудовмещающие вулканогенные разрезы нередко инъецированы мелкими субвулканическими телами габбродолеритов, кварцевых порфиров, дацитов мельнично-сосновского комплекса.

В районе преобладают вытянутые в северо-западном направлении и изометричные, обрамленные разломами древнего заложения, горст-антиклинальные и грабен-синклинальные структуры со средними углами падения пород на крыльях. На отдельных участках отмечаются узкие килевидные синклинальные и антиклинальные складки. Широко развиты флексуры. Складчатые структуры осложнены многочисленными дисъюнктивными субширотного, северо-восточного и субмеридионального простираний с амплитудами перемещений в сотни метров (надвиги, взбросы, взбросо-сдвиги, сбросы) [43, 342]. В Змеиногорском районе выделяется два линейных ареала, объединяющих семь рудных полей, разделенных интервалами в 10–15 км (с северо-запада на юго-восток): Берёзовогорское, Корбалихинское, Змеиногорское, Черепановское, Лазурско-Гольцовское, Белоглинское, Семёновское, каждое

из которых объединяет от одного до нескольких месторождений и многочисленными рудопроявлениями [43]. Руды известных месторождений относятся к колчеданно-полиметаллической подформации (Корбалихинское, Лазурское месторождения), золото-серебро-барит-полиметаллической подформации (Змеиногорское, Зареченское месторождения) и собственно полиметаллической подформации (Среднее, Семёновское месторождения). Промышленное оруденение локализуется преимущественно на двух основных стратиграфических уровнях: эмсско-эйфельском (мельничная свита) и позднеживетско-раннефранском (каменевская свита) при концентрации на верхнем уровне – 62 % всех разведанных балансовых запасов руды и 70 % суммы металлов, на нижнем – 32 и 25 % соответственно [355]. В пределах района выделены *Майско-Змеиногорско-Семёновская* (4.3.1 Zn,Pb,Cu,Ag,Au), *Корбалихинско-Лазурская* (4.3.2 Zn,Pb,Cu,Ag,Au) *золото-серебряно-полиметаллические рудные зоны и прогнозируемый Вершино-Алейский золоторудный узел* (4.3.3 Au).

В пределах Рудно-Алтайской минерагенической зоны вне рудных районов выделяется ряд рудных узлов, формирование которых связано с поздними этапами развития активной континентальной окраины. Это *Устьянский литиево-бериллиеворудный узел* (4.0.1 Be,Li/D<sub>3</sub>) с Алейским проявлением грейзеновой редкометалльной формации, *Новенький* (4.0.2 Au,W,Mo/C<sub>1</sub>), *Новоалейский* (4.0.4 Au,W,Mo/C<sub>1</sub>) и *Мишино-Михайловский* (4.0.5 Au,W, Mo/C<sub>1</sub>) редкометалльно-золоторудные и *Сосновский* (4.0.3 Au,Ag/C<sub>1</sub>) серебряно-золоторудные узлы.

*Устьянский литиево-бериллиеворудный позднедевонский узел* (4.0.1 Be,Li/D<sub>3</sub>) пространственно совпадает с границами распространения массивов флюоритсодержащих гранитов устьянского гранит-лейкогрантового комплекса, с которыми связаны проявления бериллия и лития грейзеновой редкометалльной формации. Геохимические аномалии с повышенным содержанием редких металлов размещаются в полосе вдоль Новониколаевского разлома. Возможно, что этот разлом способствовал внедрению гранитов устьянского комплекса и проявлению процессов грейзенизации как в гранитах, так и во вмещающих породах. С грейзенами и с грейзенизированными породами связано бериллий-литиевое оруденение. Непромышленная редкоземельная минерализация приурочена к глиноподобной коре выветривания, развитой по гранитоидам [43].

Золоторудная минерализация *прогнозируемых Мишино-Михайловского, Новенького и Новоалейского* редкометалльно-золоторудных узлов и *Сосновского* золото-серебряного рудного узла также контролируется магматическими факторами и связана с гранитоидами раннекаменноугольного волчихинского комплекса [342].

*Прогнозируемый Наумовский золоторудный узел* (0.0.4 Au/D<sub>3</sub>–C<sub>3</sub>) локализован вдоль границы с Казахстаном и прослеживается на 40 км в виде изогнутой полосы шириной до 5–6 км к юго-западу и северо-западу от села Наумовка до оз. Бол. Тассор. Золоторудный узел приурочен к восточному экзоконтакту пермских гранитоидов Борисовского массива калбинского комплекса, прорывающего позднедевонские и каменноугольные терригенные отложения. В структурно-тектоническом плане узел приурочен к Западно-Калбинской СФЗ и зоне сочленения с Калба-Нарымской СФЗ [342]. Оруде-

нение локализовано в углеродистых терригенных толщах позднего девона–позднего карбона, измененных до состояния черных сланцев с сульфидами. В шести скважинах, пройденных в отложениях такырской серии Калба-Нарымской СФЗ, и четырех скважинах, вскрывших нерасчлененный разрез карбона Западно-Калбинской СФЗ, отмечены содержания золота 0,1–0,5 г/т [342]. В углеродистых породах сульфиды окислены, за счет чего породы лимонитизированы как в основной массе, так и в виде прожилков. Золото мелкое (до 0,05 мм), образует сростки с сульфидами (пирит, арсенопирит) и распределено неравномерно. В одной скважине присутствует золото в пиритизированных гранитах Семёновского массива, что позволяет предполагать наложенный характер оруденения. По геофизическим данным, через прогнозируемый рудный узел проходит зона разломов северо-восточного простирания [342].

В Раздольнинской и Луговской приразломных впадинах формировались месторождения и проявления каменного угля, объединенные в *Успенско-Раздольнинскую* (0.0.7 УК/С<sub>2</sub>) и *Луговскую* (0.0.6 УК, УБ/С<sub>2</sub>–J<sub>2</sub>) угленосные площади (в ранге рудных узлов).

**Луговская угленосная площадь** (0.0.6 УК, УБ/С<sub>2</sub>–J<sub>2</sub>). Месторождения каменного угля связаны с отложениями средней части малоульбинской свиты среднего карбона (Луговское П-4-33) и луговской свитой ранней–средней юры (Сухая Речка П-4-28). Кроме того, в юрское время, в период континентального развития, в Луговской депрессии отмечается накопление бурых углей. Размещение пластов бурого угля повышенной мощности (П-4-23, 27) в луговской свите контролируется развитием отложений пойменной, старичной и озерно-болотной фаций. Угленасыщенность грубообломочных отложений русловых фаций, слагающих центральную часть Луговской площади, резко снижается. Эта часть площади на выявление промышленных угольных объектов в пойме р. Алей бесперспективна [42].

**Успенско-Раздольнинская** (0.0.7 УК/С<sub>2</sub>) угленосная площадь содержит малое Приграничное месторождение, представленное Северным (П-4-45) и Северо-Восточным (П-4-43) участками, и проявления участков Центральный (П-4-64) и Южный (П-4-81). Проявления каменного угля связаны с отложениями средней части малоульбинской свиты среднего карбона (гранулометрические макроритмы). Пласты каменного угля рабочей мощности обычно приурочены к алевроитопелитовой составляющей ритмов. Общая угленосность малоульбинской свиты, слагающей Раздольнинскую грабен-синклираль, увеличивается с юга на север [209].

### ***Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская минерагеническая провинция***

Провинция приурочена к мезозойско-кайнозойскому плитному комплексу. Ее минерагеническая специализация определяется урановорудными объектами экзогенного происхождения, выявленными в отложениях верхнего олигоцен–нижнего миоцена, месторождениями торфов и солеными озерами, с отложениями которых связаны месторождения природной соды, галита, мира-

билита, тенардита, сапропеля и лечебных грязей. В пределах провинции на рассматриваемой площади выделяется **Кулундино-Енисейская ураноносная минерагеническая зона** (8 U/P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>) с **Кулундино-Михайловским урановорудным районом** (8.1 U).

**Кулундино-Енисейская ураноносная верхнеолигоценовая–нижнемиоценовая минерагеническая зона** (8 U/P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>) связана с зонами грунтово-пластового окисления в проницаемых кайнозойско-мезозойских отложениях Бийско-Барнаульской впадины и является составной частью более крупной региональной зоны окисления, развитой вдоль всего поднятия Алтае-Саянской складчатой области [3, 69]. Большая часть ураноносных зон расположена на небольшом (первые десятки километров) удалении от границы горно-складчатого обрамления и приурочена к узкой полосе выклинивания фронта региональной зоны грунтово-пластового окисления в рыхлых отложениях, которая обрамляет горное поднятие. На границах выклинивания зон грунтово-пластового окисления выявлены урановорудные объекты в разных геолого-структурных обстановках: базальные и внутриформационные палеорусла, контакты проницаемых гравийно-песчаных фаций и слабопроницаемых глинисто-алевритовых. В зависимости от типа благоприятной геолого-структурной обстановки (палеорусла, выдержанные проницаемые горизонты), сформировались разные геолого-промышленные типы инфильтрационного гидрогенного оруденения. В зонах регионального пластового окисления в выдержанных проницаемых горизонтах расположено Михайловское месторождение с бедными урановыми рудами, а на площади листа N-45 в отложениях палеорусел – Смоленское месторождение урана. Все рудные и ураноносные зоны выявлены в верхнепалеоген-нижнеэоценовых рыхлых отложениях. На юге Кулундино-Барнаульской впадины в Республике Казахстан выявлено рудопроявление Рамадан в предположительно меловых аллювиальных отложениях, которые выполняют палеодолину [229, 297].

Площадь листа М-44 охватывает только центральную часть Кулундино-Енисейской ураноносной зоны, северо-восточная часть которой прослеживается на площади смежных листов N-44, 45, а юго-западная – на территорию Республики Казахстан. В рассматриваемой части в зонах регионального пластового окисления выявлено Михайловское месторождение, ряд проявлений и пунктов минерализации, которые послужили основанием для выделения *Кулундино-Михайловского урановорудного района*.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На площади листа М-44 разрабатываются месторождения полиметаллических руд, коренного золота, сульфата натрия, поваренной соли, лечебных грязей, минеральных и питьевых подземных вод, а также цементного сырья и общераспространенных полезных ископаемых. С целью определения возможностей воспроизводства выбывающей минерально-сырьевой базы региона проведена оценка прогнозных ресурсов по результатам опережающих гео-

химических работ масштаба 1 : 200 000 [332, 333, 324], переоценки прогнозных ресурсов Алтайского края [290] и новых данных, полученных при проведении ГДП-200 [342, 343, 335, 325]. Ниже приведены описания и характеристики выделенных в результате геологоразведочных работ перспективных объектов и их прогнозных ресурсов, как апробированных в установленном порядке, так и авторских. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений территории листа М-44 на 1.01.2014 г. представлена в прил. 2. Территория имеет высокие перспективы на открытие промышленных месторождений полиметаллических руд, золота (коренного и россыпного), урана, вольфрама, бериллия. Перспективы выявления угольных месторождений оцениваются как незначительные.

## ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### Железо, марганец

**Холзунско-Белорецкий золото-марганцево-железородный район** (6.1 Fe, Mn, Au). Ведущие для территории руды черных металлов и сопутствующее оруденение сконцентрированы в Холзунско-Белорецком марганцево-железородном районе, в пределах которого установлено крупное Белорецкое месторождение и несколько проявлений в его рудном поле, одно среднее (Инское) и два малых (Чесноковское, Коргонское) месторождения, 30 проявлений и многочисленные пункты минерализации. Коргонское месторождение и ряд проявлений выделены в Коргоно-Кедровский марганцево-железородный узел.

**Коргоно-Кедровский марганцево-железородный узел** (6.1.1 Fe, Mn). Кроме основного рудоносного горизонта, вмещающего руды Коргонского месторождения, а также одно проявление и три пункта минерализации, на площади узла широко развиты другие аналогичные, но менее протяженные железородные горизонты и многочисленные свалы рудных обломков. Протяженность их горизонтов колеблется от первых десятков и сотен метров до 1,2–2,0 км, а мощность – от первых метров до 30–70 м, в отдельных случаях – до 500 м. Содержание  $Fe_{руд}$  колеблется – от 13,4 до 61,3 %. Данные горизонты находятся в контурах крупных магнитных аномалий размером до  $9,5 \times 1,5$  км.

Запасы руды Коргонского месторождения до глубины 100 м по категории  $C_1$  составляют 3730 тыс. т (Госбалансом не учитываются). По результатам профильной магниторазведки [245, 249, 273], авторские прогнозные ресурсы железных руд месторождения (с Викторовым Логом) категории  $P_2$  до глубины 1000 м составляют 100 млн т, при средней суммарной мощности рудных тел 10 м и их длине 3000 м. Формация магнетит-гематитовая стратиформная, генетический тип – вулканогенно-осадочный.



## Титан, железо

**Харловская ванадиево-титаново-железородная раннекаменноугольная зона** (0.0.1 Fe, Ti, V/C<sub>1</sub>) связана с расслоенными интрузиями харловского граносиенит-монцодиорит-габбрового нижнекаменноугольного комплекса (Харловский и Сурчихинский массивы) и оконтуривает вытянутую субмеридионально зону выходов аналогичных, установленных и предполагаемых по геофизическим данным, расслоенных интрузивов в северо-восточной части площади листа М-44. В пределах зоны выявлено одно малое Харловское месторождение, одно проявление и несколько пунктов минерализации титаномагнетитовых руд. Прогнозные ресурсы в целом по узлу не определялись и соответствуют прогнозным ресурсам ильменит-титаномагнетитовых руд на Харловском месторождении, которые составляют: по категории P<sub>2</sub> – 1730 млн т, P<sub>3</sub> – 31 630 млн т с содержаниями железа валового – 15,3 %, диоксида титана – 5,92 %, пентоксида ванадия – 0,086 % [33, 355].

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### Медь, цинк, свинец

**Рубцовский золото-серебряно-полиметаллический рудный район** (4.1 Zn,Pb,Cu,Ag,Au).

**Рубцовско-Захаровский полиметаллический рудный узел** (4.1.1 Zn,Pb,Cu) объединяет Рубцовское и Захаровское рудные поля, включающие одноименные месторождения. По результатам проведения поисковых, геологосъемочных и тематических работ в пределах узла выделено шесть перспективных площадей с апробированными прогнозными ресурсами полиметаллических руд [343]. Ученные на 1.01.2014 г. Госбалансом запасы месторождений узла по категориям A + B + C<sub>1</sub> + C<sub>2</sub> составляют: цинк, свинец и медь соответственно – 503,1, 316,6 и 142,3 тыс.т; золото и серебро – 2,96 и 465,9 т. Апробированные прогнозные ресурсы узла по сумме трех категорий составляют соответственно по цинку, свинцу и меди 585, 224 и 166 тыс. т; по золоту и серебру – 5,6 и 708 т (прил. 2).

**Таловский полиметаллический рудный узел** (4.1.2 Zn,Pb,Cu) включает Таловско-Степное рудное поле с Таловским и Степным свинцово-цинковыми месторождениями. Ученные на 1.01.2014 г. Госбалансом запасы месторождений узла по категориям A + B + C<sub>1</sub> + C<sub>2</sub> составляют: цинк, свинец и медь соответственно – 696,2, 342 и 113,7 тыс.т; золото и серебро – 2,9 и 290,3 т. Апробированные прогнозные ресурсы отсутствуют (прил. 2).

**Северо-Рубцовский полиметаллический прогнозируемый рудный узел** (4.1.3 Zn,Pb,Cu) выделяется впервые на основании обобщения результатов поисковых, геологосъемочных и тематических работ в северной части Рубцовского рудного района. Узел объединяет выделенные ранее [315, 307, 284, 302] Новогорьевскую, Шубинскую и Новороссийскую перспективные площади. Площадь узла – 237 км<sup>2</sup>. Ниже приводится его краткая характеристика.

*Новогорьевская перспективная площадь* размером 160 км<sup>2</sup> выявлена при проведении ГГК-50 [315]. При общих поисках [307] установлено широкое развитие вулканогенно-осадочных рудолокализирующих отложений заводской и каменевской свит (живетский и позднеживетско-раннефранский рудоносные уровни) и субвулканических образований каменевского комплекса. Мощность мезокайнозойского рыхлого чехла колеблется от 150 до 290 м. Породы складчатого фундамента разбиты серией крутопадающих разрывных нарушений северо-восточной ориентировки и оперяющих их более мелких нарушений, сопровождающихся интенсивной гидротермальной проработкой и рассеянной сульфидной минерализацией. Многочисленные пункты минерализации (41) Cu, Pb и Zn относятся к медно-колчеданной (24) и полиметаллически-колчеданной (17) формациям, восемь комплексных геохимических аномалий Cu, Pb, Zn, Ag, As, Mo и Co сопровождаются ореолами гидротермально измененных пород (окварцевание, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, аргиллизация, гидрослюдизация, калишпатизация, эпидотизация, баритизация). Протяженность зоны метасоматически измененных пород по простиранию – 12 км, ширина – 4–9 км [197]. Рассеянная сульфидная минерализация охватывает практически весь разрез девона. Мощность отдельных зон минерализации колеблется в пределах 1,0–42,0 м, мощность рудовмещающих образований по отдельным скважинам достигает 111,9–177,6 м. Оруденение неравномерное, представлено вкрапленностью, мелкими гнездами (до 0,5–1,5 см) и тонкими прожилками пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, редко самородной медью, купритом, ковеллином, церусситом, борнитом, пирротинном, малахитом, азуритом. Содержания полезных компонентов низкие и в единичных случаях достигают (%): Cu – 0,3, Pb – 0,57, Zn – 0,7, Ag – 0,003, Ba – 0,3, Co – 0,02, Mo – 0,001, Ni – 0,01. На золото пробы с сульфидной минерализацией не анализировались. Зоны минерализации сопровождаются первичными ореолами рассеяния с максимальными содержаниями (%): Cu – 0,007, Pb – 0,01, Zn – 0,05, Ag – 0,0001, Ba – 0,7, Co – 0,01, Mo – 0,001, Cr – 0,1.

На основании геологических, геохимических и геофизических предпосылок, в пределах охарактеризованной площади оценены и апробированы ЦНИГРИ по состоянию на 1.01.2010 г. прогнозные ресурсы полиметаллических руд категории P<sub>3</sub>, которые составляют (тыс. т): руда – 3600, медь – 45, свинец – 100, цинк – 250, при содержаниях соответственно 1,6, 4,8, 9,26 % [200]. Глубина оценки 200–1000 м. При обобщении золотоносности и сереброносности Рудного Алтая также проводилась оценка Новогорьевской площади на благородные металлы [302]. Авторские прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> Новогорьевской площади до глубины 400 м составили: руда – 2800 тыс. т, золото – 0,9 т, серебро – 94 т, при средних содержаниях соответственно 0,33 и 33,4 г/т.

*Шубинская перспективная площадь.* Здесь на площади 72 км<sup>2</sup> в результате ГГК-50 и поисковых работ на полиметаллические руды [315, 284] выявлен 41 пункт вкрапленной сульфидной минерализации, вскрытых скважинами в интервале глубин 199–440 м от поверхности. Мощность рыхлых отложений колеблется от 170 до 321 м. Породы фундамента сложены метаморфизованными терригенными образованиями силура–раннего девона, вулканогенно-оса-

дочными образованиями мельничной, заводской и каменевской свит, прорванными субвулканическими телами каменевского и интрузивными массивами волчихинского комплексов. Широко проявлены разрывные нарушения северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направлений. Выявленные пункты минерализации и геохимические аномалии сопровождаются гидротермально-метасоматическими изменениями пород – пропилитизацией, аргиллизацией, гидрослюдизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, окварцеванием, кальцитизацией, калишпатизацией с часто сопутствующим альбит-серицит-кварцевым и хлорит-серицит-карцевым парагенезисами. Кроме того, отмечаются цеолитизация, пренитизация, скарнирование, грейзенизация и турмалинитизация [197]. Полиметаллическая минерализация приурочена к аргиллизитовой и пропилитовой зонам в вулканогенно-осадочных и терригенных образованиях каменевской и заводской свит, а также к субвулканическим образованиям каменевского комплекса. Вертикальный размах оруденения достигает 157,6 м, при суммарной мощности интервалов с видимой минерализацией до 23 м (ПМ Ш-4-2). Минерализация носит гнездово-вкрапленный, вкрапленный, реже прожилково-вкрапленный характер.

Оруденение представлено пиритом (до 5–10%), пирротинном (до 1–2%), халькопиритом, реже галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, марказитом. Сульфидная минерализация (за редким исключением) не проверена на содержание благороднометалльного оруденения. Выделены 13 геохимических ореолов Cu, Pb, Zn, Sn, Ba, Co, Ag, Mo, W, As – элементов-индикаторов золото-серебряного оруденения. Содержания металлов в пунктах минерализации и геохимических ореолах не превышают (%): Cu – 0,3, Pb – 0,3, Zn – 0,2, Co – 0,01, Sn – 0,0007, Ba – 0,2, Mn – 0,2, V – 0,2, Ni – 0,02, Mo – 0,03, W – 0,1, As – 0,005, Ag – 0,0009; Au – 0,02 г/т. По данным скважинной геофизики в северо-восточной части площади выявлена аномальная зона ВП, перспективная на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Для Шубинской площади характерно спокойное магнитное поле и наличие высокого градиента гравиметрического поля, что типично для полей, в которых находятся месторождения полиметаллических руд Рудного Алтая. На основании геологических, геохимических и геофизических данных, возможные глубины обнаружения промышленного полиметаллического оруденения составляют 600–1000 м. Приуроченность основной части сульфидной минерализации к позднеживетско-раннефранскому продуктивному уровню, наличие геохимических аномалий колчеданно-полиметаллического типа, метасоматические изменения вмещающих пород позволяют предположить наличие здесь потенциального золото-серебросодержащего колчеданно-полиметаллического оруденения.

Авторские прогнозные ресурсы Шубинской площади по категории Р<sub>3</sub> составили (тыс. т): руда – 3100, цинк – 242, свинец – 120, медь – 40; золото – 1,0 т, серебро – 104 т, при средних содержаниях (% , г/т) соответственно: 7,8; 3,9; 1,3; 0,33; 33,4 [302].

*Новороссийская перспективная площадь* выявлена при проведении ГТК-50 и поисковых работ на полиметаллические руды [315, 284]. В геологическом строении площади принимают участие вулканогенно-осадочные породы заводской свиты среднего девона, которые образуют субширотную ан-

тиклинальную складку. Западное замыкание складки и южное крыло срезаны гранитоидами Долинского массива рубцовского комплекса.

В непосредственной близости к интрузиву вмещающие терригенно-вулканические породы превращены в роговики роговообманковой и пироксеновой фаций. На удалении от контакта развита альбит-эпидотовая фация роговиков. Характерной особенностью является складчато-блоковое строение участка. Новороссийская антиклиналь разбита серией мелких субширотных нарушений на блоки. Разломы сопровождаются мощными зонами дробления, катаклаза, рассланцевания и сопровождаются прожилками кварц-карбонатного и эпидотового состава с сульфидной минерализацией. Рудовмещающими являются зоны межслоевых срывов, отслоения и дробления на границе раздела пород с различными физико-механическими свойствами. Из гидротермальных изменений наиболее широко проявлена хлоритизация. Хлоритизированные породы часто брекчированы и залечены более поздними кварцем, кальцитом, эпидотом и сульфидами. Сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, пирротин, более редко – сфалерит, галенит и молибденит) прожилково-вкрапленного и гнездового типов тяготеет к полям развития жил кварца, кальцита, эпидота (ПМ Ш-4-34, 41, 42, 43, 44). Оруденение вскрыто на глубинах от 193,0 до 457,4 м. Содержания металлов низкие и в единичных случаях достигают (%): Cu – 0,19, Pb – 0,03, Zn – 0,37, Mo – 0,0002, Sn – 0,001; Ag – 12,1 г/т. На золото пробы с сульфидной минерализацией не анализировались.

В юго-восточной части участка выявлен комплексный эндогенный сложнопостроенный ореол рассеяния Cu, Sn, Pb, Zn, Ba, Co, Ag, Mo, W, As, Cr (Ш-4-40), геохимические параметры которого указывают на надрудный уровень ореола, характерного для медно-колчеданной рудной формации. Авторские прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> составили (тыс. т): руда – 375, цинк – 29, свинец – 14, медь – 2; золото – 0,1 т, серебро – 12 т, при средних содержаниях (%; г/т) соответственно: 7,8, 3,9, 1,3; 0,33, 33,4. Рекомендовано проведение поисковых работ третьей очереди на предмет выявления оруденения медноколчеданной рудной формации на глубине 300–500 м, так как результаты геофизических исследований (КСПК, ДЭМПС) указывают на отсутствие крупного рудного объекта до этой глубины [315].

Основными рудоносными стратиграфическими уровнями в пределах Рубцовского рудного района являются верхнеживетский – 63 % учетных балансовых запасов руд в рудном районе и 53 % суммы металлов) и нижне-среднефранский – 37 и 47 % соответственно). Так как оруденение вышеохарактеризованных площадей тяготеет преимущественно к верхнеживетскому стратиграфическому уровню, в качестве эталонного объекта, для подсчета прогнозных ресурсов прогнозируемого узла выбран Таловский рудный узел, включающий в себя Таловское и Степное месторождения, разведанные до глубины 800 и 400 м соответственно.

Удельная продуктивность Таловского рудного узла (q), рассчитана по формуле:

$$q = [(A + B + C_1 + C_2)_{\text{Тал}} + (A + B + C_1 + C_2)_{\text{СТ}}] / S_{\text{Тал}},$$

где  $(A + B + C_1 + C_2)_{\text{Тал}}$  – балансовые запасы полиметаллических руд Таловского месторождения на дату их утверждения (Протокол ГКЗ № 7151, 1974 г.), суммарно составляющие:

Руда: 3,587 млн т  
Zn.....370,4 тыс. т  
Pb.....176,9 тыс. т.  
Cu.....60,7 тыс. т  
Au.....0,895 т  
Ag.....116,7 т

$(A + B + C_1 + C_2)_{\text{Ст}}$  – балансовые запасы полиметаллических руд Степного месторождения на дату их утверждения (Протокол ГКЗ № 6170, 1971 г.), суммарно составляющие:

Руда: 4,890 млн т  
Zn.....325,8 тыс. т  
Pb.....170,8 тыс. т  
Cu.....41,5 тыс. т  
Au.....0,04 т  
Ag.....183,3 т

$S_{\text{Тал}}$  – общая площадь Таловского рудного узла, составляющая 80,4 км<sup>2</sup>;

$K_{\text{д}}$  – коэффициент достоверности принимается равным 0,8.

Исходя из приведенной выше формулы расчета, удельная продуктивность (q) Таловского рудного узла составит:

По руде 0,078 млн т/км<sup>2</sup>  
по Zn....6,4 тыс. т/км<sup>2</sup>  
по Pb....3,19 тыс. т/км<sup>2</sup>  
по Cu....0,94 тыс. т/км<sup>2</sup>  
по Au....0,008 т/км<sup>2</sup>  
по Ag..... 2,76 т/км<sup>2</sup>

Прогнозные ресурсы (Q) категории P<sub>3</sub> Северо-Рубцовского прогнозируемого полиметаллического узла в интервалах глубин 300–1000 м (с учетом мощностей, перекрывающих продуктивные толщи мезо-кайнозойских отложений) рассчитаны по формуле:

$$Q = K_{\text{п}} \times q \times S,$$

где q – средняя удельная продуктивность эталонного объекта; S – общая площадь прогнозируемого узла, равная 237 км<sup>2</sup>;  $K_{\text{п}}$  – коэффициент подобия, с учетом недостаточной геологической изученности площади и низких концентраций полезных компонентов в выявленном полиметаллическом оруденении принимается равным 0,2.

Исходя из приведенной выше формулы, прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> узла в целом составят:

Руда:  $0,078 \times 327 \times 0,2 = 5,10$  млн т  
Zn.....  $6,4 \times 327 \times 0,2 = 418,6$  тыс. т  
Pb.....  $3,19 \times 327 \times 0,2 = 208,6$  тыс. т  
Cu.....  $0,94 \times 327 \times 0,2 = 61,5$  тыс. т

Au..... $0,008 \times 327 \times 0,2 = 0,523$  т

Ag..... $2,76 \times 327 \times 0,2 = 180,5$  т

Прирост прогнозных ресурсов, за вычетом апробированных ранее прогнозных ресурсов Новогорьевской площади [343], составляет:

Руда:..... $5,10 - 3,60 = 1,5$  млн т

Zn..... $418,6 - 250,0 = 168,6$  тыс. т

Pb..... $208,6 - 100,0 = 108,6$  тыс. т

Cu..... $61,5 - 45,0 = 16,5$  тыс. т

Au..... $0,523$  т

Ag..... $180,5$  т

В пределах узла, в интервале глубин 300–1000 м, прогнозируется выявление месторождений руд полиметаллически-колчеданной рудной формации. Прогнозные ресурсы апробированы НРС Роснедра, паспорт № 0260848.

**Егорьевский полиметаллический прогнозируемый рудный узел** (4.1.4 Zn, Pb,Cu) расположен в северо-западной части Рубцовского рудного района, охватывая восточный склон Рубцовского поднятия. В геологическом строении площади узла принимают участие терригенные образования корбалихинской толщи, отложения раннего, среднего и позднего девона, а также вулканогенно-осадочные и субвулканические породы среднего–позднего карбона. Интрузивные, субвулканические и экструзивно-пирокластические породы здесь имеют очень широкое распространение и представлены вулканитами каменевского и панфиловского комплексов, диоритоидами и гранитоидами рубцовского комплекса. Мощность рыхлых отложений колеблется в пределах 150–300 м. Предшествующими работами выделены две площади: Северная и Юго-Западная, перспективные на полиметаллическое оруденение, которое может находиться в породах заводской и каменевской свит.

*Северная площадь* находится на контакте с породами корбалихинской толщи и представляет собой тектонический блок, сложенный вулканогенно-осадочными породами пестрого состава. Здесь выявлены пункты минерализации Cu (II-2-14, 15, 16, 18), Zn (II-2-17, 22, 32), Mo (II-2-23) и Ag в корах выветривания (II-2-3, 4, 6, 10, 11), характеризующиеся повышенными содержаниями (%): Cu – до 0,5, Pb – до 0,3, Zn – до 0,7, Mo – до 0,01 и Ag – до 40 г/т. Площадь отличается контрастными геохимическими ореолами Cu, Pb, Zn, Ba. Здесь же установлены аномальные узлы этих элементов методом подвижных форм (МПФ) и геофизические аномалии методом переходных процессов (КМПП). Для наличия вулканогенно-осадочного типа оруденения благоприятны факторы: мощная вулканогенная деятельность как рудогенерирующий источник с благоприятными фаціальными условиями рудоотложения; зоны тектонической и гидротермальной проработки с кварц-серицит-хлорит-карбонатным метасоматозом вмещающих пород; наличие различных интрузий и, в том числе, андезит-дацит-риолитового ряда, не вскрытых эрозией.

*Юго-Западная площадь* отличается насыщенностью среднедевонскими и средне-позднедевонскими осадочно-вулканогенными образованиями (продуктивная толща), в значительной степени измененными (серицитизация, хлоритизация и др.). В зонах разломов и на значительном удалении от них фиксируется развитие сульфидной минерализации и геохимических и геофи-

зических аномалий. Развитие аномалий на большой площади объясняется возможным наличием на глубине около 1 км интрузивного массива (гравимагнитные данные). Возможны различные типы полиметаллического оруденения. Здесь установлено медно-колчеданное проявление (II-2-13) с содержаниями (%): Cu – до 1, Mo – 0,003, Zn – 0,02, Pb – 0,03, Sn – 0,02, Co – 0,001, W – 0,02, Ag – 1–2 до 50 г/т, а также два пункта минерализации сереброносных кор выветривания (II-2-7, 10) с содержаниями Ag – до 10 г/т. ФГУП ЦНИГРИ по состоянию на 1.01.2010 г. по Егорьевскому узлу апробированы [200] ранее оцененные [268, 350] прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> до глубины 1000 м в количестве (тыс. т): руда – 7600, Cu – 65, Pb – 200, Zn – 450, при средних содержаниях соответственно 1,32, 4,02 и 8,0 %. Ресурсы средней перспективности и средней надежности (С/С). Рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди.

#### **Золотушинский золото-серебряно-полиметаллический рудный район (4.2 Zn,Pb,Cu,Ag,Au).**

В рудном районе выделяются Локтевское, Ремовское, Николаевское, Александровское, Каменское, Золотушинское, Титовско-Сургутановское и Крючковское рудные поля. Для Золотушинского рудного района наибольшее значение имеют живетский (заводская свита) и франский (каменевская свита, верхняя подсвита) рудоносные уровни. С первым связаны рудные объекты Локтевского, Ремовского и Золотушинского рудных полей (около 75 % запасов), со вторым – Титовско-Сургутановского рудного поля (25 % запасов). В 1996–2000 гг. при проведении ГДП-200 [42] были подсчитаны прогнозные ресурсы категорий P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> и P<sub>3</sub> по ряду перспективных площадей, из которых только ресурсы Раздольнинско-Титовско-Гериховской площади категории P<sub>3</sub> были апробированы ЦНИГРИ (протокол № 2 от 21.01.2013 г.) и составили (тыс. т): цинк – 2060; свинец – 539; медь – 343. Критичность ситуации подчеркивает и то, что в пределах района (российская часть) известно лишь одно разведанное полиметаллическое месторождение Юбилейное. Остальные месторождения района отработаны. В связи с отсутствием подготовленной рудной базы прекратил свое существование Алтайский ГОК в г. Горняк. В то же время, возможности выявления новых промышленных объектов в экономически хорошо освоенном Золотушинском рудном районе далеко не исчерпаны. Требуется глубокий анализ геологического строения и металлогении района с применением современных подходов и методов исследований для реализации потенциальных перспектив, выявления перспективных рудных полей и площадей с оцененными прогнозными ресурсами.

#### **Змеиногорский золото-серебряно-полиметаллический рудный район (4.3 Zn,Pb,Cu,Ag,Au).**

*Майско-Змеиногорско-Семёновская золото-серебряно-полиметаллическая рудная зона* (4.3.1 Zn,Pb,Cu,Ag,Au) находится на юго-западе Змеиногорского рудного района. Зона сложена вулканогенно-осадочными породами мельничной и сосновской свит и субвулканическими риолитами мельнично-сосновского комплекса. У северо-западной границы в пределах Березовогородской синклинали, сложенной вулканогенно-осадочными отложениями мельничной и сосновской свит и субвулканическими риолитами мельнично-сосновского комплекса, размещаются Тушканихинское и Майское малые ме-

сторождения и ряд рудопроявлений полиметаллической и золото-серебро-полиметаллической подформаций полиметаллически-колчеданной формации [43, 342]. Руды золото-серебро-барит-полиметаллической подформации сосредоточены в центральной части зоны в крупном по запасам Змеиногорском, среднем – Зареченском, малых – Карамышевском-2, Преображенском, Петровском месторождениях; полиметаллической подформации – в среднем по запасам Среднем месторождении, малых – Стрижковском и Вересухинском. Зона также вмещает ряд ранее отработанных рудников и приисков (Гольцовский, Железновский I, Гаузовский № 3, Гаузовские № 2, 5, 6, 7), прироста запасов на которых проведенными более поздними геологоразведочными работами не получено.

На юго-востоке Майско-Змеиногорско-Семёновской рудной зоны в вулканогенно-осадочных породах мельничной свиты, слагающих восточное крыло Семёновской антиклинали, известно одно малое месторождение (Семёновское) и проявления. Ученные на 1.01.2014 г. Госбалансом запасы месторождений рудной зоны по категориям А + В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> составляют: цинк, свинец и медь соответственно – 760,8, 395 и 84,2 тыс. т; золото и серебро – 46 и 871 т. Апробированные прогнозные ресурсы зоны по сумме трех категорий: цинк, свинец и медь соответственно – 12 408, 3789 и 769 тыс. т; золото и серебро – 43,2 и 2032 т (прил. 2).

**Корбалихинско-Лазурская золото-серебряно-полиметаллическая рудная зона** (4.3.2 Zn,Pb,Cu,Ag,Au) сложена вулканогенно-осадочными породами заводской и каменевской свит среднего–верхнего девона, прорванными субвулканическими интрузиями риолитов и базальтов каменевского комплекса. Зона ориентирована в северо-западном направлении. В ее состав входят рудные поля крупного Корбалихинского, среднего Лазурского, и малого Маслянского месторождений полиметаллических руд и рудное поле малого серебро-золоторудного Черепановского месторождения. Ученные на 1.01.2014 г. Госбалансом запасы месторождений рудной зоны по категориям А + В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> составляют: цинк, свинец и медь соответственно – 2403,2, 497,8 и 360,1 тыс. т; золото и серебро – 8,63 и 1360 т. Апробированные прогнозные ресурсы по сумме трех категорий составляют: цинк, свинец и медь соответственно 9644, 892 и 655 тыс. т; золото и серебро – 73,8 и 905 т (прил. 2).

## Медь

**Колыванский цинково-свинцово-меднорудный с золотом узел** (0.0.2 Cu, Pb,Zn/D<sub>3</sub>) приурочен к южной части Чарышского золоторудного района. Для рудного узла характерно благоприятное сочетание региональных рудогенерирующих и рудо локализирующих факторов, косвенных и прямых поисковых признаков золотооруденения: слабо эродированные и не вскрытые эрозией интрузии гранитоидов усть-беловского комплекса; широкая сеть разрывных нарушений северо-западной и северо-восточной ориентировки с сопутствующими зонами березитизации, окварцевания и пропилитизации; проявления и пункты минерализации Au, Ag, Cu, приуроченные к кварцевым жилам и минерализованным зонам; понижения гравитационного и магнитного полей.



На Евстифеевской площади [342], расположенной в западной части рудного узла, карбонатно-терригенные породы среднего ордовика и раннего силура прорваны и ороговикованы гранитоидами Кольванского массива усть-беловского комплекса. Перспективность участка подчеркивается наличием многочисленных, в том числе ранее эксплуатировавшихся рудников и проявлений золото-серебросодержащих медно-полиметаллических руд, преимущественно кварцево-жильного типа. Мощность минерализованных зон прожилково-вкрапленного и жильного оруденения – от нескольких метров до 50 м, протяженность – до нескольких сотен метров, мощность жил до 1–4 м. Содержание Au – до 1,2 г/т, Ag – до 800 г/т. По данным литохимического опробования рыхлых образований и коренных пород, проведенного на Евстифеевской площади, выявлено два аномальных геохимических поля площадью 0,6–9 км<sup>2</sup>. Характерно наличие контрастных вторичных литохимических ореолов рассеяния (г/т): Pb – 30–10 000, Cu – 60–10 000, Zn – 200–10 000, Au – 0,005–0,2, Ag – 0,08–600, As – 30–500, Sb – 20–15 000, Bi – 1–1000, W – 3–200, Mn – 3000–10 000. Авторские прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> [324] составляют (Au, Ag – т, Cu, Pb, Zn – тыс. т): Au – 7, Ag – 713, Cu – 139, Pb – 159, Zn – 124.

На остальной площади рудного узла широко развиты проявления и пункты минерализации аналогичного золото-серебросодержащего медно-полиметаллического и серебряно-золото-сульфидного оруденения, локализованных в гранитоидах и вмещающих породах. Кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны имеют мощность до 2–5 м, протяженность – до 500 м, содержат Au – до 10,4 г/т, Ag – до 1300 г/т. Аномальное геохимическое поле рудного узла характеризуется высококонтрастными литохимическими потоками рассеяния (г/т): Au – 005–0,3, Bi – 1–150, Mo – 3–5, Ag – 0,1–10, Pb – 30–3000, W – 5–50, Sn – 50, As – 50, Sb – 20–150, Cu – 50–3000, Zn – 200–10 000. Прогнозируется золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения. В целом по узлу ресурсы категории P<sub>3</sub> составляют (Au, Ag – т; Cu, Pb, Zn – тыс. т): Au – 32, Ag – 1450, Cu – 782, Pb – 448, Zn – 846 [342, 324]. Ресурсы не апробированы.

### Молибден, вольфрам

Перспективы Синюшинского и Убино-Белореченского рудных узлов связаны в первую очередь с оценкой на глубину известных рудопроявлений и мелких месторождений (Плитнинского, Новоколыванского, Белорецкий Рудник) и близрасположенных перспективных площадей. Приведенные ниже оценки прогнозных ресурсов рудных узлов [43, 324, 118, 342] не проходили апробации в установленном порядке и являются авторскими.

**Синюшинский редкометалльно-молибденово-вольфрамоворудный узел** (7.1.2 W, Mo, Be) пространственно совпадает с Синюшинским массивом и экзоконтактной зоной гидротермально-метасоматически преобразованных песчано-сланцевых и карбонатных пород нижнего палеозоя. Слабоэродированный Синюшинский массив характеризуется разнообразием генетических типов (скарновых, грейзеновых, кварцевожильных) оруденения W, Be, Mo, Ta, Nb, флюорита. Здесь известно два рудных поля: Новоколыванское и Кремлёвско-Плитнинское.

*Новоколыванское вольфрам-бериллиевое рудное поле* находится в северо-западной экзоконтактовой части Синюшинского массива в пределах Северо-Восточной зоны смятия и представлено одним неразведанным Новоколыванским месторождением.

*Кремлёвско-Плитнинское вольфрам-флюорит-редкометалльное рудное поле* занимает противоположную, по отношению к Новоколыванскому рудному полю, юго-восточные эндо- и экзоконтактовую части Синюшинского массива, где известково-песчано-сланцевые образования бугрышихинской и ханхаринской свит превращены в роговики, мраморы, скарны. В поле известно два малых месторождения (Кремлёвское и Плитнинское) и ряд проявлений. Вместе с тем, здесь имеются геологические и геохимические предпосылки на прогнозирование новых рудных объектов подобного типа.

Прогнозные ресурсы вольфрам-бериллиевой руды категории  $P_3$  Кремлёвско-Плитнинского рудного поля оценены до глубины 300 м при среднем содержании (%):  $WO_3 - 0,65$ ,  $BeO - 0,025$ ,  $CaF_2 - 7,25$  [43] и составляют: руда – 3000 тыс. т,  $WO_3 - 19,5$  тыс. т,  $BeO - 0,7$  тыс. т. Общие прогнозные ресурсы Синюшинского узла категории  $P_3$  составляют: руда – 9370 тыс. т,  $WO_3 - 34,15$  тыс. т,  $BeO - 0,7$  тыс. т.

***Саввушинский редкометалльно-молибденоворудный узел (7.1.1 Mo,Be)***, пространственно совпадающий с Саввушинским гранитным массивом синюшинского комплекса, кроме оруденения молибдена в коренном залегании, выделяется многочисленными геохимическими и шлиховыми аномалиями Mo, W, Bi, Sn и редких земель. АГП рудного узла характеризуется [342] наличием контрастных вторичных потоков рассеяния: (г/т): Au – 0,005–0,01, Ag – 0,1–1, Bi – 0,8–2, Pb – 30–100, Cu – 50–100, Zn – 150–400, Mo – 1,5–5, Sn – 5–20, что, наряду с молибденовым, позволяет прогнозировать золото-редкометалльное оруденение. Содержание во вторичных потоках рассеяния (г/т): Au – 0,005–0,01, Ag – 0,1–1, Mo – 1,5–5, Sn – 5–20.

Оценка прогнозных ресурсов металлов по параметрам их вторичных литохимических потоков рассеяния производилась [324] по формуле:  $Q = P \times d \times a \times H / (k_1 \times k_2)$ , где P – суммарная продуктивность потоков рассеяния металлов, г/т  $\times$  м<sup>2</sup>; d – объемная масса аллювия – 2,5 т/м<sup>3</sup>; a – доля балансовых руд в общих запасах полезного компонента – 0,3; H – глубина оценки прогнозных ресурсов – 200 м;  $k_1$  – коэффициент соответствия между продуктивностями потока рассеяния и вторичного ореола рассеяния золота – 1,33;  $k_2$  – коэффициент, характеризующий зависимость между количеством золота в коренном оруденении и вторичном ореоле рассеяния – 0,59; Q – прогнозные ресурсы металла категории  $P_3$ , т. Коэффициенты соответствия для других металлов приняты за 1. Авторские прогнозные ресурсы узла категории  $P_3$  [342] при суммарной продуктивности потоков рассеяния (м<sup>2</sup>  $\times$  1 г/т): Au – 52 150; Mo – 69 150 000; Sn – 81 202 200 составили: Au – 10 т, Mo – 10 тыс. т, Sn – 12 тыс. т. Прогнозируемый рудно-формационный тип оруденения – золото-редкометалльный.

***Убино-Белореченский редкометалльно-молибденово-вольфрамоворудный узел (7.1.4 W,Mo,Be)*** связан с северо-западной эндо- и экзоконтактовой частью одноименного массива гранитов синюшинского комплекса, внедрившегося в известковисто-песчано-сланцевые отложения чинетинской свиты и

известняки полатинской. Приконтактовая зона благоприятна для скарнового, кварцево-жильного, грейзенового вольфрамового и редкометалльного рудообразования почти на всем своем протяжении. На крайнем северо-западе зоны выделено Белорецкое вольфрам-молибден-бериллиевое рудное поле (IV.4.1), в котором открыто месторождение Белорецкий Рудник. Авторские прогнозные ресурсы вольфрам-молибден-бериллиевой руды категории  $P_3$  Убино-Белореченского узла оценены до глубины 300 м при среднем содержании (%):  $WO_3$  – 0,53,  $BeO$  – 0,047,  $Mo$  – 0,075,  $CaF_2$  – 10 и составляют (тыс. т): руда – 7200;  $WO_3$  – 38;  $BeO$  – 3,38;  $Mo$  – 5,4 [43].

**Мульчихинская золото-вольфраморудная зона** (7.0.1 W,Au) приурочена к Маралихинскому гранитоидному массиву позднедевонского боровлянского комплекса. Площадь зоны (472 км<sup>2</sup>) объединяет Мульчихинское молибден-вольфрамовое месторождение и ряд вольфрамовых проявлений и пунктов минерализации гидротермально-плутоногенного генетического типа [335]. На Мульчихинском месторождении вольфрама прогнозные ресурсы категории  $P_1$  составляют:  $WO_3$  – 4000 т,  $Mo$  – 1200 т. В 1993 г. выполнен подсчет прогнозных ресурсов триоксида вольфрама категории  $P_2$  по геологическим (8,7 тыс. т) и геохимическим (7,4 тыс. т) данным [358]. Прогнозные ресурсы не апробированы.

Проявление вольфрама горы Шубная, находится в ороговикованных терригенных породах маралихинской свиты, где вскрыта кварц-карбонат-турмалиновая жила мощностью 1–5 м, с содержанием триоксида вольфрама до 12 %. Общая протяженность участка – около 3 км, ширина – 200 м. Прогнозные ресурсы проявления по категории  $P_2$  – 0,8 тыс. т [358].

На участке Кабарзихинский известно более 50 жил, залегающих в биотитовых гранитах второй фазы боровлянского комплекса. Длина жил – 2–30 м. Содержания: триоксида вольфрама – от следов до 0,6 % (среднее – 0,01–0,14 %), молибдена – до 0,01 %. Другие более мелкие пункты минерализации вольфрама представлены зонами окварцевания, кварцевыми жилами и свалами кварца с содержаниями вольфрама до 0,8–3,2 %.

В зоне экзоконтакта Маралихинского гранитного массива в элювиальных обломках интенсивно окварцованных и обохренных пород установлено содержание Au – 0,2 г/т. В северной части узла в зоне гранитного штока спектрхимическим анализом донной пробы определено содержание золота – 1 г/т, пробирным анализом – 0,2 г/т.

Рудная зона фиксируется аномальным геохимическим полем площадью 120 км<sup>2</sup>. Категория крупности, перспективность и достоверность – средняя. На площади рудного узла прогнозируется золоторудно-кварцевая, вольфрамовая березитовая и молибден-вольфрамовая грейзеновая рудные формации. Ожидаемые прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , оцененные по вторичным потокам рассеяния составили: Au – 6 т, W – 11 тыс. т, Mo – 3 тыс. т, Bi – 7 тыс. т. Ресурсы не апробированы [335].

**Очаровательный висмутово-медно-вольфрамоворудный узел** (0.0.3 W, Cu, Bi/D<sub>3</sub>) (вне рудного района) связан с Кольванской апофизой аплитовидных гранитов, принадлежащих к Очаровательному массиву боровлянского

комплекса. Здесь известно Колыванское вольфрам-медно-висмутовое рудное поле с одноименным малым месторождением и Шеелитовым проявлением.

Месторождение Колыванское (I-3-36) после многолетних эксплуатационных работ имеет остаток забалансовых запасов в количестве: руда – 413 тыс. т,  $WO_3$  – 2064 т (среднее содержание – 0,5 %), Cu – 3,4 тыс. т (среднее содержание – 0,82 %), Bi – 308 т (среднее содержание – 0,09 %). Запасы сняты с Государственного баланса. Авторские прогнозные ресурсы категории  $P_1$  оценены в интервале глубин 200–300 м [42] при содержании (%):  $WO_3$  – 0,51, Cu – 0,87, Bi – 0,08; руда – 410 тыс. т,  $WO_3$  – 2,09 тыс. т, Cu – 3,57 тыс. т; Bi – 0,33 тыс. т.

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### Бериллий и литий

В пределах *Устьянского литиево-бериллиеворудного узла* (4.0.1 Be, Li/D<sub>3</sub>), пространственно совпадающего с границами распространения гранитоидов одноименного комплекса, известно одно проявление бериллия и лития грейзеновой редкометалльной формации. Геохимические аномалии с повышенным содержанием этих металлов размещаются в полосе вдоль Новониколаевского разлома. Возможно, что этот разлом способствовал проявлению процессов грейзенизации и образованию грейзенов в гранитоидах и вмещающих породах. С грейзенами и с грейзенизированными породами связано бериллий-литиевое (с вольфрамом) оруденение. Редкоземельная минерализация приурочена к глиноподобной коре выветривания, развитой по гранитоидам. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  на участке проявления с протяженностью зоны – 0,5 км оценены в количестве (тыс. т): руда – 7800, BeO – 2,26, Li – 15,6; категории  $P_2$  – в контурах геохимических аномалий протяженностью 14 км в количестве (тыс. т): руда – 80 000, BeO – 23, Li – 160 [42].

В пределах *Тигирекского бериллиеворудного узла* (7.1.3 Be) установлено Тигирекское месторождение, одно проявление и несколько ПМ редкометалльных пегматитов. В настоящее время месторождение оработано, забалансовые запасы: руды – 1,4 тыс. т (среднее содержание BeO – 0,036 %) и BeO – 0,5 т с Государственного баланса сняты. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  по узлу не подсчитывались [342].

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### Золото

*Западно-Калбинская золоторудная позднедевонско-реннепермская минерагеническая зона* (1 Au/D<sub>3</sub>– $P_1$ ).

*Топольный прогнозируемый золоторудный узел* (1.0.1 Au) площадью 353 км<sup>2</sup> локализован в пределах центральной части Западно-Калбинской

СФЗ, представляющей собой узкую асимметричную синклиновую структуру, сложенную раннекаменноугольной аркалыкской и среднекаменноугольной таубинской свитами в экзоконтакте Борисовского гранитоидного массива калбинского комплекса пермского возраста. Вмещающие массив отложения интенсивно рассланцованы, катаклазированы, окварцованы и представлены углистыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками, содержащими сульфиды. Наиболее высокие содержания золота (0,8–1,0 г/т) установлены в керне окварцованных пиритсодержащих углистых сланцах таубинской свиты из скважины, пробуренной в экзоконтакте Борисовского гранитного плутона. Более низкие содержания золота (0,1 г/т) установлены в выветрелых глинистых сланцах. Аномальные содержания золота (0,008–0,02 г/т) выявлены в черных кварц-биотитовых пиритизированных сланцах с прожилками кварца среди образований таубинской свиты и в коре выветривания по ним. Золото находится в тесной ассоциации с пиритом и образует неравномерную вкрапленность с размером от пылевидной (<0,01 мм) до 0,08 мм. Кора выветривания, развитая по эндоконтактовой части гранитного массива, подверженного грейзенизации и березитизации, также характеризуется повышенными (0,01–0,03 г/т) содержаниями золота. В прогнозируемом Топольном золоторудном узле предполагается наличие рудных объектов золотосульфидного (черносланцевого) типа. Прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub>, оцененные по параметрам его первичных ореолов [342] и апробированные ВСЕГЕИ (паспорт 0200042), составляют 59 т.

**Иртышская золото-меднорудная раннедевонско-раннепермская минералогическая зона (3 Cu, Au/D<sub>1</sub>–P<sub>1</sub>).**

**Балансорский прогнозируемый золоторудный узел (3.0.1 Au)** площадью 404 км<sup>2</sup> локализован в пределах Иртышской зоны смятия, захватывая зону Калба-Нарымского разлома и приграничную часть Калба-Нарымской СФЗ. Золото-кварцевое и сопутствующее оруденение проявлено в метаморфитах иртышского комплекса, прорванных гранитоидами волчихинского и калбинского комплексов. В северо-восточной части узла в амфиболитах с густой сетью маломощных прожилков кварца установлено содержание золота 3 г/т. В кварц-биотитовых гнейсах и в окремненных сланцах, пронизанных прожилками кварца мощностью до 2–3 см, содержания золота 0,008–0,03 г/т. В юго-западной части узла скважинами вскрыты сильно выветрелые гранитоиды с кварцевыми прожилками мощностью 0,5–1,0 см и содержанием золота от 0,5 до 3 г/т. Севернее и западнее данного проявления скважинами пересечены мигматиты, реже – гнейсы и амфиболиты, с многочисленными прожилками кварца мощностью от 0,5–1 до 5 см, мелкой вкрапленностью пирита и магнетита и аномальными содержаниями золота (0,01–0,05 г/т). Здесь прогнозируется наличие рудных объектов золото-кварцевого и золото-редкометалльного типов. Апробированные прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub>, оцененные по параметрам его первичных ореолов, составляют 16 т (паспорт 0200041) [342, 343].

**Рудно-Алтайская бериллий-литийсодержащая золото-серебряно-полиметаллическая среднедевонская–нижнекаменноугольная минералогическая зона (4 Zn, Pb, Cu, Ag, Au/D<sub>2</sub>–C<sub>1</sub>).**

**Вершино-Алейский прогнозируемый золоторудный узел** (4.3.3 Au) находится на юго-восточном фланге Змеиногорского рудного района. Он приурочен к вулканогенно-осадочной шипуновской свите с тектоническими зонами северо-западной ориентировки, контролирующими оруденение золото-сульфидной формации. В северо-западной части узла находится Западно-Петровское золоторудное поле I.1.3.1 с золото-мышьяковисто-сульфидным оруденением, по которому подсчитаны прогнозные ресурсы золота категории  $P_2$  в количестве 9 т при среднем содержании золота 2,1 г/т [342]. С поверхности рудное поле фиксируется высокоинтенсивными аномалиями ВП, ЕП и геохимическими ореолами As, Ag, Sb, Bi, Mo, Cu, Pb, Zn. Золото-мышьяковисто-сульфидное плутогенно-гидротермальное оруденение контролируется магматическим и литологическим факторами. Оно парагенетически связано с габбродолеритами белорецко-маркакольского комплекса, размещается внутри базитовых тел и в экзоконтактах среди углеродистых алевролитов шипуновской свиты. По геохимическим критериям, выявленные Петровское (16 км<sup>2</sup>) и Ревнюхинское (14 км<sup>2</sup>) АГП более соответствуют золото-серебряному типу. По состоянию на 1.01.2003 г. по рудному узлу утверждены прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в количестве 55 т [342].

**Сосновский прогнозируемый серебряно-золоторудный узел** (4.0.3 Au,Ag/C<sub>1</sub>) располагается в пределах Алейского поднятия и контролируется выходами гранитоидов волчихинского комплекса с зонами тектонического дробления северо-западной ориентировки. В его пределах распространены пункты минерализации жильного типа золото-сульфидно-кварцевой формации с содержаниями: Au – до 141 г/т, Ag – до 130 г/т, и ПМ мощностью до 1,5 м с повышенными содержаниями серебра (до 325 г/т). Перспективность рудного узла подчеркивается наличием геохимических и шлиховых ореолов золота, его элементов-спутников. АГП рудного узла характеризуется наличием контрастных вторичных потоков рассеяния (г/т): Au – 0,005–0,1, Ag – 0,1–0,8, Bi – 0,8–2, Pb – 30–150, Cu – 50–60, Zn – 150–300, As – 30–40 [342]. По ассоциации химических элементов предполагается оруденение золото-серебро-сульфидно-кварцевого типа. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  оценены по параметрам потоков рассеяния, при суммарной продуктивности потоков (г/т × м<sup>2</sup>): Au – 235 140, Ag – 3 868 000 и составили (т): Au – 45, Ag – 580. Прогнозируемый рудноформационный тип оруденения – золото-серебро-сульфидно-кварцевый [324].

**Прогнозируемый Новоалейский редкометалльно-золоторудный узел** (4.0.4 Au,W,Mo/C<sub>1</sub>) находится в верховьях р. Алей. Приурочен к северо-восточному обрамлению Алейского поднятия и контролируется крупными разломами северо-западной и субширотной ориентировок, выходами гранитоидов волчихинского комплекса. Наиболее рудонасыщенной и перспективной является юго-восточная часть рудного узла [342], где выделяется Слюдянская перспективная площадь. Здесь известны ранее эксплуатировавшиеся проявления и пункты минерализации с содержаниями (г/т; %): Au – от следов до 0,4, Ag – от 2,4 до 130; Cu – до 15, Zn – до 0,55. Оруденение представлено бурыми охрами, зоной окисления медных руд в кварцевых жилах и биотит-кварц-серицитовых сланцах. Мощность рудных зон – от 1,5 до 3 м, при протяженности до 180–550 м, кварцевых жил – от 10 см до 1,5 м. На остальной

площади рудного узла в катаклазированных, окварцованных, ожелезненных гранитоидах и роговиках выявлены многочисленные кварц-сульфидные жилы и зоны окварцевания с повышенными содержаниями (г/т): Au – до 1, Ag – до 195. АГП рудного узла характеризуется наличием контрастных вторичных потоков рассеяния (г/т): Au 0,005–0,06, Ag – 0,1–3, Bi – 0,8–2, Pb – 30–300, Cu – 50–150, Zn – 150–500, Sb – 30, As – 30. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub>, оцененные по параметрам вторичных потоков рассеяния, при суммарной продуктивности потоков (г/т × м<sup>2</sup>): Au – 115 850, Ag – 5 268 000 составили (т): Au – 22, Ag – 790. По ассоциации химических элементов предполагается оруденение золото-редкометалльного типа.

Площадь **Мишино-Михайловского прогнозируемого редкометалльно-золоторудного узла** (4.0.5 Au,W,Mo/C<sub>1</sub>) сложена метаморфизованными породами корбалихинской толщи силурийско-раннедевонского возраста с телами субвулканических риодацитов. Здесь размещаются два рудопоявления и четыре пункта минерализации, в которых содержание Au колеблется от 0,4 до 3 г/т, а также многочисленные пункты минерализации Ag с содержаниями до 100 г/т и более [342]. Основная часть проявлений и пунктов минерализации приурочена к отложениям корбалихинской толщи и слабо изучена, в том числе многие объекты не опробованы на Au и Ag. Проявления главным образом связаны с кварцевыми жилами и штокверками. Жилы имеют мощность – от 0,1 до 1–5 м и протяженность – до 500–600 м в северо-западном направлении. Индикатором золотого оруденения является минеральный парагенезис (пирротин, пирит, халькопирит, кварц и др.) и элементный состав (Cu, Bi, W, Mo) этих проявлений. Мишино-Михайловский редкометалльно-золоторудный узел характеризуется широким комплексом редких и редкоземельных элементов. Этот комплекс элементов в целом соответствует металлогенической специализации гранитоидов волчихинского комплекса. На площади Мишино-Михайловского рудного узла все пункты с золотым и медным оруденением пространственно распределяются в трех линейных зонах северо-западного простирания с общей перспективной площадью 31,9 км<sup>2</sup>. Такая ориентировка подчеркивается вытянутостью литохимических ореолов и геофизических аномалий. Здесь предполагается выявление золотого оруденения, морфологически относящегося к промышленному типу минерализованных зон. Среднее содержание для рудного узла, по имеющимся данным, принимается: Au – 1,2 г/т, Ag – 20 г/т. Глубина прогнозирования – 100 м, коэффициент рудоносности – 0,01, коэффициент достоверности оценки – 0,5. Объемный вес руды – 2,6 т/м<sup>3</sup>. Авторские прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> оценены в количестве: руда – 26 900 тыс. т, Au – 31,5 т, Ag – 538 т. Прогнозируемый морфологический тип оруденения – минерализованные зоны [342].

**Салаиро-Алтайская ртутно-серебряно-золото-полиметаллическая минерагеническая область** (5 Pb,Zn,Au,Ag,Hg/D<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>).

**Чарышский полиметалльно-серебряно-золоторудный район**  
(5.1 Au,Ag,Pb,Zn,Cu)

**Новофирсовский золоторудный узел** (5.1.1 Au) площадью 832 км<sup>2</sup> располагается в левобережье р. Чарыш – в нижней части бассейнов его левых притоков: рек Поперечная, Локтевка и Кукуйка [333]. В рудном узле известны

серебряно-золоторудные проявления и пункты минерализации (Новофирсовское, Сурич, Игнашиха и др.), а также проявления и пункты медно-полиметаллической минерализации кварцевожильного мезотермального типа. В структурном плане Новофирсовский рудный узел приурочен к Новофирсовско-Акимовской вулкано-тектонической структуре, которая характеризуется как наложенная относительно ранне-среднепалеозойских структурно-вещественных комплексов Чарышско-Чуйской СФЗ. В строении вулканоструктуры участвуют терригенно-карбонатные отложения нижнего девона, относимые к камышенской и барагашской свитам; осадочно-вулканогенные образования среднего–позднего девона куяганской свиты; субвулканические интрузии среднего и кислого составов, экструзивные и жерловые массивы риодацитов куяганского комплекса. Локализирующими золотое оруденение являются вулканические и вулканогенно-осадочные породы куяганского комплекса, для которых отмечаются значительные фациальные изменения.

Новофирсовский рудный узел фиксируется аномальным геохимическим полем (АГП) площадью 826 км<sup>2</sup> [333]. Критерием рудноформационной принадлежности узла к золото-серебряной формации является ведущая роль в составе типоморфной ассоциации АГП золота, серебра и мышьяка:  $Ag_{20}Au_6As_5Zn_2Pb_2Cu_2$ .

В пределах узла выделяются два рудных поля – Новофирсовское и Каменный Колодец. Новофирсовскому рудному полю соответствует аномальное геохимическое поле площадью 118 км<sup>2</sup>. Для АГП характерно наличие высококонтрастных ореолов рассеяния золота интенсивностью 0,005–1,5 г/т, сурьмы 20–100 г/т, мышьяка 30–200 г/т, висмута 1–30 г/т, серебра 1–5 г/т, свинца 100–500 г/т, меди 80–150 г/т, вольфрама 3–10 г/т, цинка 200–300 г/т. Ранжированный ряд химических элементов группы накопления АГП имеет следующий вид:  $Au_{11}^{473}As_5^{236}Ag_3^{298}Pb_2^{262}Bi_2^{762}Sb_2^{366}$ . Средний коэффициент вариации 99 %, следовательно, рудный объект является сильно дифференцированным. Интенсивность и перспективность АГП высокая. Рудноформационный тип – золото-серебряный в вулканогенных толщах. Для АГП характерны значимые коэффициенты корреляции золота с серебром (0,39), сурьмой (0,29), свинцом (0,22), мышьяком (0,20), молибденом (0,19), медью, вольфрамом (0,18).

Рудное поле Каменный Колодец фиксируется аномальным геохимическим полем площадью 108 км<sup>2</sup>. Для АГП характерно наличие ореолов рассеяния золота интенсивностью 0,005–0,01 г/т, сурьмы – 20 г/т, мышьяка – 30–500 г/т, висмута – 1–4 г/т, молибдена – 3–5 г/т, серебра – 0,1 г/т, свинца – 30–100 г/т, меди – 80–150 г/т, вольфрама – 5 г/т, цинка – 200–1500 г/т, а на флангах марганца – 1000 г/т. Ранжированный ряд химических элементов группы накопления АГП имеет следующий вид:  $Au_7^{273}As_7^{236}Ag_4^{98}Sb_3^{114}Cu_3^{99}Pb_2^{58}Mo_2^{79}Bi_2^{56}$ . Средний коэффициент вариации – 127 %, рудный объект является дифференцированным, следовательно, перспективным. Интенсивность АГП средняя. Для АГП характерны значимые коэффициенты корреляции золота с сурьмой (0,32), серебром (0,19). Здесь прогнозируется золото-серебряный тип оруденения. Для Новофирсовского рудного узла апробированные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы золота составляют на 1.01.2014 г. 134 т, в том числе по категориям:  $P_3$  – 45 т,  $P_2$  – 78,9 т,  $P_1$  – 10,1 т.



**Мурзинский золоторудный узел** (5.1.2 Au) площадью 196 км<sup>2</sup> располагается на водоразделе р. Чарыш и ее левого притока – р. Таловка. В его состав входят два рудных поля: Мурзинское и прогнозируемое Малосуеткинское [333]. Мурзинское рудное поле площадью 54 км<sup>2</sup> структурно приурочено к восточной области замыкания Курьинско-Акимовской синклинали, срезанной и осложненной Акимовским взбросо-надвигом субмеридионального простирания. В строении рудного поля принимают участие терригенно-карбонатные отложения нижнедевонской барагашской свиты, дайкообразная Мурзинская интрузия гранодиоритов усть-беловского комплекса, дайки долеритов и базальтов, трассирующие разломы субширотной и северо-восточной ориентировок.

Основные руды месторождений и проявлений, выявленных в Мурзинском рудном поле, связаны с золотоносными корами выветривания, минерализованными зонами дробления и сопровождающими их метасоматитами. Низкотемпературные метасоматиты проявлены не только в скарнах, но и в сланцах, алевролитах и известняках. Авторские прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>3</sub>, оцененные по параметрам его вторичных ореолов рассеяния, составляют 44 т [333]. На Мурзинском месторождении разведаны и учтены Государственным балансом по состоянию на 1.01.2014 г. по категориям С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> запасы золота в количестве 3,1 т. Апробированные ЦНИГРИ (протокол № 2 от 20.12.2011 г.) прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>1</sub> составляют 10,0 т [325].

Прогнозируемое Малосуеткинское золоторудное поле площадью 79 км<sup>2</sup> расположено в левобережье р. Чарыш, на водоразделе рек Паутиха и Суетка, к юго-востоку от с. Краснощеково. Поле структурно приурочено к северо-западной оконечности Чагырской грабен-синклинали, а тектонически – к узлу сочленения зон разломов северо-западной и северо-восточной ориентировок. Рудное поле характеризуется рядом вторичных и первичных литохимических аномалий золота, а в районе горы Рудничная – наличием проявлений и пунктов медно-серебряно-золоторудной минерализации с промышленно-значимыми содержаниями золота, локализованных в кварцевожильных и минерализованных зонах среди ороговикованных терригенных пород. Здесь выявлены первичные и вторичные литохимические ореолы золота, сурьмы, мышьяка, меди. В рудном поле прогнозируется оруденение, связанное с золото-сульфидно-кварцевой формацией [333].

**Суеткинский свинцово-серебряно-золоторудный узел** (5.1.3 Au, Ag, Pb) площадью 1094 км<sup>2</sup> приурочен к центральной части Чарышского золоторудного района. Для рудного узла характерно благоприятное сочетание региональных рудогенерирующих и рудо локализирующих факторов, косвенных и прямых поисковых признаков золотооруденения: 1) наличие слабоэродированных и не вскрытых эрозией интрузий гранитоидов усть-беловского комплекса; 2) наличие широкой сети разрывных нарушений северо-западной и северо-восточной ориентировок, сопровождаемых зонами безрезитизации, окварцевания и пропилитизации; 3) наличие рудопроявлений и пунктов минерализации золота, серебра, меди, реже молибдена, приуроченных к кварцевым жилам и минерализованным зонам (первые чаще всего тяготеют к интрузивным массивам, вторые – к экзоконтактовым частям); 4) Суеткинский

рудный узел выражен пониженными значениями гравитационного и магнитного полей.

В пределах рудного узла отмечаются многочисленные ореолы избыточного калия, группирующиеся в субконцентрические зоны [333]. На площади узла выявлено семь АГП разной рудноформационной принадлежности по их пространственной связи с гранитоидами и практически сплошному развитию сближенных локальных аномалий золота. В северной и северо-западной частях рудного узла АГП пространственно ассоциируют с гранитоидами усть-беловского комплекса. Их состав характеризуется ассоциацией элементов Au, As, Mo, Pb, Zn, Cu, Bi. В наиболее изученном Суеткинском рудном поле выявлено золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое (золото-березитовое) оруденение. Авторские прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub>, оцененные по параметрам его вторичных ореолов и потоков рассеяния, составляют 40 т [333].

**Чагырский полиметалльно-золоторудный узел** (5.1.4 Au,Cu,Pb) расположен на лево- и правобережье р. Чарыш, в районе сел Усть-Пустынка и Усть-Чагырка, имеет площадь 195 км<sup>2</sup>. В тектоническом отношении это площадь сочленения Чарышского–Теректинского глубинного разлома и оперяющих его дизъюнктивов северо-западной и субширотной ориентировок. Здесь карбонатные и карбонатно-терригенные отложения чагырской (S<sub>1</sub>ĉg) и куимовской (S<sub>1</sub>km) свит, слагающие ядро Чагырской синклинали, прорваны штокообразными телами и дайками субвулканических диорит-порфириров и риолитов средне-позднедевонского куяганского комплекса. Зону глубинного разлома трассируют дайки базальтов и долеритов теректинского комплекса позднепермского возраста [333]. Рудный узел включает группы рудопроявлений и пунктов медной, медно-полиметаллической, медно-серебряно-золоторудной минерализации кварцевожильного типа. Рудные тела представлены мелкими линзообразными и трубообразными залежами либо кварцевыми жилами, реже – сериями жил мощностью до 1–3 м и протяженностью не более 100 м. На медь и полиметаллы данный геолого-промышленный тип является низкоперспективным, но может представлять интерес в отношении золота и серебра. В группе Чагырских проявлений отмечались содержания Au от 1–3 до 26 г/т и Ag 54–196 г/т. В собственно золото-серебряных и серебряно-золоторудных проявлениях содержания золота составляют до 2 г/т, серебра – до 50 г/т. На северо-восточном фланге рудного узла выделяется Старо-Чагырское серебряно-золоторудное поле.

**Прогнозируемый Тулатинский серебряно-золоторудный узел** (5.1.5 Au,Ag) площадью 697 км<sup>2</sup> расположен в левобережье р. Чарыш. Узел приурочен к полям развития усть-беловского габбродиорит-гранодиоритового комплекса позднедевонского возраста, имеющего сидеро-лито-халькофильный тип геохимической специализации и майорской габбро-плагиогранит-щелочно-гранитовой ассоциации среднедевонского возраста. В пределах рудного узла выделены два АГП в ранге рудного поля: Усть-Тулатинское и Тулатинское [333].

Усть-Тулатинскому рудному полю соответствует аномальное геохимическое поле площадью 82 км<sup>2</sup>. В составе АГП выявлены потоки рассеяния золота интенсивностью 0,005–0,01 г/т, серебра – 0,08 г/т, меди – 40–80 г/т, цинка –

150 г/т, молибдена – 1,5 г/т, висмута – 0,8 г/т. Ранжированный ряд химических элементов группы накопления АГП имеет следующий вид:  $Au_3^{67} Cu_2^{23}$ . Средний коэффициент вариации – 45 %, следовательно, рудный объект является слабодифференцированным. Интенсивность АГП слабая, перспективность низкая. Здесь прогнозируется наличие рудных объектов золото-сульфидно-кварцевого типа. Авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$ , оцененные по параметрам его вторичных потоков рассеяния, составляют 5 т [333].

Тулатинская АГП площадью 118 км<sup>2</sup> характеризуется широким развитием контрастных потоков рассеяния с содержаниями (г/т): Au – 0,005–0,4, As – 30–50, Mo – 3, Bi – 1–6, W – 5–6, Zn – 200. Ранжированный ряд химических элементов группы накопления АГП имеет следующий вид:  $Au_{4000}^{235} As_{16}^{69} Bi_3^{56} W_3^{28}$ . Средний коэффициент вариации – 97 %, следовательно, рудный объект является дифференцированным. Интенсивность АГП высокая, перспективность средняя. В гранитах майорского комплекса, скарнах и зонах окварцевания выявлены аномальные содержания (г/т): Au – 0,01; Mo – 5–10; Be – 6; As – 60–80; Cu – 80–100; Zn – 200. По ассоциации элементов здесь прогнозируется наличие рудных объектов золото-сульфидно-кварцевого и золото-скарнового типов. Авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$ , оцененные по параметрам его вторичных потоков рассеяния, составляют 25 т [333].

**Прогнозируемый Ханхаринский серебряно-золоторудный узел** (5.1.6 Au, Ag) площадью 256 км<sup>2</sup> находится в междуречье Белая–Ханхара–Иня. Узел приурочен к карбонатно-терригенным отложениям Чарышского блока, прорванным слабо эродированными интрузиями и жильными диорит-порфиритами усть-беловского комплекса. В экзоконтактах массивов развиты скарны, роговики и кварцевые жилы с полиметаллическим золото-серебросодержащим оруденением. Надинтрузивные зоны не вскрытых частей массивов, судя по развитию роговиков и по геофизическим данным, наиболее перспективны на Ag-Au оруденение. Проявления и пункты минерализации Au, Ag, полиметаллических и железных руд локализованы в телах гранатовых, пироксен- и эпидот-гранатовых скарнов размером до 50 × 70 м, либо в кварцевых жилах. Максимальные содержания (г/т, %): Au – 2, Ag – 620, Cu, Pb – 5, Fe – 33,7. Геологические условия благоприятны для локализации золото-серебряного оруденения в зонах окварцевания и рассланцевания. АГП рудного узла характеризуется наличием контрастных вторичных потоков рассеяния (г/т): Au – 0,005–0,008, Ag – 0,2–8, Bi – 0,8–2, Pb – 30–2000, Cu – 50–1000; Zn – 150–3000, Sb – 20–30, As – 30–40. Авторские прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , оцененные по параметрам их вторичных потоков рассеяния по площади узла составили: Au – 11 т, Ag – 1240 т; Cu – 335 тыс. т, Pb – 307 тыс. т, Zn – 680 тыс. т [342].

**Чернокаменский прогнозируемый ртутно-золоторудный узел** (5.1.7 Au, Hg) приурочен к юго-западной части Чарышско-Чуйской СФЗ, сложенной карбонатно-терригенными отложениями ордовика–силура, на стыке с вулканогенно-осадочными образованиями Рудно-Алтайской и Коргоно-Терехтинской СФЗ. Структурная обстановка, при наличии ранее известного ртутно-мышьякового оруденения и выявленных ВГХП золота [43], позволяет про-

гнозировать тонкодисперсное золото-ртутное оруденение типа «карлин». Среди карбонатно-терригенных отложений ордовика–силура отмечаются мощные пачки черных глинистых и известково-глинистых сланцев. В аналогичных сланцах из галек р. Белая установлено содержание золота до 3 г/т. Ртуть в виде киновари часто отмечается в шлихах (10–100 зерен и более) почти на всей площади рудного поля и установлена в ряде пунктов минерализации (I-4-46–49, 52, II-4-11, 33) в коренном залегании. Выявлен ряд пунктов с повышенными содержаниями мышьяка, контролируемых зонами тектонических нарушений в известняках, и дайками диорит-порфириров. Интенсивные шлиховые и первичные литохимические ореолы Cu, Ag, Pb, As, Hg, приуроченные к зонам тектонических нарушений, также могут свидетельствовать о более широком развитии прогнозируемого золото-ртутного оруденения, чем это выявлено в настоящее время. АГП рудного узла характеризуется широким развитием контрастных потоков рассеяния (г/т): Au – 0,005 – 0,01, Ag – 0,1–0,2, As – 30–50, Sb – 20–100, Bi – 0,8–2, Cu – 50–100, Pb – 50–60, Zn – 200–600. Авторские [324] прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> оценены по параметрам вторичных потоков рассеяния, при суммарной продуктивности потоков рассеяния (г/т × м<sup>2</sup>): Au – 102 960, Ag – 353 500 и составили (т): Au – 20, Ag – 530.

**Кузнецовский прогнозируемый золоторудный узел** (5.1.8 Au) выделяется в северной части площади листа М-44 на территории Чарышского полиметаллически-серебряно-золоторудного района по результатам работ ГДП-200 [343], которыми было установлено широкое распространение на площади оруденения золота (13 пунктов минерализации и 18 точечных первичных геохимических аномалий) золоторудной кварцевой, золото-серебряно-адуляр-кварцевой и золотоносных кор выветривания рудных формаций. В геологическом плане узел расположен в Северо-Восточной зоне смятия и находится в районе ранее известного Кузнецовского проявления железа магнетитовой скарновой рудной формации. В геологическом строении площади узла принимают участие тектонические блоки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород нижнеануйской и верхнеануйской серий ордовика и барагашской свиты раннего девона, прорванных мелкими штоками и дайками гранит-порфириров, риолитов и трахириолитов куяганского субвулканического комплекса среднего–позднего девона. В зоне смятия породы подверглись интенсивным процессам динамометаморфизма и гидротермальной проработки. Широко развиты зоны скарнирования, пропилизации, окварцевания, турмалинизации, ожелезнения, вмещающие оруденение железа, марганца, меди, свинца, цинка, кобальта, золота и серебра. Общая площадь узла – 576 км<sup>2</sup>. Ниже приводится краткая характеристика объекта.

К *золоторудной кварцевой формации* относится шесть пунктов минерализации, локализованных среди терригенных образований верхнеануйской и нижнеануйской серий, а также барагашской свиты. Они представлены элювиально-делювиальными глыбами и обломками лимонитизированного и омарганцованного кварца и кварцитовидных пород. Максимальные содержания металлов достигают (г/т; %): Au – 3,2, Ag – 20; Cu – 0,1, Pb – 0,2, Zn – 0,1, As – 0,05, Bi – 0,002, Co – 0,02, W – 0,005, Mo – 0,001, Mn – 1,0.

Семь пунктов минерализации неопределенной рудной формации локализованы в лимонитизированных породах нижнеануйской серии, в интенсивно рассланцованных карбонатизированных и пиритизированных алевролитах верхнеануйской серии и корях выветривания по ним, в гематит-магнетитовой руде с малахитом, в гранит-порфирах куяганского комплекса. В повышенных содержаниях установлены: (г/т; %): Au – до 3,0, Ag – до 0,5; Cu – до 0,3.

В скарнах Кузнецовского проявления железа установлены повышенные содержания золота (до 1,6 г/т). Наиболее перспективной на золото является юго-западная часть проявления, представленная Кузнецовской магнитной аномалией (проявление железа 8), которая вытянута в северо-западном направлении в экзоконтакте массива порфировых гранитоидов. Длина аномальной полосы – 2,2 км при ширине до 150–300 м. На юго-западной окраине Кузнецовского железорудного проявления находится ранее эксплуатирующееся на медь проявление «Десятовский шурф», где в бурых железняках были установлены содержания: Au – 10,8–11,6 г/т; Cu – 0,1–0,19%; Pb – 1,62–2,32%. В 300 м юго-западнее выше описанного проявления в делювиальных обломках омарганцованного и ожелезненного кварца установлено содержание Au – 3,2 г/т, а в 2,5 км южнее – в конгломерате с прожилками кварца Au – 0,1 г/т. На северо-западном продолжении зоны смятия также установлен ряд пунктов минерализации и многочисленные первичные геохимические аномалии золота. В обломках лимонитизированных пород с гнездами кварца установлено (г/т; %): Au – 3, Ag – 0,5; Cu – 0,15, Zn – 0,05, Sn – 0,015, W – 0,003, Mo – 0,001. Повышенные содержания золота зафиксированы в лимонитизированных гранит-порфирах – 0,1 и 0,15 г/т, в элювиальных обломках сульфидизированного и кавернозного кварца среди развалов мощной зоны окварцевания: Au – 2,45 г/т, Ag – 2 г/т, в обломках лимонитизированного кварца и кварцитовидной породы: Au – 0,14 г/т, Ag – 20 г/т. В обломках ожелезненного и омарганцованного кварца среди пород барагашской свиты также отмечаются единичные знаки золота. В целом ряде случаев устанавливается развитие лимонита по кристаллическому пириту, содержание которого достигало 20–30%.

Геологическое строение и минерагеническая специализация Кузнецовского прогнозируемого узла имеют по многим параметрам существенное сходство с Мурзинским рудным полем, расположенным в 40 км к юго-востоку, в пределах которого находится эксплуатируемое месторождение золота. Сходство строения рудных полей позволяет выбрать Мурзинское рудное поле, охарактеризованное при описании Мурзинского золоторудного узла (5.1.2 Au), в качестве эталонного объекта.

Подсчет средней удельной продуктивности эталонного объекта (q) произведен по формуле:

$$q = K_d \times (P_1 + C_1 + C_2) / S_M = 0,8 \times (10,0 + 3,1) / 54 = 0,19 \text{ т/км}^2,$$

где  $C_1 + C_2$  – запасы в количестве 3,1 т;  $P_1$  – утвержденные прогнозные ресурсы золота в количестве 10,0 т;  $S_M$  – общая площадь Мурзинского рудного поля, равная 54 км<sup>2</sup>;  $K_d$  – коэффициент достоверности 0,8.

Прогнозные ресурсы (Q) категории P<sub>3</sub> Кузнецовского прогнозируемого золоторудного узла на глубину до 200 м в целом составят:

$$Q = K_{\text{п}} \times q \times S = 0,2 \times 0,19 \times 575,4 = 21,9 \text{ т},$$

где: q – средняя удельная продуктивность эталонного объекта; S – общая площадь прогнозируемого узла, равная 575,4 км<sup>2</sup>; K<sub>п</sub> – коэффициент подобия, с учетом недостаточной геологической изученности площади Кузнецовского прогнозируемого золоторудного узла, принимается 0,2.

В пределах Кузнецовского узла прогнозируется выявление золоторудных месторождений золоторудной кварцевой, золоторудной скарновой, золото-серебряно-адуляр-кварцевой и золотоносных кор выветривания рудных формаций аналогичных месторождениям Мурзинского рудного поля. Апробированные прогнозные ресурсы узла категории P<sub>3</sub> составляют 21,9 т золота.

**Талицкий редкометалльно-вольфрамово-золоторуднороссыпной район (5.2 Au, W, Be)**

*Комарихинский прогнозируемый золоторудный узел (5.2.1 Au)* общей площадью 282 км<sup>2</sup> выделен в северо-западной части Чарышско-Талицкой СФЗ [324]. В долинах рек Кабановка, Боровлянка и Ямышевка выявлены низко-среднеаномальные ВГХП золота (с содержанием 0,004–0,015 г/т и протяженностью 4–16 км, участками совпадающие со шлиховыми потоками с содержаниями 1–5 знаков золота. Зерна золота неокатанные, размером до 0,15 мм, вес отдельных зерен – до 0,6 мг. В правом борту р. Кабановка выявлен [335] крупный (3 × 0,8 км) высокоаномальный ПГХО золота (0,014–0,036 г/т) и серебра (0,08–2 г/т), с зонами окварцевания и элювиально-делювиальными свалами кварца. В кварце и во вмещающих алевролитах и песчаниках маралихинской свиты и антоньевской толщи развиты поры выщелачивания, лимонитизации, омарганцевание, редко отмечается вкрапленность пирита. Аналогичные зоны окварцевания с повышенными содержаниями золота (0,01–0,014 г/т) также выявлены восточнее на водоразделе ручьев Кабановка–Ямышевка. Буровыми работами в северной части площади узла выявлены аномальные содержания золота в пиритизированных алевролитах и песчаниках антоньевской толщи (до 0,015–0,033 г/т), в корях выветривания (0,004 г/т) и в вышележащих кайнозойских глинах (до 0,005–0,021 г/т) [335]. Рудный узел фиксируется аномальным геохимическим полем площадью 68 км<sup>2</sup>. Для АГП характерно наличие потоков рассеяния золота интенсивностью 0,005–0,015 г/т, серебра – 0,1–0,6 г/т, висмута – 1 г/т, молибдена – 3 г/т, меди – 60–100 г/т, свинца – 60–100 г/т, цинка – 200–300 г/т, единичные аномальные точки мышьяка – 50 г/т, сурьмы – 20 г/т. Категория крупности мелкая, перспективность неясная, достоверность прогноза слабая. На площади узла прогнозируется золото-кварцевый тип оруденения, связанный с плутоногенно-гидротермальными кварцевыми жилами и жильными зонами. Авторские прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> восточной части Комарихинского рудного узла, оцененные по параметрам его вторичных потоков рассеяния, составили 6 т. Прогнозные ресурсы золота всего Комарихинского рудного узла категории P<sub>3</sub> оценены в 14 т [324]. Ресурсы не апробированы, но в западной части узла находится Комарихинская площадь с апробированными ЦНИИГРИ (протоколы № 2, 3 от 20 декабря 2011 г.) прогнозными ресурсами золота ка-

тегории  $P_2$  в количестве 5 т. Степень перспективности прогнозной площади низкая, надежность определения малая [335].

**Верхнекалманский прогнозируемый золоторудный узел** (5.2.2 Au) площадью 272 км<sup>2</sup> выделен [335] в верховьях рек Ельцовка, Осиновка, Калманка и Землянуха. Он располагается в зоне перехода Горного Алтая в равнину Бийско-Барнаульской впадины. Площадь прогнозируемого рудного узла сложена ордовикско-раннесилурийскими терригенными отложениями маралихинской свиты и кремнисто-терригенными образованиями антоньевской толщи. Магматические образования в пределах рудного узла имеют ограниченное распространение и представлены небольшими штокообразными телами и северо-западной оконечностью гранитоидов боровлянского комплекса. Размещение известного здесь оруденения контролируется зоной Башчелакского разлома с интенсивным расщеплением пород, участками их неравномерной пиритизаций и лимонитизации, роями кварцевых жил и прожилков. По данным интерпретации геофизических данных, на большей части площади предполагается наличие нескрытых массивов гранитоидов. На восточном фланге, вблизи выходов массивов гранитоидов установлена повышенная золотоносность кварцевых жил.

Трояновское проявление представлено двумя кварцевыми жилами длиной до 54 м и мощностью до 0,6 м, залегающими среди глинистых сланцев маралихинской свиты. Жильный кварц содержит пирит и сфалерит, в элювиально-делювиальных свалах установлены содержания: Au – 1,5 г/т, Ag – 12,9 г/т. Севернее, на Белоусовско-Грязнушинском-1 проявлении в восточном контакте кварцевых диоритов и ороговикованных сланцев, находится кварцевая жила с халькопиритом, лимонитом и малахитом мощностью 0,7–1,78 м с содержаниями: Cu – 3,75 %, Ag – 14,8 г/т, As – 0,03 %. В пределах прогнозируемого рудного узла широко распространены вторичные литохимические и шлиховые ореолы золота и элементов-спутников. Размеры вторичных литохимических ореолов – до 5 × 3 км, содержание Zn – 0,04 %, Ag – 0,1 г/т. Вторичные литохимические потоки при протяженности до 1–5 км имеют содержание Au – 0,005–0,05 г/т. Золото выявлено в крупных (до 8 × 2,5 км) шлиховых ореолах и протяженных (до 2,5–4 км) шлиховых потоках с количеством 1–3 знака в ассоциации с церусситом, баритом, малахитом, торитом. Авторские [335] прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , оцененные по параметрам вторичных потоков рассеяния, составили: Au – 7,0 т, W – 4,2 тыс. т.

Верхнекалманскому узлу соответствует АГП площадью 214 км<sup>2</sup>, приуроченное к полям развития ордовикско-нижнедевонской осадочной ассоциации лито-сидеро-халькофильного геохимического типа. Для АГП характерно наличие потоков рассеяния золота интенсивностью 0,005–0,05 г/т, вольфрама – 3–10 г/т, сурьмы – 20 г/т, серебра – 0,1–0,5 г/т, мышьяка – 30–50 г/т, висмута – 1–5 г/т, цинка – 200–300 г/т, кобальта – 80–100 г/т, а на северо-западном фланге марганца – 4000–5000 г/т. Авторские прогнозные ресурсы рудного золота категории  $P_3$  составляют 11 т [324].

На площади Верхнекалманского золоторудного узла прогнозируется геолого-промышленный тип оруденения, связанный с плутогенно-гидротермальными золото-кварцевыми жилами и жильными зонами в вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексах. Степень перспективности прогнозной

площади низкая, надежность ее определения малая (многие выявленные объекты на золото не оценены или слабо изучены) [335].

**Слюдянский редкометалльно-золоторудный узел** (5.2.3 Au,W,Be) площадью 574 км<sup>2</sup> располагается в бассейне р. Бол. Слюдянка [335]. Площадь сложена осадочными отложениями маралихинской свиты и антоньевской толщи. Незначительное распространение имеют средне-позднедевонские вулканогенно-осадочные образования куяганской свиты. Стратифицированные образования прорваны позднедевонскими гранитоидами усть-беловского и боровлянского комплексов, образующих широкие контактовые ореолы роговиков. По результатам интерпретации геофизических данных, восточнее предполагается наличие нескрытых интрузий. Рудный узел выделяется дифференцированным магнитным полем с локальными положительными линейно-вытянутыми аномалиями. Гранитоиды и осадочные породы рассечены нарушениями северо-западного и субмеридионального простирания. К разломам приурочены мощные (до 100 м) протяженные (до 8 км) кварцевые жилы и зоны окварцевания с золото-серебряно-сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, галенит, самородное золото). Жилы сопровождаются широкими ореолами (до 50 м) околорудных березитов (по данным АГСМ им, вероятно, отвечают локальные малоинтенсивные повышения концентраций урана и калия). В узлах сопряжения разнонаправленных нарушений отмечается штокверковое окварцевание. В пределах рудного узла распространено оруденение золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и медно-кварц-сульфидной рудных формаций, приуроченное к зонам окварцевания и отдельным кварцевым жилам. Для рудного узла характерно развитие первичных литохимических ореолов, шлиховых и литохимических потоков золота. По архивным данным, в добытых из Буяновско-Слюдянских приисков сортированных рудах содержания достигали: Au – 33,3–233,3 г/т, Pb – 1,25–31,3 %, Cu – 1,25–1,9 %, Ag – до 3800 г/т. Содержания Au в количестве от 0,5–1,5 до 2–5 г/т выявлены в ряде других проявлений и пунктов минерализации [335]. Предполагается, что зоны окварцевания, вскрытые на Буяновско-Слюдянских приисках № 2 и № 1, являются единой Слюдянской рудной зоной северо-западной ориентировки. На юго-востоке этой зоны находится Уржумская жила, прослеженная на 300 м, при мощности до 1,0 м и содержании Au – до 5 г/т, Ag – 13,2 г/т. К северо-западу продолжение рудной зоны прослеживается в направлении жилы «Гигант», в которой отмечались повышенные содержания золота – до 0,6 г/т (в единичных пробах – 9,4 г/т), серебра – 1–82 г/т, свинца – 0,1 %. Большая часть этой протяженной золотоносной зоны располагается в слабообнаженной части Степного Алтая.

Аналогичное, предположительно золото-вольфрам-редкометалльное, оруденение наблюдается в северо-восточной части рудного узла, в районе известных вольфрамowych проявлений – горы Толстая и горы Татарка. Здесь при содержании  $WO_3$  – 0,2–0,3 % установлены содержания Au – до 0,01–0,7 г/т. Рудный узел характеризуется наличием слабоконтрастных потоков рассеяния золота интенсивностью 0,005–0,01 г/т и контрастных потоков рассеяния серебра (0,1–1 г/т), вольфрама (3–2000 г/т), молибдена (3–10 г/т), меди (60–200 г/т), висмута (1–200 г/т). Кроме того, выявлены первичные геохимические аномалии золота (до 3,1 × 0,4 км) с содержанием 0,01–0,1 г/т, а также



крупные (до  $3,8 \times 1,8$  км) шлиховые ореолы и протяженные (до 6 км) потоки шеелита (до  $8 \text{ г/м}^3$ ). По состоянию на 1.01.2010 г. ЦНИИГРИ апробированы (протоколы № 2, 3 от 20 декабря 2011 г.) ресурсы золота категории  $P_3$  в количестве 15 т.

В пределах рудного узла выделяется Казанцевская прогнозируемая золото-вольфрамовая рудная площадь. Площадь охватывает область развития роговиков и ороговикованных пород в экзоконтакте гранитов усть-беловского комплекса (Острушинский, Берёзовский, Берлыкский массивы). Площадь –  $38 \text{ км}^2$ . В ее пределах известно два малых вольфрамовых месторождения: Казанцевское и Верх-Слюдянское. Установлена [332] повышенная золотоносность (до  $0,3\text{--}1,5 \text{ г/т}$ ) кварцевых жил Казанцевского месторождения вольфрама. В пределах рудной площади в роговиках и кварцевых жилах выявлено аномальное содержание следующих элементов: Au – до  $0,8 \text{ г/т}$ , Ag – до  $20 \text{ г/т}$ , W – до  $0,2 \%$ , Bi – до  $0,2 \%$ , Mo – до  $0,008 \%$ , As – до  $0,1 \%$ , Sb – до  $0,01 \%$ , Cu – до  $0,3 \%$ , Pb – до  $0,08 \%$ , Zn – до  $0,1 \%$ . Рудная площадь фиксируется аномальным геохимическим полем площадью  $134 \text{ км}^2$ . Категория крупности, перспективность и достоверность средняя. Здесь прогнозируется золоторудно-кварцевая, золоторудная малосульфидная и вольфрамовая березитовая рудные формации. Авторские прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , оцененные по первичным ореолам, вторичным ореолам и потокам рассеяния, составили: Au – 2,9 т, W – 15,3 тыс. т, Mo – 1,2 тыс. т, Bi – 1,9 тыс. т, Be – 11,4 тыс. т [335].

***Верхнекамьшенский прогнозируемый золоторудный узел*** (5.2.4 Au) площадью  $207 \text{ км}^2$  приурочен к терригенным образованиям ордовикско-раннесилурийской маралихинской свиты. В южной части узла по результатам интерпретации геофизических данных предполагается наличие надынтризивной зоны гранитоидного массива, предположительно, позднедевонского усть-беловского комплекса. На площади выявлен ряд пунктов минерализации золота в интенсивно рассланцованных и окварцованных глинистых сланцах, алевролитах и алевропесчаниках, а также в кварцевых жилах мощностью до  $10\text{--}20$  см и в корах выветривания по алевролитам с прожилками кварца. Содержание золота – до  $0,125 \text{ г/т}$ . Установлен первичный литохимический ореол золота с содержанием  $0,005\text{--}0,014 \text{ г/т}$ , локализованный в прожилках кварца с охрами лимонита и его элювиально-делювиальных обломках. Рудный узел характеризуется наличием контрастных потоков рассеяния золота интенсивностью  $0,004\text{--}0,02 \text{ г/т}$  и протяженностью  $2\text{--}24$  км. Категория крупности малая, перспективность неясная, достоверность слабая. На площади рудного узла прогнозируется золоторудно-кварцевая рудная формация. Авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$ , оцененные по его вторичным потокам рассеяния, составили 7 т. Степень перспективности прогнозной площади низкая, надежность ее определения малая (обнаженность площади незначительная, степень опоискованности на золото слабая, промышленные содержания золота в коренных породах не установлены) [335].

Суммарные авторские прогнозные ресурсы категории  $P_3$  по Талицкому рудному району оценены в количестве: Au – 183,9 т, W – 26,3 тыс. т, Mo – 4,2 тыс. т, Bi – 11,4 тыс. т, из них апробированы: Au – 37 т [335].

**Маралихинский прогнозируемый золоторудный узел (5.2.5 Au)** площадью 617 км<sup>2</sup> размещается в поле развития отложений маралихинской свиты ордовика–силура. Широко распространены ореолы ороговикованных пород, связанные с выходами слабоэродированных интрузий гранитоидов усть-беловского и боровлянского комплексов. По результатам интерпретации геофизических данных, здесь предполагается наличие значительной по площади надинтрузивной зоны гранитоидов, благоприятной для локализации молибден-вольфрамового, редкометалльного и золотого оруденения. Пункты минерализации золота и элементов-спутников представлены кварцевыми жилами и зонами окварцевания с бедным сульфидным оруденением. В центральной части рудного узла в брекчированных и окварцованных породах отмечается вкрапленность пирита и магнетита, с примазками медной зелени. Содержания Cu – 0,3 %; Sb – 0,002 %; Au – 0,1 г/т. В линзах окремненных пиритизированных пород и в кварце установлены повышенные содержания: Au – 0,013–0,068 г/т, As – 0,01 %, Sb – 0,002 %, а в развалах кварцевых жил – единичные зерна золота и пропитка малахитом. В пиритизированных алевролитах и в кварце также установлены крупные первичные литохимические ореолы с аномальными содержаниями золота (0,04–0,03 г/т). В бассейнах рек Маралиха и Сосновка выявлены шлиховые ореолы золота с содержаниями 1–6 знаков.

Маралихинское аномальное геохимическое поле площадью 836 км<sup>2</sup> приурочено к полям развития ордовикско-нижнесилурийской терригенно-осадочной ассоциации лито-сидеро-халькофильного геохимического типа специализации. Для АГП характерно наличие контрастных потоков рассеяния золота интенсивностью 0,005–1,5 г/т, вольфрама – 3–10 г/т, сурьмы – 20 г/т, серебра – 0,1–0,5 г/т, мышьяка – 30–50 г/т, висмута – 1–5 г/т, цинка – 200–300 г/т, кобальта – 80–100 г/т, а на северо-западном фланге марганца – 4000–5000 г/т. Отмечаются значимые коэффициенты корреляции золота с висмутом и сурьмой. Прогнозируемый тип оруденения – золото-сульфидно-кварцевый. На площади прогнозируемого Маралихинского золоторудного узла прогнозируется геолого-промышленный тип оруденения, связанный с плутогенно-гидротермальными золото-кварцевыми жилами и жильными зонами в вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексах эвгеосинклиналей. Авторские прогнозные ресурсы рудного золота категории P<sub>3</sub> составляют 42 т [324]. Степень перспективности прогнозной площади средняя, надежность ее определения малая (многие выявленные объекты на золото не оценены или слабо изучены, промышленных содержаний золота в коренном залегании не установлено, заверка аномалий не проводилась) [335].

**Сосновский прогнозируемый золоторудный узел (5.2.6 Au)** площадью 256 км<sup>2</sup> охватывает область развития роговиков и ороговикованных пород в эндо- и экзоконтакте массивов гранитов боровлянского комплекса (Маралихинский и Боровлянский массивы), а также гранодиоритов усть-беловского комплекса на юго-востоке (Башчелакский и Верхнебашчелакский массивы). Сосновский рудный узел локализован в надинтрузивной зоне, а основная часть Башчелакского рудного узла находится на площади распространения гранитных массивов. Площадь узла характеризуется наличием контрастных потоков рассеяния золота интенсивностью 0,005–1,0 г/т, вольфрама

(3–30 г/т), молибдена (3–10 г/т), меди (60–80 г/т), цинка (200–300 г/т), висмута (0,8–1 г/т). Ранжированный ряд химических элементов указывает на перспективы обнаружения рудных объектов золото-сульфидно-кварцевого типа. На площади прогнозируемого рудного узла по данным обработки результатов геохимических работ выделено три перспективных участка площадью 12,20 и 25 км<sup>2</sup>, где прогнозируется развитие золото-сульфидно-кварцевого, золото-кварцевого и золото-медно-скарнового оруденения. Авторские прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> по трем участкам оценены в 40 т [295].

Кроме вторичных потоков рассеяния золота, перспективы рудного узла подчеркиваются наличием повышенных содержаний золота в гранитоидах и ороговикованных породах, а также наличием промышленной россыпи золота по р. Генералка (Госбалансом учтены запасы по категориям: C<sub>1</sub> – 17,7 кг, C<sub>2</sub> – 11,8 кг, P<sub>1</sub> – 46 кг золота [323]) и не опробованных на золото зон окварцевания и кварцевых жил с повышенными содержаниями вольфрама. Рудный узел характеризуется слабой изученностью на золото. Прогнозируемый геолого-промышленный тип – золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые жилы и минерализованные зоны, штокверки. В связи со слабой опоскованностью рудного поля на золото, авторские прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> ограничиваются величиной их оценки по параметрам вторичных потоков рассеяния и составляют 47 т [324]. Степень перспективности прогнозной площади средняя, надежность ее определения малая (обнаженность площади незначительная, степень опоскованности на золото слабая, промышленные содержания золота в коренных породах не установлены) [335].

***Усть-Пустынская прогнозируемая золоторудная зона*** (5.2.7 Au) находится в правом борту р. Чарыш, в бассейне его правых притоков рек Козлуха, Пустынка, Сосновка, Табунка и др. Протяженность зоны – около 62 км, площадь – 455 км<sup>2</sup>. Рудная зона приурочена к глубинному Чарышско-Теректинскому разлому. Наиболее существенной характеристикой зоны является ее вещественный состав, представленный засурьинской свитой позднекембрийско-раннеордовикского возраста, с развитием базальтоидов и кремнистых пород – кремней, кремнистых аргиллитов и кремнистых алевролитов. Широко развиты различные динамокластиты, зоны брекчирования и гидротермально-метасоматических изменений. С этими зонами связаны многочисленные проявления и пункты минерализации золотой, золото-серебряной и золото-серебряно-полиметаллической минерализации с максимальными содержаниями: Cu – 28,75 %, Ag – 267 г/т, Au – 26 г/т, As – 0,5 %, Sb – 0,4 %. Наибольшей золотоносностью характеризуется одна из ветвей Чарышско-Теректинского разлома, имеющая северо-западную ориентировку и трассирующаяся рядом известных золото-серебряно-полиметаллических проявлений (Усольцевско-Политовское, Теремок, Пустынское и др.) [335]. Наиболее высокие содержания золота и серебра установлены на Усольцевско-Политовском прииске, где среди сланцев засурьинской свиты выработками были вскрыты четыре кварцевые жилы мощностью 0,35–0,70 м и протяженностью до 171 м. Азимут простирания – 345°, падение юго-западное, под углом 74°. Содержания: Au – до 26,0 г/т, Ag – до 0,0065–0,0267 %.

В алевролитах и песчаниках засурьинской свиты также широко развиты и другие зоны расланцевания и окварцевания мощностью до 0,5–1,0 м и види-

мой протяженностью до 70 м. Содержание Au в них – 0,025–0,341 г/т, в прото-  
лочках установлено золото – до 5 знаков (0,1 мг). В левом борту р. Маралиха в  
зоне окварцевания и пиритизации кремнисто-глинистых сланцев содержание  
Au – 0,071 г/т. Здесь же, в метаморфизованных образованиях засурьинской и  
маралихинской свит выявлены пять крупных первичных геохимических орео-  
лов золота, а также многочисленные точечные первичные геохимические ано-  
малии золота и элементов-спутников [335]. Аналогичное оруденение золота  
наблюдается на юго-восточном продолжении Усть-Пустынской зоны, где из-  
вестно Засурьинское проявление и ряд пунктов минерализации золота. На всей  
площади прогнозируемой золоторудной зоны установлены многочисленные  
вторичные литохимические потоки золота и элементов-спутников, часто сов-  
падающие со шлиховыми потоками. Содержание золота во вторичных геохи-  
мических потоках – 0,004–0,05 г/т, в шлиховых потоках – 1–20 зерен на шлик.  
В рудной зоне прогнозируется золотое оруденение типа жильных и минерали-  
зованных зон в вулканогенно-осадочных комплексах эвгеосинклиналей. Руды  
золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые. При площади 455 км<sup>2</sup>,  
удельной продуктивности золота 0,209 т/км<sup>2</sup> и коэффициенте геологического  
подобия 0,3 авторские прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> составят:  
 $Q = 0,209 \text{ т/км}^2 \times 455 \text{ км}^2 \times 0,3 = 28 \text{ т}$  [335].

**Бащелакский золоторудно-россыпной узел** (5.2.8 Au) представлен своей  
западной частью площадью 236 км<sup>2</sup>. В восточной части, на площади листа  
М-45 расположены Центральное, Куртачихинское и Потайнухинское рудные  
поля, с апробированными прогнозными ресурсами золота категории P<sub>2</sub> – 10 т  
и P<sub>3</sub> – 60 т [44]. Коренные проявления и россыпные месторождения золота  
размещаются преимущественно на площади развития позднедевонских гра-  
нитоидов. Золоторудные проявления относятся к золото-кварцевой и золото-  
сульфидно-кварцевой рудным формациям. На территории листа М-44 руд-  
ный узел включает прогнозируемую Светлинскую площадь.

Прогнозируемая Светлинская золоторудно-россыпная площадь (30 км<sup>2</sup>)  
контролируется зоной разломов северо-восточного простирания, проявляю-  
щейся катаклизом и метасоматической проработкой вмещающих гранитов  
усть-беловского комплекса. Здесь выявлены Кирилловское проявление и вто-  
ричные ореолы золота интенсивностью 0,003–0,5 г/т, в аллювии мелких лож-  
ков верховьев р. Куртачиха установлены концентрации золота 20–650 мг/м<sup>3</sup>.  
Кирилловское проявление золота представлено кварцевой жилой мощностью  
0,25 м с содержанием Au – до 28,2 г/т, Ag – 26 г/т, во вмещающих березити-  
зированных гранитах – Au – 0,5 г/т, Ag – 2 г/т. Кварцевая жила прослежена  
по развалам кварца на 7 м. На северо-восточном продолжении рудоносной  
тектонической зоны развиты обломки и глыбы аналогичного кварца, зоны  
окварцевания в березитизированных гранитах и гранодиоритах с содержа-  
нием Au – до 1–3 г/т (IV-4-25, 29). Светлинская рудная площадь характеризуется  
изометричными кольцевыми магнитными аномалиями. По результатам  
интерпретации геофизических данных [240], с рудной площадью совпадает  
комплексный параметр перспективности на Au-кварцевое, Au-сульфидно-  
кварцевое, Au-полиметаллическое и Au-Ag оруденение и площади с вероят-  
ностью выделения перспективных объектов 0,6–1 ус. ед., подобных эталонам  
рудных полей, соответствующих Мало-Суеткинскому [330]. На Светлинской

площади прогнозируется золото-сульфидно-кварцевое оруденение жильных и минерализованных зон. Авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в рудном поле составляют 12 т [324].

Перспективы Башелакского золоторудного узла не ограничиваются Светлинской площадью. В северо-западной части рудного узла частично отрабатывались аллювиальные долинные россыпи золота рек Боровлянка–Светлый, Аба. Ширина россыпей варьирует от 10 до 40 м, мощность песков – от 0,2 до 5,0 м, золотоносным является песчано-гравийно-галечный материал с примесью мелких валунов. Золото хорошоокатанное, средней крупности (0,5–1,0 мм), встречены самородки до 50 г. Авторские прогнозные ресурсы рудного золота категории  $P_3$  территории рудного узла за пределами Светлинской площади составляют 34 т [324]. Общие авторские прогнозные ресурсы рудного золота Башелакского узла категории  $P_3$  составят: 34 т + 12 т = 46 т [324].

**Коргонский золоторудно-россыпной район** (6.2 Au) приурочен к Коргонскому наложенному прогибу, выполненному ранне-среднедевонскими базальт-андезитовой, дацит-риолитовой и трахириолитовой формациями. В районе прогнозируются Сергеевский и Коргонский золоторудные узлы.

**Сергеевский золоторудно-россыпной узел** (6.2.1 Au) площадью 206 км<sup>2</sup> находится в западной части Коргонского прогиба, сложенного ранне-среднедевонскими вулканогенно-терригенными и субвулканическими образованиями. На восточном фланге рудного узла находится разведанное Инское железорудное месторождение, западнее располагаются скарновые и стратифицированные проявления и пункты минерализации железо-марганцевых руд. В рудах Инского месторождения и других проявлений обычны содержания золота до 0,4–1,2 г/т. Здесь же установлены пункты минерализации золото- и медно-сульфидно-кварцевой формаций с содержанием Au – до 0,1 г/т. Кроме того, установлены кварцево-жильные серебрясодержащие (до 50 г/т) полиметаллические проявления, золотоносность большинства которых не изучена. О перспективности узла на золото свидетельствует наличие россыпи золота руч. Татарочка. Потоки рассеяния Сергеевского АГП на площади 206 км<sup>2</sup> интенсивностью (г/т): Au – 0,005–0,2, Pb – 30–100, Zn – 200–1000, Ag – 0,1–0,6, Mn – 3000–8000, Co – 40–50, Ti – 5000–10 000 позволяют прогнозировать рудные объекты золото-серебро-полисульфидного, золото-кварцевого и золото-скарнового типов [324]. Авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  – 17 т. Перспективность АГП неопределенная, оценена по параметрам вторичных потоков рассеяния. Степень перспективности прогнозной площади низкая, надежность ее определения малая [342].

**Прогнозируемый Коргонский золоторудный узел** (6.2.2 Au) площадью 335 км<sup>2</sup> охватывает северную часть Коргоно-Терехтинской СФЗ (от верховьев р. Иня на западе до верховьев р. Кумир на юго-востоке). Пространственно узел связан с зоной смятия шириной до 3–5 км, представляющей интерес на поиски оруденения золота, серебра, меди и полиметаллов. О золотоносности узла свидетельствуют проявления и пункты минерализации, в которых установлены содержания Au – до 0,5–26,3 г/т, Ag – до 132,5 г/т, наличие крупных (10,5–32 км<sup>2</sup>) шлиховых ореолов с содержанием золота 1–4 знака, пунктов минерализации и первичных литохимических ореолов элементов, сопутствующих золоту [342]. В Коргонском узле прогнозируется золото-серебряно-

полиметалльное, золото-сульфидно-скарновое, золото-кварцевое оруденение в вулcano-плутонических комплексах, тип – жильные и минерализованные зоны. Учитывая слабую изученность рудного поля на золото, оценка прогнозных ресурсов золота категории  $P_3$  производится на всю площадь рудного узла без выделения рудных полей. При площади в  $335 \text{ км}^2$ , удельной продуктивности золота –  $0,5 \text{ т/км}^2$  и коэффициенте геологического подобия –  $0,2$  авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в рудном узле составят  $33 \text{ т}$ . Степень перспективности прогнозной площади низкая, надежность ее определения малая (выявленные пункты минерализации характеризуются низкими содержаниями Au и Ag). Рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди.

Авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  [342] по Коргонскому золоторудно-россыпному району, оцененные по параметрам вторичных потоков рассеяния, составляют  $60 \text{ т}$  при низкой степени перспективности и малой надежности.

**Белореченский золоторудно-россыпной прогнозируемый узел** (0.0.5 Au/S<sub>1</sub>–D<sub>3</sub>). Для АГП рудного узла характерно наличие потоков рассеяния (г/т): Au –  $0,005\text{--}0,05$ , Bi –  $0,8\text{--}5$ , W –  $3\text{--}10$ , Mo –  $3$ , Pb –  $30\text{--}40$ , Mn –  $1500\text{--}2000$ . Здесь прогнозируется наличие рудных объектов золото-редкометалльного типа. Авторские прогнозные ресурсы категории  $P_3$  [342], оцененные по параметрам вторичных потоков рассеяния, при суммарной продуктивности потоков рассеяния (г/т  $\times \text{м}^2$ ): Au –  $69\,360$ , Bi –  $6\,800\,000$ , W –  $78\,144\,000$  составляют: Au –  $13 \text{ т}$ , Bi –  $1 \text{ т}$ , W –  $12 \text{ т}$ .

**Прогнозируемый Наумовский золоторудный узел** (0.0.4 Au/D<sub>3</sub>–C<sub>3</sub>) площадью  $324 \text{ км}^2$  характеризуется развитием контрастных первичных ореолов (г/т): Au –  $0,008\text{--}0,5$ , Ag –  $0,1\text{--}0,2$ , As –  $30\text{--}1000$ , Sb –  $20$ , W –  $10\text{--}1000$ , Bi –  $1\text{--}5$ , Cu –  $100$ , Zn –  $500\text{--}2000$ , Mn –  $4000$ , Co –  $200$ , Hg –  $10\text{--}15$ , В –  $100$ . Ранжированный ряд химических элементов группы накопления АГП следующий: Au<sub>500</sub><sup>422</sup> W<sub>286</sub><sup>188</sup> As<sub>200</sub><sup>224</sup> Sb<sub>15</sub><sup>125</sup> Bi<sub>14</sub><sup>59</sup> Co<sub>10</sub><sup>39</sup> Mn<sub>6</sub><sup>93</sup> Ag<sub>3</sub><sup>39</sup> Cu<sub>2</sub><sup>39</sup>. Средний коэффициент вариации –  $132\%$ , рудный объект является сильно дифференцированным. Интенсивность и перспективность АГП высокая. Здесь прогнозируется наличие рудных объектов золотосульфидного (черносланцевого) типа. Авторские прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$ , оцененные по параметрам его первичных ореолов, составляют  $165 \text{ т}$ . Степень перспективности – средняя, оценка – средней надежности [342].

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### Уран

#### *Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская минерагеническая провинция*

**Кулундино-Михайловский (Смоленско-Михайловский на листе N-44) урановорудный район** (8.1 U). Площадь листа M-44 охватывает только центральную часть рудного района, северо-восточная часть которого прослеживается на площадь смежного листа N-44, а юго-западная – на территорию

Республики Казахстан. В пределах района грунтово-пластовое и пластовое окисление в меловых и палеоген-неогеновых породах связано с неогеновым периодом аридизации климата. Окислению подвержены преимущественно легкопроницаемые озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения. Урановое гидрогенное оруденение приурочено к участкам развития грубозернистых фаций Иртышской и Рубцовской палеодолин на фронте выклинивания секущих их региональных зон грунтово-пластового и пластового окисления [297]. По Кулундино-Михайловскому урановорудному району имеются апробированные прогнозные ресурсы урана категории  $P_3$  по Михайловской перспективной площади, в количестве 26 000 т, (протокол НТС ФГУП «ВСЕГЕИ» № 16) и Барнаульской площади (лист N-44), в количестве 30 000 т (ФГУП «ВИМС», экспертное заключение 484/4 от 4.08.2010 г). В пределах листа M-44, в совокупности с ранее подсчитанными ресурсами категории  $P_2$  Михайловского месторождения в количестве 11 900 т, прогнозные ресурсы района категорий  $P_2 + P_3$  составляют 37 900 т урана.

### **ОБЩИЕ ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РАЙОНА**

Прогнозный потенциал площади листа M-44 представляется достаточно высоким, позволяющим предполагать, наряду с выявленными и эксплуатируемыми объектами, возможность открытия промышленных месторождений железа, полиметаллических руд, месторождений золота, вольфрама, бериллия (прил. 2). Данные по имеющимся апробированным и учтенным по состоянию на 1.01.2014 г. прогнозным ресурсам полезных ископаемых рассматриваемой территории сведены в табл. 1. Основную ценность на листе M-44 представляет ресурсный потенциал наиболее востребованных в регионе цветных (медь, свинец, цинк) и благородных (золото и серебро) металлов. Промышленно значимыми могут рассматриваться прогнозные ресурсы урана, перспективно-го для освоения гидрогенного типа. Прогнозные ресурсы железных руд, при имеющихся неосваиваемых разведанных месторождениях железа, имеют второстепенное значение.

В процессе составления комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа M-44 были выделены два перспективных объекта (табл. 2). На границе Рудного и Горного Алтая в Северо-Восточной зоне смятия выделен прогнозируемый Кузнецовский рудный узел с комплексным золотым оруденением золото-сульфидно-кварцевой, золото-скарновой, эпитермальной золото-серебряной формаций и золотоносных кор выветривания. По аналогии с расположенным в 40 км юго-восточнее эксплуатируемым Мурзинским золоторудным месторождением, апробированная оценка прогнозных ресурсов прогнозируемого Кузнецовского рудного узла категории  $P_3$  составила 21,9 т рудного золота.

В северной части Рудно-Алтайской минерагенической зоны в пределах Рубцовского рудного района с эксплуатируемым Рубцовским месторождением, на основании обобщения материалов предшественников выделен Северо-Рубцовский колчеданно-полиметаллический (медно-свинцово-цинковый) прогнозируемый рудный узел. Апробированный прирост прогнозных ресур-

сов категории P<sub>3</sub> Северо-Рубцовского прогнозируемого рудного узла, за вычетом ранее апробированных в его пределах прогнозных ресурсов Новогорьевской площади, составляет: цинк – 168,6 тыс. т, свинец – 108,6 тыс. т, медь – 16,5 тыс. т. В пределах узла, в интервале глубин 300–1000 м, прогнозируется выявление месторождения полиметаллически-колчеданной рудной формации.

Таблица 1

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу М-44

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого, ед. изм. ресурсов	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
<b>Горючие ископаемые</b>				
Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный, млн т	Угленосная площадь-2	P <sub>1</sub>	129,6
<b>Металлические ископаемые</b>				
Черные металлы	Железные руды, млн т	PP-1	P <sub>1</sub>	260
			P <sub>2</sub>	20
Цветные металлы	Медь, тыс. т	PY-8*	P <sub>1</sub>	118,0
			P <sub>2</sub>	435,0
			P <sub>3</sub>	4481,3
	Свинец, тыс. т	PY-8*	P <sub>1</sub>	232,0
			P <sub>2</sub>	850,0
			P <sub>3</sub>	15 425,6
	Цинк, тыс. т	PY-8*	P <sub>1</sub>	580,0
			P <sub>2</sub>	1960,0
			P <sub>3</sub>	30 764,0
Благородные металлы	Золото коренное, т	PY-20*	P <sub>1</sub>	25,02
			P <sub>2</sub>	183,6
			P <sub>3</sub>	483,9
	Серебро, т	PY-6*	P <sub>3</sub>	4018,0
Радиоактивные элементы	Уран, т	PP-1	P <sub>2</sub>	11 900
			P <sub>3</sub>	2600

\* В том числе золото-серебросодержащие полиметаллические рудные узлы.



**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления  
Госгеолкарты-1000/3 листа М-44 прогнозируемых объектов полезных ископаемых  
и их прогнозных ресурсов**

Индекс и наименование объекта	Вид минерального сырья, ед. изм.	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекоменда- ции по дальней- шим работам
		До начала работ, P <sub>3</sub>	По резуль- татам ра- бот, P <sub>3</sub>		
Северо-Рубцовский прогнозируемый полиметаллический рудный узел (4.1.3 Zn,Pb,Cu)	Цинк, тыс. т	250	418,6	+168,6	Поисковые работы третьей очереди
	Свинец, тыс. т	100	208,6	+108,6	
	Медь, тыс. т	45	61,5	+16,5	
Кузнецовский прогнозируемый золоторудный узел (5.1.8 Au)	Золото, т	0	21,9	+21,9	Поисковые работы второй очереди. Ли- то-геохимические поиски по первич- ным и вторичным ореолам рассеяния, поверхностные гор- ные и буровые рабо- ты

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа М-44 располагается в пределах двух гидрогеологических структур I порядка – Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна и Алтае-Саянской сложной гидрогеологической области [225]. На площади Западно-Сибирского артезианского бассейна в мезозое и кайнозое в направлении с востока на запад происходило постепенное погружение палеозойского фундамента. В этих условиях образовывались воды преимущественно аллювиального, озерно-аллювиального происхождения, стратиграфически связанные с неоген-четвертичными отложениями. В Алтае-Саянской сложной гидрогеологической области, расположенной в зоне развития интрузивных и терригенно-вулканогенных пород палеозой-мезозойского фундамента, формировались трещинные, трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды, имеющие подчиненное значение за счет значительной глубины залегания (до 100 м и более) и ограниченного водообмена, что является причиной их засоленности.

Поверхностные воды представлены водоемами и водотоками. Главные водные артерии представлены бассейнами рек Алей и Чарыш, с маловодными и пересыхающими летом притоками. Режим этих рек довольно непостоянен и обусловлен выпадением сезонных атмосферных осадков, максимум которых приходится на весенне-осеннее время [43].

Питание рек в основном снеговое и осуществляется за счет поверхностного стока в областях горных массивов, в меньшей степени – в результате разгрузки подземных вод. Небольшое поступление воды обеспечивают притоки рек, питающиеся атмосферными осадками и родниками, а также поверхностные водоемы (озера и болота). На р. Алей 80–90 % годового стока проходит в период весеннего половодья в апреле–мае [42]. Воды р. Алей гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые, с жесткостью до 3,9 мг-экв/л и минерализацией в зимнюю и летнюю межень – 1,5–2,0 г/дм<sup>3</sup> (Рубцовский район). Типы минерализации водных притоков представлены гидрокарбонатно-сульфатно-натриевым, сульфатно-хлоридно-натриево-калиевым (реки Кизиха, Поперечная, Таловка, Землянуха и Пospelиха), гидрокарбонатно-кальциевым (отмирающие протоки р. Алей, реки Склюиха и Башмачиха). Уровень их минерализации составляет от 0,49 до 21,2 г/дм<sup>3</sup> [343]. Тип минерализации вод р. Чарыш – гидрокарбонатно-кальцево-магниевого. Уровень минерализации вод р. Чарыш и ее притоков составляет в среднем 0,2 г/дм<sup>3</sup>.

Там, где развита селитебно-хозяйственная деятельность, уровень минерализации достигает  $0,6 \text{ г/дм}^3$ . Жесткость воды составляет  $4 \text{ ммоль/дм}^3$  [2].

Многочисленные озерные водоемы имеют паводковое питание. В условиях интенсивного испарения в этих озерах формируются соленые воды хлоридно-натриевого типа с высокой щелочностью и минерализацией до  $35 \text{ г/дм}^3$ . Режим всех озер зависит от сезонных климатических условий. К концу лета они мелеют, а некоторые пересыхают. С каждым годом минерализация вод в озерах повышается [315].

С учетом формационной принадлежности водовмещающих пород выделяются следующие типы гидрогеологических подразделений [42, 43, 342, 343]:

– голоценовый водоносный аллювиальный озерный, и болотный; верхне-неоплейстоцен-голоценовый относительно водоносный делювиальный и элювиально-делювиальный; верхне-неоплейстоценовый водоносный аллювиальный первой надпойменной террасы; верхне-неоплейстоцен-голоценовый водоносный озерный горизонт;

– средне-верхне-неоплейстоценовый водоносный эоловый и аллювиальный комплекс;

– верхне-неоплейстоцен-голоценовый относительно водоносный элювиально-делювиальный, коллювиальный и пролювиальный; нижне-средне-неоплейстоценовый относительно водоносный лессоидный и озерный горизонты;

– эоплейстоценовый водоупорный озерно-аллювиальный горизонт.

*Голоценовый водоносный аллювиальный, озерный и болотный горизонт ( $a, lQ_H$ )* развит ограниченно и объединяет подземные воды аллювиальных, озерных и болотных отложений. В аллювиальных супесях и суглинках, реже иловатых песках поймы р. Алей содержатся безнапорные воды, залегающие на глубинах до 5 м. Водообильность отложений очень низкая. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, мягкие и умеренно жесткие, слабоминерализованные. Воды горизонта тесно связаны с поверхностными водами озер и болот, являющихся одним из источников питания его в весеннее время и влияющих на формирование минерализации и химического состава вод.

*Верхне-неоплейстоцен-голоценовый относительно водоносный делювиальный и элювиально-делювиальный горизонт ( $e, dQ_{III-H}$ )* широко развит в низкорельефе, и приурочен к слоям и линзам супесей, суглинков. Питание его инфильтрационное. Разгрузка идет в коренные породы, открытые водотоки и водоемы. Глубина залегания грунтовых вод – 3–5 м. Воды слабоминерализованные, реже солоноватые, содержание сухого остатка в водах –  $0,5–0,8 \text{ г/дм}^3$ . Тип вод гидрокарбонатный кальциевый [38].

*Верхне-неоплейстоцен-голоценовый относительно водоносный элювиально-делювиальный, коллювиальный и пролювиальный горизонт ( $ed, c, pQ_{III-H}$ )* выделяется в восточной части территории и образует непостоянные водоносные горизонты типа верховодки. Дебиты в основном нисходящих источников –  $0,01–0,6 \text{ л/с}$ . Воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые с минерализацией  $0,08–0,18 \text{ г/дм}^3$  и жесткостью  $2–3,5 \text{ мг-экв/л}$ .

Глубины залегания горизонта – 0,5–10 м, годовая амплитуда колебания уровня не превышает 0,24 м.

*Верхнеолейстоцен-голоценовый водоносный озерный горизонт ( $1Q_{III-H}$ )* выделяется на ограниченных участках овражно-балочной сети и на склонах водоразделов. Горизонт приурочен к водопроницаемым линзам и слоям незначительной мощности, залегающим на глубинах до 10 м. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже солоноватые, с преобладанием в анионном составе сульфатов. В зимний период наблюдается плавное снижение уровня грунтовых вод с минимумом в апреле.

*Верхнеолейстоценовый водоносный аллювиальный горизонт первой надпойменной террасы ( $aQ_{III}$ )*. Водовмещающими породами являются разнородные пески с гравием и галькой мощностью от 4–8 до 15–20 м. Глубина залегания горизонта – от 1–2 до 4–6 м, водообильность не выдержана и определяется гранулометрическим составом водовмещающих пород. Воды безнапорные. По составу сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, минерализация составляет 1,0–2,5 г/дм<sup>3</sup>. Воды горизонта используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения населения.

Режим вод вышеуказанных горизонтов определяется климатическими факторами, питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод во время весеннего снеготаяния и паводков, разгрузка происходит в старичные и долинно-дефляционные озера и болота.

*Средне-верхнеплейстоценовый водоносный эоловый и аллювиальный комплекс ( $aQ_{II-IIIkcm}$ ) (куэктанарский горизонт, касмалинская свита)* распространен в западной части территории в пределах сосновых боров. В состав комплекса, наряду с аллювием касмалинской свиты, входят перекрывающие их без регионального водоупора покровные эоловые водопроницаемые и безводные пески и супеси мощностью 1–3 м, которые подстилаются отложениями кочковской свиты, а в местах ее размыва – отложениями павлодарской свиты. Из-за отсутствия регионального водоупора, воды их гидравлически взаимосвязаны. Водовмещающими породами являются разнородные пески с гравием и галькой, илы. Мощность горизонта от 6 м у бортов древних долин увеличивается до 40 м к их центральной части. Воды слабонапорные, водообильность незначительная. Воды преимущественно пресные, мягкие и умеренно жесткие. Минерализация составляет от 0,5–0,6 г/дм<sup>3</sup>, редко достигая 1,4 г/дм<sup>3</sup>. Тип минерализации преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный и гидрокарбонатно-сульфатный. Питание комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков, инфильтрации которых способствует преимущественно песчаный состав отложений. Разгрузка осуществляется в глубоких озерных котловинах, в нижележащих водоносных горизонтах и за счет процессов испарения. Воды комплекса используются для хозяйственно-питьевых нужд населения.

*Нижне-среднеолейстоценовый относительно водоносный лессовидный и озерный горизонт ( $L,1Q_{I-IIIkd}$ ) (краснодубровская свита)* представлен лессовидными суглинками, супесями, линзами и прослоями песков. Воды горизонта регионально не выдержаны, смешанные: гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциево-магниево-магнезиевые с минерализацией от 0,4 до 1,4 г/дм<sup>3</sup>. Глубина залегания водоносных пачек и

линз – от 10 до 40 м. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и менее поверхностных вод, что говорит об ограниченности водообильности. Разгрузка происходит в виде малобежитных источников в руслах рек. Практического интереса воды горизонта не представляют и используются для хозяйственно-бытовых нужд местного населения одиночными скважинами.

*Эоплейстоценовый водоупорный озерно-аллювиальный горизонт (laQ<sub>ЕК</sub>) (кочковская свита)* является выдержанным по площади и по мощности водонепроницаемым горизонтом. Представлен плотными глинами, мощность которых достигает 100 м, и залегает на глубинах от 3 до 30 м.

**Воды зон трещиноватости интрузивных палеозойско-мезозойских пород (PZ–MZ)** приурочены к отдельным массивам интрузивных образований, залегающих среди водоносных отложений палеозоя. Водовмещающими породами являются трещиноватые граниты, гранодиориты и плагиограниты, реже – основные разности. Обводнена обычно верхняя зона физического выветривания мощностью не более 30–50 м. Воды пресные гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-кальциевые [38].

На площади листа действуют 11 учетных водозаборов, включая два крупных водохранилища – Гилёвское и Склюихинское, емкостью более 10 млн м<sup>3</sup>. Гилёвское водохранилище, расположенное на р. Алей, предназначено для обеспечения устойчивого водоснабжения Рубцовского селитебно-промышленного узла, хозяйственно-бытового водоснабжения сел и городов, тяготеющих к р. Алей, а также для орошения земель Алейской оросительной системы. Склюихинское водохранилище обеспечивает водой в первую очередь г. Рубцовск.

Интенсивное техногенное воздействие на поверхностные и подземные воды наиболее проявлено в крупных районных центрах, таких как города Рубцовск, Змеиногорск, Горняк и др. Здесь сконцентрированы промышленные предприятия с промышленными и бытовыми отходами, очистные сооружения, хвостохранилища, автозаправочные станции и идет интенсивная эксплуатация подземных вод. Неравномерное распределение водных ресурсов и их интенсивное использование создают проблемы водообеспечения, что усугубляется загрязнением и нерациональным использованием водных источников. Основными источниками загрязнения поверхностных водных объектов являются промышленно-ливневые сточные воды, которые сбрасываются в водоемы и реки без достаточной очистки, и заполняют их различными нефтепродуктами, фенолами и тяжелыми металлами. Единственное санкционированное захоронение отходов располагается в Курьинском районе. Мониторинг состояния недр в настоящее время не производится [225].

В результате вся вода в р. Алей не пригодна для питья, так как сильно загрязнена и содержит большое количество кишечных палочек. В настоящее время ее воды могут быть использованы только в хозяйственно-технических целях, орошении, при условии создания на них искусственных водоемов [326].

В Рубцовском, Новогорьевском, Краснощёковском и Поспелихинском районах для водоснабжения используются подземные воды с повышенной минерализацией (от 1 до 3 г/дм<sup>3</sup>). Во многих пробах питьевых вод содержится значительное количество соединений марганца и железа (Третьяковский,

Рубцовский, Локтевский, Змеиногорский районы). В связи с этим регистрируются высокие показатели заболеваемости населения мочекаменной и желчекаменной болезнью с превышением показателей в 1,2–3 раза относительно других районов Алтайского края [225]. Опробование опорной наблюдательной сети с целью изучения качественного состава подземных вод в естественных условиях в последние годы не проводится.

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологическая обстановка Западного Алтая определяется его физико-географическим положением на стыке Западно-Сибирской равнины и Алтае-Саянской горной страны, в зоне развития сухих и засушливых степей южной части Кулундинско-Приобской физико-географической провинции [122]. Основную часть территории составляют равнины Кулундинская и Предалтайская, разделенные Приобским плато и сменяющиеся к востоку предгорьями Рудного и Горного Алтая (рис. 1). Главными водными артериями и источниками основного водоснабжения населения являются бассейны крупных рек Алей и Чарыш. В зависимости от степени расчлененности рельефа, характера экзогенных геодинамических процессов, геоморфологического строения и вещественного состава четвертичных и дочетвертичных образований выделяются следующие морфоструктурные (экзодинамические) области: денудационная, аккумулятивная, область транспортировки (речная), техногенная.

### Денудационная морфоструктурная область

*Среднегорье денудационно-эрозионное с высокогорными участками* охватывает юго-восточную и восточную части территории и приурочено к вершинам гор Башчелакского и Тигирекского хребтов. Для ландшафта характерны ледниково-криогенные морфоскульптуры. Вершины гор уплощенные, реже куполообразные, склоны крутые и средней крутизны покрыты щебнем и дресвой. Растительность – таежные темнохвойные леса (сосново-пихтовый лес с березой и лиственницей) со светлотравными лугами. На границе с Республикой Казахстан расположены высокогорные районы с альпийско-субальпийской растительностью на горных тундровых почвах (осевая часть Коксуйского хребта).

*Низкогорье денудационно-эрозионное с реликтами поверхности выравнивания с горными таежными лесами.* Вершины гор уплощенные, склоны куполообразные пологие или средней крутизны покрыты щебнистыми и суглинисто-щебнистыми отложениями. На горных лесных серых оподзоленных почвах склонов произрастают таежные темнохвойные, подтаежные черневые леса.

*Низкогорье денудационно-эрозионное, с реликтами поверхности выравнивания с лесостепной растительностью.* Вершины гор уплощенные, реже ку-

полообразные, склоны пологие и средней крутизны покрыты суглинисто-щебнистыми образованиями. Лесостепная растительность развита на горных черноземах оподзоленных и выщелоченных.

*Низкогорье денудационно-эрозионное с реликтами поверхности выравнивания со степной растительностью* сформировано на дресвяно-щебнисто-суглинистых отложениях и корах выветривания. Степная растительность представлена злаково-ковыльным разнотравьем. Почвы – выщелоченные черноземы.

*Склоновый степной ландшафт* развит в пределах пологих склонов и возвышенностей комплексной денудации, сформированных осадочными и сложнодислоцированными интрузивными, субвулканическими, вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами. Склоны подвержены активной линейной и плоскостной эрозии, плоскостному смыву, дефляции и криогенному морфогенезу, в результате чего местами почти отсутствует почвенно-растительный покров. Выходы осадочных пород представлены глинами, гравийниками и песками. В верхних частях склонов развиты дерново-степные каштановые и темно-каштановые, рыхлопесчаные почвы с сухостепной растительностью. Нижние части склонов заняты разнотравно-злаковыми лугами с лугово-черноземными, черноземными почвами. Встречаются мощные гумусовые горизонты [343]. Территория преимущественно распаханная, на возвышенных участках располагаются пастбищные угодья.

### **Аккумулятивная морфоструктурная область**

*Холмисто-увалистый степной ландшафт* лессового плато сформирован на вулканогенно-осадочных, осадочных и метаморфических породах палеозоя, слагающих широкие плоские вершины холмисто-увалистых водоразделов, перекрытых лессовидными суглинками, супесями, песками и глинами четвертичного возраста. Растительность степная разнотравно-злаковая красно-ковыльная. Почвы – большей частью распаханые черноземы обыкновенные с содержанием гумуса 6–8 % на лессовидных карбонатных суглинках. Многолетнее сельскохозяйственное использование почв привело к снижению гумуса.

*Дюнно-бугристый грядовый лесостепной ландшафт песчано-оловых боров* [122] образован по песчаному аллювию средне-позднеоплейстоценовой касмалинской и супесчаным лессовым отложениям ниже-среднеоплейстоценовой красnodубровской свиты. Характерными формами рельефа являются песчаные гряды, бугры, дюны и дефляционные котловины, к которым приурочены озера и болота, вытянутые узкими полосами северо-восточного направления, большинство из которых горько-соленые [343]. Растительность представлена сосновыми ленточными борами, произрастающими на дерново-боровых рыхлопесчаных почвах. Сосновые боры являются реликтовыми лесами с особым лесным фитоклиматом, в силу чего экологически уязвимы, при этом они обладают природоохранной, главным образом почвозащитной значимостью [41]. Мощная лесная подстилка из опавшей хвои, шишек и ветвей в засушливые летние периоды способна легко воспламениться от малей-



шей искры и стать пищей для низового пожара. Под влиянием степного окружения, вырубки леса и частых лесных пожаров происходит остепнение боровых цензов. При этом на смену лугово-лесным и лесным комплексам растительности приходят степные злаки и псаммофитное степное разнотравье [343].

*Равнинный степной ландшафт* представлен аккумулятивной плоско-волнистой равниной на аллювиальных, озерно-аллювиальных, озерных и лесовых отложениях четвертичного возраста. Характерной особенностью является солонцово-лугово-степной комплекс с богатой разнотравно-злаковой растительностью, представленной многочисленными березовыми и осиново-березовыми колками с густым травостоем во влажных, сырых, заболоченных западинах. Значительные участки степных межколочных пространств занимают лугово-степные солонцы. Почвы – черноземы южные и обыкновенные, солонцеватые, иногда солончаковатые. Межколочные пространства распаханы. Массивы с богатой разнотравно-злаковой растительностью сохранились локально и используются под выборочные сенокосные угодья. На границах данного ландшафта с лесостепным ландшафтом песчано-эоловых боров широко развиты разновеликие соленые, реже пресные озерные бассейны с пологими, обычно заболоченными берегами, заросшими камышом и осокой. Отмели горько-соленых озер окаймляются мокрыми солончаками.

### **Речная область транспортировки**

*Пойменный ландшафт* развит в долинах рек Алей и Чарыш и сформирован на аллювиальных отложениях поймы и первой надпойменной террасы, старично-озерных и озерных котловин [42, 343, 335]. Аллювиальные отложения представлены песками с гравием, галькой, суглинками и супесями. Поверхность первой надпойменной террасы покрыта разнотравно-злаковыми лугами, древесно-кустарниковой растительностью и пойменными лесами. Почвы – луговые черноземы, редко-каштановые, темно-каштановые. В долине р. Алей, там, где развита система старичных озер, на лугово-болотных, болотных и торфяно-глеевых почвах произрастают камыш и осока. Почвы в долине р. Алей распаханы или заняты под пастбища и сенокосы. На отдельных участках неглубоко залегающих грунтовых вод развиты деградационные солончаки [343].

### **Техногенная область**

*Техногенный ландшафт* с кризисной эколого-геологической обстановкой формируют отвалы, хвостохранилища, отстойники и карьеры, а также поля фильтрации канализационных вод, приуроченные к районам разрабатываемых (Рубцовское, Таловское, Степное, Новофирсовское и Мурзинское) и отработанных (Зареченское, Семёновское и Лазурское) месторождений, горно-обогатительными комбинатами (г. Горняк и др.).

Современные экзогенные геодинамические процессы, активно влияющие на эколого-геологическую обстановку, проявлены в виде дефляции, засоления и заболачивания почв, оврагообразования, оползней, интенсивного плоскостного смыва; эоловых процессов, русловой эрозии и, частично, карстообразования. Эндогенные геологические факторы связаны с неотектоническими движениями земной коры и проявлены в виде тектонических разломов и зон повышенной сейсмичности, приуроченных к разломам субмеридионального и северо-восточного направлений. В связи с рядом известных 6-балльных землетрясений, зафиксированных в районе Каменско-Барнаульского Приобья в 1829, 1914 и 1965 гг., регион долгое время относили к 6-балльному району сейсмичности [8]. В настоящее время, согласно карте общего сейсмического районирования РФ, на территории листа можно выделить две зоны сейсмической активности: Кулундинская равнина с Приобским плато – 6–7 баллов и предгорье Северо-Западного Алтая – 8–9 баллов [322].

Основные транспортные магистрали – автомобильные дороги с асфальтовым и твердым покрытием, сосредоточенные в хорошо освоенных степных и лесостепных зонах. При этом большинство дорог остаются грунтовыми. Железнодорожный транспорт представлен южной ветвью Западно-Сибирской железнодорожной магистрали, соединяющей крупное село Пospelихинское и г. Рубцовск со столицей Алтайского края – г. Барнаул и Республикой Казахстан, по которой идет большой транзитный поток горюче-смазочных материалов (ГСМ), угля и леса.

В Рубцовском, Локтевском, Змеиногорском и Курьинском районах выделяются несколько селитебно-техногенных узлов: г. Рубцовск, Рубцовский-II (Рубцовское полиметаллическое месторождение, ГОК) и Таловский (Степное полиметаллическое месторождение), г. Горняк (ГОК, отвалы) [343], Курьинский (Курьинское серебряно-золоторудное месторождение и Мурзинское золоторудное месторождение) и Новофирсовский (Новофирсовское серебряно-золоторудное месторождение). Население мелких сел занимается выращиванием домашних животных для собственных нужд. Разработка полиметаллических месторождений приводит к загрязнению окружающей среды промышленными отходами, в особенности в процессе флотационного обогащения руд.

Важное техногенное влияние на изменение окружающей среды района оказывают системы аккумуляции и регулирования водных ресурсов, а также мелиорация и орошение земель. Через бассейн р. Алей проходит фрагмент магистрального канала Алейской оросительной системы, затрагивающей Рубцовский, Егорьевский и Пospelихинский административные районы. С вводом в действие магистрального канала заметно изменились природно-климатические условия прилегающей к нему местности. Сократились естественные пастбища, произошло заустынивание прилегающих районов, изменился химический и минеральный состав грунтовых вод и почв. Из-за поднятия уровня грунтовых вод, влияющих на дисфункцию грунтов, несущих нагрузки инженерных сооружений жилого и промышленного комплексов, произошло образование техногенных солончаков и подтопление многих кварталов г. Рубцовск [343]. В результате возрождения сельского хозяйства, а также горнодобывающей промышленности в регионе, растет уровень дефляции и

эрозии почв, происходит активное загрязнение поверхностных вод тяжелыми металлами (Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cd), пестицидами, минеральными удобрениями и их соединениями. Во многих населенных пунктах содержатся аномальные концентрации радона в водоемах с питьевой водой – 61–62 Бк/л) и почвах – 5–10 ПДК (села Чарышское, Маяк), иногда достигая аномальных значений в 16 ПДК (район оз. Горькое) [342, 343, 335]. В районах полиметаллических месторождений, например, Рубцовского, концентрации Cu, Pb, Zn в почвах достигают 300–1500 ПДК [225]. Основным индикатором загрязнения воздушного бассейна является снеговой покров. Наибольшая загрязненность снегового покрова наблюдается вокруг промышленных центров г. Рубцовск и села Пospelиха. Вблизи этих населенных пунктов содержание таких элементов как Co, Ni, Ag, Mo, Li, Cu, Pb, Zn, Mn, Sn, Ba в среднем на порядок выше фоновых (2,4 – 23,3) [112, 16].

Фоновые значения мощности экспозиционной дозы по Алтайскому краю составляют 13 мкР/ч при вариациях 4–30 мкР/ч. Региональное гамма-поле в пределах изученной площади характеризуется слабо повышенным радиационным полем (1,5–2 фона) [342, 343, 335]. В почвенном горизонте А фоновые содержания урана – 2,07 мг/кг, тория – 1,26 мг/кг и калия – 1,69 % сопоставимы с фоновыми значениями их в ноосфере [39].

В последние годы появились новые данные о влиянии в регионе на окружающую среду испытаний ядерных устройств на Семипалатинском полигоне (СИП). Специалистами установлено мозаичное распределение в почвах остаточных долгоживущих изотопов  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ , являющихся свидетельством выпадений радионуклидов на территорию Северо-Западного Алтая в период с 1949 по 1962 годы [95, 112]. В Локтевском районе загрязнение  $^{137}\text{Cs}$  достигает 117–125 мКи/км<sup>2</sup> при фоновых значениях в 56 мКи/км<sup>2</sup>. Выявленные очаги техногенного загрязнения радионуклидами позволили расширить список районов, пострадавших от испытаний на СИП. В этот список вошли Змеиногорский, Краснощёковский, Курьинский и Рубцовский административные районы [95, 112]. По данным Российского авиационно-космического агентства, с начала 1990-х годов здесь стали приземляться отделяемые части ракет-носителей (ОЧРН) «Протон», заправляемые жидким топливом – гептилом [112]. Кроме керосина и гептила в нем имеются окислители, присадки для ускорения процесса горения и создания ударной силы. Эти компоненты ракетного топлива представляют наибольшую опасность для здоровья населения. Особенно опасны для живых организмов такие добавки, как бериллий, фтор, алюминий, жидкие водород и кислород, синтин и др. Среднегодовые выбросы компонентов ракетного топлива составляют около 2,25 т синтина и керосина [16].

Таким образом, эколого-геологическая обстановка на территории листа оценивается как удовлетворительная и напряженная. В условиях кризисной обстановки находятся г. Рубцовск, с. Таловка, г. Горняк, г. Змеиногорск.

При проведении в дальнейшем комплекса сельскохозяйственных, лесозаготовительных, горнодобывающих и горноперерабатывающих работ можно ожидать продолжения ухудшения экологической ситуации. Разработка Корбалихинского и других полиметаллических месторождений приведет к увеличению загрязненности солями тяжелых металлов территории вокруг г. Зме-

иногорск. При этом наиболее серьезной проблемой будет являться утилизация хвостов высокопроизводительной обогатительной фабрики [342]. Дальнейшая вырубка леса и распашка земель в долинах рек и на крутых склонах приведет к еще большему обмелению, заиливанию и дальнейшему оврагообразованию. Экологическая ситуация в пределах зоны сброса ступеней космических ракет, по-видимому, не должна значительно ухудшаться: остаточная радиация слабеет. Алтайский ГОК в г. Горняк прекратил свое существование, ужесточен контроль за пуском космических ракет с космодрома «Байконур» [342].

Благоприятными факторами для развития эколого-геологической обстановки в регионе является наличие большого количества охранных природных объектов. Такие как Государственный природный заповедник «Тигирекский» (предгорье Тигирекского хребта). Государственные природные комплексные заказники краевого значения: Егорьевский, Волчихинский, Чинетинский, Лифляндский, Склюихинский и др. В 2013 г. Администрацией Алтайского края было утверждено постановление об образовании Государственного природного комплексного заказника краевого значения «Чарышская степь» в Шипуновском районе, в долине р. Чарыш, где обитают десятки видов растений и животных, занесенных в Красную книгу Алтайского края и Российской Федерации.

К практическим рекомендациям по нормализации экологических условий относятся общеизвестные: разработка и выполнение мероприятий по рациональному природопользованию, переработка руд и утилизация отходов, а также разработка мер по уменьшению сейсмических рисков – районирование возможных очагов землетрясения, ужесточение требований к качеству строительных материалов в связи с их сейсмостойкостью.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа М-44 – Рубцовск третьего поколения составлен с учетом результатов предыдущего издания: второе поколение Госгеолкарты-1000 (новая серия), подготовленных к изданию и изданных Госгеолкарт-200 второго поколения, материалов ГДП-200, результатов последних тематических работ и новейших аналитических исследований, выполненных в процессе работ над комплектом. В состав комплекта входят геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000, в том числе четвертичных, дочетвертичных и докайнозойских образований; карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, объяснительная записка и сопровождающая база данных.

На основе Алтае-Саянской легенды Госгеолкарты-1000/3 и современных стратиграфических схем уточнено и дополнено геологическое строение ряда районов исследованной территории, проведено расчленение разреза в объеме местных стратиграфических подразделений. Актуализирована и дополнена схема структурно-формационного районирования Западного Алтая, в которой в зависимости от полноты разрезов и их вещественной характеристики, выделены структурно-формационные зоны, прослеживающиеся с территории Республики Казахстан.

Стратифицированные образования площади листа М-44 представлены осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями Алтае-Саянской и Обь-Зайсанской складчатых областей, в северо-западной части территории перекрытых платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты. Алтае-Саянские структуры в восточной части территории представлены каледонидами Алтае-Салаирской и Алтае-Монгольской складчатых систем. Стратиграфия Алтае-Салаирской и Алтае-Монгольской складчатых систем представлена отложениями Чарышско-Чуйской, Чарышско-Галицкой и Коргоно-Терехтинской структурно-формационных зон, охватывающими возрастную диапозону от среднего кембрия до позднего девона. Стратиграфический разрез Обь-Зайсанской складчатой системы представлен отложениями Рудно-Алтайской, Иртышской, Калба-Нарымской и Западно-Калбинской структурно-формационных зон, формирование которых происходило в интервале от силура до средней юры. Время накопления отложений платформенного чехла охватывает временную диапозону поздний мел–квартер.

В процессе составления комплекта были решены или получили новое объяснение многие проблемные вопросы стратиграфии, метаморфизма, магма-

тизма и тектоники региона. Основные проблемные вопросы стратиграфии были связаны с расчленением и картированием смятых в сложные складки флишеидных отложений среднего кембрия–раннего ордовика и терригенно-карбонатных отложений ордовика–раннего девона. В спорном вопросе об объеме позднекембрийско-раннеордовикской засурьинской свиты была принята точка зрения, отраженная в Алтае-Саянской серийной легенде, предусматривающая присутствие в засурьинской свите базальтоидов, синхронных кремнистым сланцам. Этот факт получил подтверждение в процессе полевой экскурсии с участием членов ЗапСибРЭС (Г. А. Бабин, О. В. Мурзин, В. А. Зыбин), проведенной 21–26 июля 2014 г. Для иллюстрации в гл. «Магматизм» помещена фотография обнажения кремнистых сланцев засурьинской свиты с базальтами. В связи с этим, серийная легенда была дополнена вулканическим засурьинским базальтовым комплексом. При расчленении монотонного терригенно-карбонатного ордовик-раннедевонского разреза, была использована схема стратиграфии, предложенная по результатам ГДП-200 листов М-44-V, VI, завершившегося в 2013–2014 гг., и утвержденная решением совместного заседания нижнепалеозойской секции СибРМСК и ЗапСибпетросовета (протокол от 6.11.2013 г.).

При картировании магматических образований, представленных 28 магматическими комплексами, использовались высокоточные геохимические методы и изотопно-геохимические исследования. Почти все магматические комплексы территории охарактеризованы современными геохимическими данными и U-Pb изотопными датировками. Исключение составляют магматические комплексы, вскрытые только скважинами (панфиловский, рубцовский, максутский, луговской), керн по которым не сохранился, или базитовые комплексы (урсульский, белорецко-маркакольский, терехтинский), для которых возможность изотопных методов исследования ограничена.

Принципиально важным для Рудного Алтая было выяснение возраста алейского комплекса, который ранее рассматривался как интрузивные образования, предшествующие началу вулканической активности, контролирующей колчеданно-полиметаллическое оруденение. Поля развития гранитоидов алейского комплекса и корбалихинской толщи служили основанием для выделения Алейского антиклинория. В процессе изучения гранитоидов Алейского плутона выяснилась полихронность формирования петрографически и геохимически сходных гранитоидов, среди которых выделились среднедевонские, позднедевонские и раннекаменноугольные плагиограниты. Наиболее ранние плагиограниты оказались не древнее среднего девона и, вероятно, являются комагматичными ранне-среднедевонскому мельнично-сосновскому дацит-риолитовому комплексу. На геологической карте значительно сократился объем гранитоидов среднедевонского алейского комплекса и увеличилось количество раннекаменноугольных гранитоидов волчихинского комплекса.

Не решенным остался вопрос соотношения гранитоидов девонских усть-беловского габбро-диорит-гранодиоритового и боровлянского гранодиорит-гранитового комплексов. По результатам изучения Кольванского плутона, в составе которого выделяются оба комплекса, выяснилось, что, согласно изотопным, геохронологическим, петро- и геохимическим данным, плутон сле-

дует относить к единому многофазному интрузиву, с глубоким фракционированием расплава на заключительной стадии становления. Единство изотопного магматического источника и близость ко времени кристаллизации гранодиоритов усть-беловского комплекса могут указывать на происхождение лейкогранитов, относящихся к боровлянскому комплексу, в результате продвинутой (глубокой) фракционной кристаллизации диорит-гранодиоритового расплава.

Нерешенными вопросами являются возрастная неопределенность позднедевонских долеритовых комплексов – белорецко-маркакольского и урскульского, для которых отсутствуют надежные радиологические датировки. Изотопное датирование габбродолеритов массива горы Горелая, считавшегося парапетротипическим для белорецко-маркакольского комплекса в российском Рудном Алтае, показало их раннекаменноугольный возраст. Такой же возраст был получен для андезитоидных даек белоглинского ареала, относившихся ранее к пермско-триасовому терехтинскому комплексу. Поскольку эти результаты были получены на заключительном этапе работ, то белорецко-маркакольский и терехтинский комплекс остались неотдатированными.

В Калба-Нарымской зоне, используя ядерный материал предшественников, датированы погребенные гранитоиды калбинского комплекса (три интрузивных массива), потенциально-перспективные на редкометалльное Ta-Nb оруденение. Промышленные редкометалльные месторождения в связи с этими гранитами (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное и др.), известные на продолжении Калба-Нарымской зоны в Восточном Казахстане. Возраст продуктивных гранитов там определен достаточно точно и составляет 290 млн лет; к сожалению, вскрытые скважинами граниты либо чуть древнее (300 млн лет), либо моложе (280–270 млн лет).

Существенные достижения получены в результате изучения мезозойских интрузивных образований, представленных белокурихинским рядом комплексов (синюшинский и белокурихинский). По изотопным данным уточнен их раннетриасовый возраст. Формирование массивов синюшинского комплекса происходило в самом начале триасового периода. На основании срезания гранитами Синюшинского массива даек долеритов терехтинского комплекса, возраст даек ограничен поздней пермью. Новые датировки риолит-порфиоров в Золотушинской вулкано-тектонической депрессии показали, что триасовый магматизм не ограничился только его нижним отделом. Еще один импульс внутриплитного магматизма, в среднем триасе, формирует в Золотушинской депрессии самостоятельный кольцевой ареал субвулканических интрузий (Николаевский) диаметром около 20 км.

Анализ тектонического строения территории проведен с учетом данных по соседней территории Казахстана, с использованием результатов геофизических исследований, в том числе глубинного строения, изотопных данных и геохимических характеристик магматических и метаморфических образований. Чрезвычайно сложная аккреционно-коллизонная история формирования юго-западного Алтая вытекает из присутствия здесь трех разновозрастных офиолитовых ассоциаций: позднепротерозойской, позднекембрийско-раннеордовикской и раннедевонской. Каждая из этих ассоциаций трактуется

как реликты океанической коры Палеоазиатского океана, сохранившиеся в сутурных зонах.

В раннем девоне территория Северо-Западного Алтая была включена в структуру активной континентальной окраины, связанную с субдукцией литосферы Обь-Джунгарского палеоокеанического бассейна под край Сибирского континента. Диагностика геодинамических режимов формирования магматических образований проводилась на основании вещественных, геохимических и изотопных данных. Тектонический режим Алтайской активной континентальной окраины часто осложнялся эпизодами рифтогенного магматизма. Причиной этого могут быть периодически возникающие трансформные обстановки, связанные с «косой» субдукцией океанической литосферы, вызывающие сдвигово-раздвиговые перемещения с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину в результате разрыва субдуцированной океанической литосферы. Подчеркивается неслучайный характер приуроченности золотосодержащих колчеданно-полиметаллических руд Золотушинского рудного района к наиболее ранним проявлениям девонского магматизма в Рудном Алтае. С начальными импульсами девонского магматизма Алтайской активной континентальной окраины, которые имеют признаки рифтогенного магматизма, связано в Горном Алтае промышленное железуорудение, в Рудном Алтае – повышенная золотоносность колчеданно-полиметаллических руд. Астеносферные «окна», вероятнее всего, обеспечивали становление разноформационных магматических комплексов (алейский, змеиногорский, устьянский, междуреченский, усть-беловский, боровлянский, волчихинский), с разной, часто высокой, степенью участия мантийного вещества в магматических очагах.

Конвергенция Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов в процессе закрытия Обь-Джунгарской ветви Палеоазиатского океана привела к их коллизии в конце серпухова. Наиболее проблематичным для диагностики является магматизм переходного этапа – от субдукционного к коллизионному. В частности высокоглиноземистые оливиновые толеитовые базиты визейской эпохи (волчихинский комплекс) подразумевает более высокие температуры в верхней мантии, чем это предусмотрено традиционной моделью субдукционных зон. Тектоническое растяжение в визейское время в Рудном Алтае, вероятно, было связано с медленной косой конвергенцией, способствующей подъему мантии, облегчающей формирование и извержение примитивных расплавов. Сухие примитивные магмы возникали в результате частичного плавления аномально горячей мантии, вследствие адиабатического апвеллинга в мантийном клине. По альтернативной модели петрогенезис мафитового магматизма в карбоне, предполагающий высокий тепловой поток вследствие апвеллинга горячей астеносферы, а также изотопно-геохимические особенности базитов MORB-типа на Алтае интерпретируются как следствие субдукции спредингового хребта, начиная с нижнего силура и оказывающей существенное влияние на магматизм аккреционного периода. На дискриминантных геодинамических диаграммах для всех раннекаменноугольных магматических образований реконструируется субдукционная обстановка и пост-тектоническое растяжение, геохимия коллизионного процесса не проявлена.



Особенное место занимает раннекаменноугольный граносиенит-монцит-габбровый харловский комплекс, расслоенные интрузии которого скорее всего связаны со сдвиго-раздвиговыми перемещениями вдоль глубинного Чарышско-Теректинского разлома. С возникновением астеносферного «окна» вдоль этого разлома, вероятно, связано формирование уникального для Горного Алтая харловского комплекса с титано-магнетитовым оруденением.

Аналогичные процессы оказывали влияние на магматические очаги, формирующиеся на постколлизийной стадии. В магматических очагах постколлизийного этапа мантийные магмы играли большую роль, следствием чего стали широко проявленные корово-мантийные и мантийные магматические образования: терехтинский габбродолеритовый, максутский габбронорит-диорит-долеритовый, калбинский гранитовый комплексы, формирование которых отчасти могло быть связано с активностью раннепермского Таримского плюма. Даже плюмазитовые граниты раннепермского калбинского комплекса, традиционно считающиеся коллизийными, формировались при значительном участии мантийной составляющей. С постколлизийными процессами также связаны триасовые и среднеюрские интрузивные образования, которые, возможно, являются удаленными проявлениями магматической активности пермо-триасового Сибирского и раннеюрского Джунгарского плюмов.

Получены новые данные о возрасте формирования иртышского метаморфического комплекса. По результатам датирования циркона из метаморфических пород иртышского комплекса определен возраст протолита (ранний девон) и возраст метаморфизма (поздний девон). Важное значение для формирования колчеданно-полиметаллического и золото-серебряного оруденения играют гидротермально-метасоматические изменения. В обоих случаях индикаторную роль для обнаружения промышленного оруденения играют адюляриты.

Анализ закономерностей распределения во времени наиболее важных для региона видов полезных ископаемых позволяет выделить четыре основные эпохи формирования продуктивного оруденения: позднепротерозойско-раннепалеозойскую, среднепалеозойскую, позднепалеозойско-мезозойскую и кайнозойскую. Наиболее продуктивной для месторождений полиметаллических и железных руд, золота, вольфрама, молибдена, бериллия была среднепалеозойская эпоха, для формирования месторождений урана, природных солей, торфа, сапропелей и россыпных месторождений – кайнозойская металлогеническая эпоха. Наряду с давно известной важной металлогенической значимостью девонских вулканических комплексов в Рудном Алтае (полиметаллические руды) и Коргонском прогибе (железные руды), выявилась не менее важная металлогеническая роль средне-позднедевонского магматизма куяганского комплекса. Почти повсеместно с магматическими образованиями этого комплекса (Новофирсовский и Кузнецовский рудные узлы, Старочагырское, Новочагырское, Чалинское и другие рудопроявления) связаны медно-свинцово-цинковые руды, часто золото-серебросодержащие.

Несмотря на высокую степень геологической изученности территории, тщательный анализ материалов предшественников позволил обосновать два прогнозируемых рудных узла. В северной части Рудно-Алтайской минераге-

нической зоны в пределах Рубцовского рудного района с эксплуатируемым Рубцовским полиметаллическим месторождением, выделен Северо-Рубцовский прогнозируемый рудный узел, по которому получен прирост апробированных прогнозных ресурсов категории  $P_3$  (тыс. т): цинк –168,6, свинец –108,6, медь –16,5. В Северо-Восточной зоне смятия выделен прогнозируемый Кузнецовский рудный узел с комплексным золотым оруденением золото-сульфидно-кварцевой, золото-скарновой, эпитермальной золото-серебряной формаций и золотоносных кор выветривания, подобным эксплуатируемому в 40 км юго-восточнее Мурзинскому золоторудному месторождению. Апробированная оценка прогнозных ресурсов прогнозируемого Кузнецовского рудного узла категории  $P_3$  составила 22 т рудного золота.

В целом прогнозный потенциал площади листа М-44 представляется достаточно высоким, позволяющим предполагать, наряду с выявленными и эксплуатируемыми объектами, возможность открытия промышленных месторождений полиметаллических руд, золота, вольфрама, бериллия. Основную ценность представляет ресурсный потенциал наиболее востребованных в регионе цветных (медь, свинец, цинк) и благородных (золото и серебро) металлов. Промышленно-значимыми могут рассматриваться прогнозные ресурсы урана, перспективного для освоения гидрогенного типа. Прогнозные ресурсы железных руд, при имеющихся не осваиваемых разведанных месторождениях железа, имеют важное, но второстепенное значение.

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

1. *Авдеев А. П.* Угольные месторождения Алтайского края // Угольная база России. Т. II. Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны, месторождения Алтайского края и Республики Алтай). – М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. С. 560–568.
2. *Авдюкина Е. И.* Гидрохимическая оценка геоэкологического состояния территории бассейнов рек Бии и Северо-Западного Алтая. Автореф. дис. канд. геогр. наук. – Калуга, 2006. 130 с.
3. *Адаменко О. М.* Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
4. *Адаменко О. М.* Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
5. *Акимов Г. Ю., Тимкин В. И., Крылова Т. Л.* Условия локализации и вещественный состав эпitherмальных рудопроявлений золота Новофирсовского рудного узла (Алтайский край) // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Мат-лы междунар. конф. – Усть-Каменогорск, 2010. С. 54–55.
6. *Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. 331 с.
7. *Архипов С. А., Вотах М. Р., Казьмина Т. А.* К стратиграфии четвертичных отложений Приобского степного плато // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. С. 5–29.
8. Атлас Алтайского края. – М.: Комитет геодезии и картографии СССР, 1991. 6 с.
9. *Баженова Я. А.* Уточнение возраста и стратиграфического положения каменноугольных отложений российской части Рудного Алтая // Известия Томского политехнического университета, 2007. Т. 310, № 2. С. 38–41.
10. *Барышников Г. Я.* Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозой (на примере Горного Алтая). – Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.
11. *Берзин Н. А., Колман Р. К., Добрецов Н. Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7–8. С. 8–28.
12. *Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1. С. 63–81.
13. *Богачкин Б. М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. – М.: Наука, 1981. 132 с.
14. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение / Г. Н. Щерба, Б. А. Дьячков, Н. И. Стучевский и др. – Алматы: Айылым, 1998. 304 с.
15. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения / Г. Н. Щерба, Х. А. Беспав, Б. А. Дьячков и др. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
16. *Борисенков К. В.* Новое местонахождение девонских амmonoидей на Рудном Алтае // Геология девонской системы. Мат-лы Международного симпозиума. – Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 74–75.

17. Буслов М. М., Ватанабе Т., Смирнова Л. В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1–2). С. 49–75.
18. Буслов М. М., Сенников Н. В., Ивата К. Новые данные о строении и возрасте олигоценовой и песчано-алевритовой толщ горноалтайской серии на ЮВ «Ануйско-Чуйской зоны» Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 6. С. 789–798.
19. Буслов М. М., Фудживара И., Сафонова И. Ю. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 3. С. 383–397.
20. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1993. 253 с.
21. Вахрушев В. А., Соболев Н. В. О генетических связях железоруднения с интрузиями на Инском месторождении в Горном Алтае // Геология и геофизика, 1961, № 11. С. 86–98.
22. Владимиров А. Г. Роль мантии и сдвиговых деформаций литосферы при формировании гранитоидных батолитов // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Новосибирск, Россия. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 48–52.
23. Владимиров А. Г., Козлов М. С., Шокальский С. П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8). С. 1157–1178.
24. Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Руднев С. Н., Хромых С. В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12. С. 1321–1338.
25. Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Хромых С. В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, № 7.
26. Волков И. А. Плейстоценовая субаэральная толща и динамика природной среды (на примере Западной Сибири). – Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 4. С. 364–372.
27. Волков И. А. Роль катастрофических стоков в формировании первой террасы основных рек Сибири // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007. С. 60–61.
28. Волкова В. С. Палинологическая характеристика кочковского горизонта // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 45–52.
29. Волкова Н. И. Геохимия и природа протолита метабазитов теректинского глаукофан-зеленосланцевого комплекса (Горный Алтай) // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 2. С. 224–228.
30. Волкова Н. И., Ступаков С. И., Третьяков Г. А. и др. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны: свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (4). С. 367–382.
31. Волкова Н. И., Травин А. В., Юдин Д. С. Ордовикский глаукофансланцевый метаморфизм в Горной Алтае и проблемы его геодинамической интерпретации // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск, 2003. С. 46–50.
32. Гаськов И. В., Дистанов Э. Г., Миронова Н. Ю. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона СЗ части Рудного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1991. 120 с.
33. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист М-(44), 45 – Усть-Каменогорск. – Л., 1980. 145 с.
34. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.
35. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая) / Х. А. Беспяев, Н. В. Полянский, Г. Д. Ганженко и др. – Алматы: Гылым, 1997. 288 с.

36. Геология СССР. Том XIV. Западная Сибирь (Кемеровская, Новосибирская, Омская, Томская области, Алтайский край). Полезные ископаемые / Под ред. Е. А. Козловского. – Недра, 1982, книга 1. 319 с., книга 2. 196 с.
37. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. – М.: Высшая школа, 1980. 343 с.
38. Гидрогеология СССР, том XVII. Кемеровская область и Алтайский край. – М.: Недра, 1972. 398 с.
39. Глазовская М. А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988. 327 с.
40. Гнибиденко З. Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 161 с.
41. Горчаковский П. Л. Лесные оазисы Казахского мелкосопочника. – М.: Наука, 1987. 157 с.
42. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Алтайская. Лист М-44-Х (Горняк). Объяснительная записка / О. В. Мурзин, В. И. Горшечников, В. А. Жданов и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 219 с.
43. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка / О. В. Мурзин, В. И. Горшечников, В. А. Жданов и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
44. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка / С. И. Федак, Ю. А. Туркин, А. И. Гусев, С. П. Шокальский и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
45. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Лист N-44 – Новосибирск. Объяснительная записка / Г. А. Бабин, А. И. Черных и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015.
46. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская. Лист М-44-IX. Геологическая карта / Авт. Л. М. Юров, 1974.
47. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская. Лист М-44-III. Геологическая карта / Авт. А. Ф. Шигрев, 1975.
48. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская. Лист М-44-II (Михайловский). Геологическая карта / Авт. О. П. Свиначук, 1977.
49. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская. Лист М-44-VIII (Бол. Владимировка). Объяснительная записка / С. С. Кузьмин, В. М. Мацуй. – М., 1983. 65 с.
50. Гранитоиды Северо-Западного Алтая: Путеводитель полевой экскурсии (21–27 августа 2014 г., Змеиногорск, Россия) II Международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора» / Н. Н. Крук, М. Л. Куйбида и др., науч. ред. А. Г. Владимиров. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. 84 с.
51. Гросвальд М. Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. – М.: Научный мир, 1999. 120 с.
52. Гусев А. И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. – Томск: STT, 2003. 308 с.
53. Гусев А. И. Петрология и геодинамическая обстановка генерации метабазальтов засурийской свиты Горного Алтая // Успехи современного естествознания, 2014, № 7. С. 64–69.
54. Гусев А. И. Петрогеохимия, петрология и оруденение метабазальтов шельдянской толщи Горного Алтая // Современные наукоемкие технологии, 2014, № 9. С. 73–78.
55. Гусев А. И., Гусев Н. И. Золото-обогащенные магмо-рудно-метасоматические системы Рудного Алтая // Международный журнал экспериментального образования, 2009, № 3. С. 19–22.

56. Гусев А. И., Гусев Н. И. Эпитермальное золото-серебряное Черепановское месторождение Рудного Алтая // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований, 2010, № 9. С. 96–99.
57. Гусев А. И., Гусев Н. И., Васильченко Т. А. Магматизм и оруденение Рудного Алтая. – Бийск: Изд-во ФГБОУ ВПО «АГАО», 2011. 270 с.
58. Гусев А. И., Гусев Н. И. Петрология золото-обогащенных колчеданных систем Рудно-Алтайского металлогенического пояса // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. – Алматы, 2012. С. 106–113.
59. Гусев А. И., Гусев Н. И. Петрология расслоенного Харловского массива в Горном Алтае // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2013, № 2 (14). С. 70–76.
60. Гусев Н. И. Метаморфические комплексы Горного Алтая: вещественный состав и геохронология. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publ, 2013. 71 с.
61. Гусев Н. И., Гусев А. И., Пономарев А. Л. и др. Девонский вулканизм в Юго-Западном Алтае: петрологические особенности и металлогения // Регионал. геол. и металлогения, 2009, № 38. С. 54–65.
62. Гусев Н. И., Мурзин О. В. Раннекаменноугольный габбро-гранитный магматизм в российском Рудном Алтае // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Новосибирск, Россия. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 60–65.
63. Гусев Н. И., Федак С. И. Гранитоидный магматизм калбинских структур в Юго-Западном Алтае (русская часть) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 43–45.
64. Гусев Н. И., Федак С. И. Магматизм стадии закрытия Палеоазиатского океана в Рудном Алтае и Иртышской зоне смятия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещания. Вып. 12. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 93–95.
65. Гусев Н. И., Федак С. И. Погребенные гранитоиды Калбинского пояса в российском юго-западном Алтае: вещественный состав, геохимия, геохронология // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014, № 4 (20). С. 91–103.
66. Гусев Н. И., Шокальский С. П., Гусев А. И. Возраст магматизма (U-Pb, SHRIMP II), контролирующего эпитермальное оруденение Новофирсовского золоторудного узла (Алтай) // Регионал. геол. и металлогения, 2011, № 45. С. 98–105.
67. Гутак Я. М., Савицкий В. Р., Родыгин С. А. Нижнепалеозойские турбидитные отложения северной части Горного Алтая (последовательность образования, относительный возраст) // Вестник Томского гос. ун-та, 2003, № 3 (II). С. 64–67.
68. Даукеев С. Ж., Ужкенов Б. С., Любецкий В. Н. и др. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. – Алматы, 2002. 224 с.
69. Долгушин А. П., Макарова Т. А., Арзамасова Г. М. Перспективы ураноносности Кулундино-Барнаульской впадины // Российский геофизический журнал, 1999. Вып. 15–16. С. 50–51.
70. Долгушин А. П., Рубинов И. М., Макарова Т. А., Арзамасова Г. М. Некоторые особенности размещения гидрогенного уранового оруденения в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Мат-лы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. – Томск, 2000. С. 98–100.
71. Дьячков Б. А., Майорова Н. П., Майоров В. Н. и др. Эволюция рудоносности гранитоидного магматизма Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан) // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность. – Киев: ИГМР НАН Украины, 2013. С. 54–55.
72. Дьячков Б. А., Никитина Т. М., Суйекпаев Е. С. Перспективы рудоносности Шульбинского района Калба-Нарымского редкометалльного пояса // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 56–57.

73. *Елкин Е. А., Желтоногова В. А., Сенников Н. В., Базарова Л. С.* Древнейшие дехеллиды (трилобиты) и стратиграфия силура Горного Алтая – Новосибирск: Наука, 1974. 109 с.
74. *Ефимова Л. И., Качуро О. Ю., Пономарева Е. А.* Палеонтологическая характеристика кочковского горизонта Предальтайской равнины // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 36–44.
75. *Зажигин В. С.* Млекопитающие и кочковский горизонт // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 19–31.
76. *Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2.* – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
77. *Зольников И. Д., Гуськов С. А.* О палеогеографической и стратиграфической приуроченности гигантских паводков позднего неоплейстоцена–голоцена на территории Западной Сибири // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 2. С. 191–196.
78. *Зоненштайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. П.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. – М.: Недра, 1976. 232 с.
79. *Зыкин В. С.* Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г. Павлодара // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. С. 66–72.
80. *Зыкин В. С.* Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 5–7.
81. *Зыкин В. С., Зыкина В. С., Зажигин В. С.* Верхний плиоцен и плейстоцен юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, изменения природной среды и климата // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода. – М.: ГЕОС, 2007. С. 141–143.
82. *Зыкин В. С., Зыкина В. С., Орлова Л. А.* Новые данные об изменении природной среды и климата в позднем плейстоцене юга Западно-Сибирской равнины по осадкам котловины озера Аксор // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2002. Вып. 1. С. 220–233.
83. *Иванов В. И.* Элементы строения и зональности «плагиогранитов» Инского магнетитового месторождения на Алтае // Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. – Наука, 1966. С. 94–101.
84. *Ивата К., Сенников Н. В., Буслов М. М.* Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 9. С. 1427–1444.
85. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. – М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. 254 с.
86. *Имаев В. С., Барышников Г. Я., Лузгин Б. Н.* Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2007. 232 с.
87. *Исаев Г. Д.* О возрасте и составе флишоидной толщи в северной части Ануйско-Чуйского прогиба (Горный Алтай) // Местные и региональные стратиграфические подразделения в практике геологического изучения Сибири – Новосибирск: НПО СИБГЕО-СНИГГиМС, 1992. С. 58–75.
88. *Казьмина Т. А.* Стратиграфия и остракоды верхнего плиоцена и нижнечетвертичных отложений юга Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1975. 107 с.
89. *Казьмина Т. А.* Остракоды кочковской свиты и ее аналогов // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 31–36.
90. *Каримов К. И., Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д., Урдабаев А. Т.* Глубинное строение литосферы юго-западного Алтая по данным магнитотеллурических зондирований // Геология Казахстана, 1994, № 5. С. 69–79.

91. *Кашин С. В., Молчанов А. В., Шатов В. В.* Гидротермально-метасоматические формации регионального распространения и их использование для прогнозирования скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения (на примере Змеиногорского рудного района, Рудный Алтай) // Региональная геология и металлогения, 2013, № 56. С. 65–77.
92. *Каишменская О. В.* Геоморфологический анализ и картирование в прогнозной оценке россыпной золотоносности и направлении поисков россыпных месторождений // Методы геоморфологических исследований. – Новосибирск: Наука, 1967, т. I. С. 159–166.
93. *Козаков И. К., Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И. и др.* Герцинский возраст метаморфизма кристаллических пород Курчумско-Кальджирского блока «Иртышской зоны смятия» (Восточный Казахстан) // Мат-лы II Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза», 2003. С. 203–205.
94. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая / И. В. Гаськов и др. – Новосибирск: Наука, 1991. 120 с.
95. *Коржнев В. Н.* Проблемы геоэкологии Алтая. Проблемы биологии и экологии Алтайского региона // Известия Алтайского отдела Русского географического общества РАН., 1998, № 18. С. 5–14.
96. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров и др. (Гл. ред. А. Ф. Морозов). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.
97. *Крук Н. Н., Куйбида М. Л., Гусев Н. И. и др.* Эволюция Алтайской активной окраины в позднем девоне: магматизм, деформации, особенности осадконакопления // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 96–98.
98. *Кудрявцева Н. Г.* Ряды рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различных геодинамических обстановках // Руды и металлы, 2001, № 6. С. 44–52.
99. *Кудрявцева Н. Г., Кузнецов В. В.* Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая // Big Altay – the unique rare metal-gold-polymetallic province of Central Asia. IGS-34. Reports of the geologists of Central Asia countries. – Almaty, 2012. С. 38–44.
100. *Кужельный Н. М.* О дайках второго этапа среди гранитоидов калбинского комплекса в северо-западной части Рудного Алтая // Вестник ЗСГУ, 1961. Вып. 3. С. 48–54.
101. *Кужельный Н. М., Лоскутов Ю. И., Дмитриева Л. А.* Коры выветривания Алтайского края // Алтайский регион в фокусе глобальных земных проблем. Мат-лы международного науч.-практ. конф. – Барнаул, 2006. С. 80–87.
102. *Кужельный Н. М., Родин Р. С., Лоскутов Ю. И. и др.* Мезозойско-кайнозойские коры выветривания Алтайского края и их золотоносность // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Мат-лы науч.-практ. конф. – Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 79–86.
103. *Кузельный В. С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1975. 342 с.
104. *Кузнецов А. Г., Золотник-Хоткевич А. Г., Чекалин В. М.* Особенности формирования рудовмещающих фаций и обломочных руд Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Литология и полезные ископаемые, 1994, № 2. С. 86–101.
105. *Куйбида М. Л., Крук Н. Н., Владимиров А. Г. и др.* U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Докл. РАН, 2009, т. 424, № 1. С. 84–88.
106. *Куйбида М. Л., Крук Н. Н., Волкова Н. И. и др.* Особенности состава, источники и механизм формирования гранитоидов прииртышского комплекса, Восточный Казахстан // Петрология, 2012, т. 20, № 2. С. 208–224.
107. *Кулькова И. А., Волкова В. С.* Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 3. С. 581–595.



108. *Кульков Н. П., Перегодов Л. Г., Тимкин В. И., Куриленко А. В.* Брахиоподы и криноидеи верхнего живета северо-западного Алтая // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири. Сб. научн. трудов СНИИГГиМС. – Новосибирск, 2009. С. 66–93.
109. *Лоскутов Ю. И.* О природе фаса Алтая // Геоморфология гор и предгорий. – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2002. С. 142–148.
110. *Лузгин Б. Н.* Интрузии и скарны Инского железорудного месторождения // Геология рудных месторождений, 1988, № 3. С. 37–43.
111. *Лузгин Б. Н.* Полихронность оруденения Инского и других магнетитовых месторождений юго-запада Горного Алтая // Известия РАН. Сер. геол., 1992, № 7. С. 86–94.
112. *Лузгин Б. Н.* Экологические проблемы: Земля, Россия, Алтай. Часть 2. Бийск, 1995. 78 с.
113. *Лузгин Б. Н.* Металлогения основных рудных районов Алтая. – Барнаул: Изд-во АГУ, 1997, 1 часть – 205 с., 2 часть – 417 с.
114. *Магматические горные породы. Ультраосновные породы.* – М.: Наука, 1988.
115. *Малолетко А. М.* Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Изд-во ТГУ, 1972. 230 с.
116. *Малолетко А. М.* К вопросу о возрасте касмалинской свиты Степного Приобья // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1974. Вып. 8. С. 72–78.
117. *Малолетко А. М., Орлова Л. А., Пономарева Е. А. и др.* Строение поймы Алея у с. Безголосово // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. Вып. 5. С. 50–64.
118. Минерально-сырьевые ресурсы Алтайского края. Инвестиционные предложения – ФГУ АлтТФИ. – Барнаул: ОАО «Алтайский полиграфический комбинат», 2007. 240 с.
119. *Мурзин О. В.* Проблемы возраста, распространения и корреляции отложений, выделяемых в шипуновскую свиту (Рудный Алтай) // Вестник Томского гос. ун-та, 2008. Вып. 309. С. 189–192.
120. *Навозов О. В., Соляник В. П., Клепиков Н. А. и др.* Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр, 2011, № 2. С. 32–40.
121. *Нехорошев В. П.* Геология Алтая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 263 с.
122. *Николаев В. А.* Ландшафты азиатских степей. – М.: Изд-во МГУ, 1999. 288 с.
123. *Новиков И. С.* Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
124. *Панычев В. А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. – Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.
125. *Перфильев Е. Е., Гусев Н. И., Гутак Я. М.* Возраст олистостромы в Ануйско-Чуйском прогибе (Горный Алтай) // Геодинамика Южной Сибири. Тезисы докладов рабочего совещания. – Томск, 1994. С. 58–59.
126. *Попов В. Е., Никольская Ж. Д., Зелепугин В. Н.* Новые данные о возрасте контактово-метасоматических железорудных месторождений коргонской зоны Горного Алтая // ДАН СССР, 1962, т. 147, № 3. С. 675–678.
127. *Промылова М. Ю.* Новая концепция геодинамической природы девонской рудонной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // ДАН РФ, 2004, т. 339, № 5. С. 665–667.
128. *Пушко Е. П., Навозов О. В.* Металлогенетические аспекты формирования редкометалльных пегматитов и редкометалльных гранитов в Калба-Нарымском рудном поясе // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Мат-лы межд. конф.– Усть-Каменогорск, 2010. С. 66–67.
129. Равнины и горы Сибири. – М.: Наука, 1975. 352 с.
130. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен: элементы прогноза. Региональная палеогеография. Вып. 1. – М.: Наука, 1993. 102 с.
131. Разрез новейших отложений Алтая. – М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.

132. *Растворова В. А.* Молодые движения Предалтайской равнины // Бюллетень МО-ИП, отд. геол., 1980, т. 55. Вып. 3. С. 17–29.
133. *Рихванов Л. П.* Общие и региональные проблемы радиоэкологии. – Томск, Изд-во Томского политехнического ун-та, 1997. 384 с.
134. *Родионова Л. В.* Влияние ядерных испытаний на процесс воспроизведения населения и трудовых ресурсов Алтайского края // Проблемы ликвидации на территории Алтайского края последствий ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне. – Новосибирск, 1994. С. 55–63.
135. *Розен О. М.* Синтектонические граниты в коллизионной сuture на примере Сибирского кратона // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Новосибирск, Россия. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 175–176.
136. *Ротараш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А. и др.* Девонская активная континентальная окраина на юго-западе Алтая // Геотектоника, 1982, № 1. С. 44–58.
137. *Русанов Г. Г.* Западные предгорья Алтая в мезозое и кайнозое. – Бийск: БПГУ, 2009. 142 с.
138. *Русанов Г. Г.* Голоценовый аллювий малых степных рек Предалтайской равнины // Природа и экономика Западной Сибири и сопредельных территорий. Мат-лы Всеросс. конф. – Новокузнецк: КузГПА, 2009. Т. II. С. 81–84.
139. *Русанов Г. Г.* Литология и условия накопления нижнеолигоценовых отложений атлымской и новомихайловской свит в погребенной долине на Предалтайской равнине // Актуальные вопросы литологии. Мат-лы VIII Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 264–266.
140. *Русанов Г. Г.* Голоценовый аллювий реки Кизиха на Предалтайской равнине // Известия Бийского отделения Русского географического общества. Вып. 3. – Бийск: АГАО, 2010. С. 41–45.
141. *Русанов Г. Г., Орлова Л. А.* Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Каталог. – Бийск, ФГБОУ «АГАО», 2013. 291 с.
142. *Русанов Г. Г., Шпанский А. В.* Особенности строения Барнаульской ложбины стока у границы с Казахстаном // Известия Бийского отделения РГО. – Бийск: РИО БПГУ, 2006. Вып. 26. С. 151–154.
143. *Русанов Г. Г., Шпанский А. В., Орлова Л. А.* Распространение и радиоуглеродный возраст мамонтовой фауны в Горном Алтае и его предгорьях // Эволюция жизни на Земле. Мат-лы IV Международного симпозиума. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 645–648.
144. *Рычков В. М., Рычков С. В., Рычкова С. И. и др.* Ресурсы природной соды на Алтае // «Природные ресурсы Горного Алтая», 2006, № 2. С. 46–50.
145. *Сараев С. В., Батурина Е. П., Бахарев Н. К. и др.* Средне-позднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 10. С. 1285–1303.
146. *Сенников Н. В., Ивата К., Ермиков В. Д.* Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1–2. С. 156–172.
147. *Сладкопевцев С. А.* Новейший этап развития речных долин. – М.: Недра, 1977. 200 с.
148. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). – М.: Недра, 1984. 556 с.
149. *Сычев И. И., Дударев О. А., Зубкова Л. П.* Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Алтайского края масштаба 1 : 1 000 000. – М.: Изд-во геол. фонда РСФСР, 1985. 346 с.
150. *Тикунов Ю. В.* Геохимия девонских вулканитов островодужного типа центральной и западной части Горного Алтая. Препринт. – Новосибирск, 1994. 54 с.
151. *Тимкин В. И.* Новые данные по геологическому строению Новофирсовского рудного узла (северо-западная часть Горного Алтая) // Природные ресурсы Горного Алтая, 2010, № 2 (13). С. 30–54.
152. *Травин А. В., Бовен А., Плотников А. В. и др.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12. С. 1–5.

153. Туркин Ю. А., Федак С. И. Базиты Северо-Западного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая, 2012. Вып. 1–2 (15). С. 56–64.
154. Финько Е. А. Морфоструктурный анализ при изучении современных тектонических движений. – М.: Наука, 1973. 93 с.
155. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2000. 64 с.
156. Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2001. 84 с.
157. Хромых С. В., Владимиров А. Г., Изох А. Э. и др. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10. С. 1648–1667.
158. Чекалин В. М. Геолого-генетическая модель Корбалихинского месторождения полиметаллических и колчеданных руд на Рудном Алтае // Геология и геофизика, 1985, № 8. С. 78–91.
159. Чекалин В. М., Кисенко В. М. Калий-аргоновая датировка по валовым пробам порфировых интрузий Таловского рудного поля, северо-западная часть Рудного Алтая // Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. – Томск: Томский ун-т, 1979.
160. Чекалин В. М., Половникова Л. М. Инское месторождение скарново-магнетитовых руд в Горном Алтае // Геология и геофизика, 1997, т. 38. С. 1106–1116.
161. Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая. – М.: Наука, 1965. 222 с.
162. Шокальский С. П. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая: автореф. канд. дисс. – Новосибирск, 1990, 19 с.
163. Шокальский С. П. Петрохимия Харловского титаноносного интрузива в Горном Алтае // Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, 1990, № 776. С. 110–118.
164. Шокальский С. П., Зыбин В. А., Владимиров А. Г., Гусев Н. И., Мурзин О. В., Кривчиков В. А. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Алтая // Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск, 1999. С. 117–146.
165. Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1984. 238 с.
166. Эпохи региональных континентальных перерывов. Объяснительная записка к Палеогеоморфологическому атласу СССР. – Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 201 с.
167. Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Егоркин А. В., Верба В. В. Строение раздела Мохо территории России и прилегающих акваторий // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 241–244.
168. Юров Л. М. Положение границы между четвертичной и неогеновой системами на юге Западной Сибири // Известия Кузнецкого отдела Географического общества СССР, 1972. Вып. 1. С. 86–91.
169. Яковлев Б. Г. К вопросу о генезисе плагиогранитов Инского магнетитового месторождения // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Сибири. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 52–55.
170. Arth J. G. Some trace elements in trondhjemites – their implications to magma genesis and paleotectonic setting // In Barker F. (ed.) Trondhjemites, dacites and related rocks Elsevier. – Amsterdam, 1979. P. 123–132.
171. Chung S. L., Liu D. Y., Ji J. Q. et al. Adakites from continental collision zones, melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // Geology, 2003. Vol. 31. P. 1021–1024.
172. Davies J. H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collision orogen // Earth and Planet. Sci. Lett., 1995. Vol. 129. P. 85–102.
173. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geology, 1977. Vol. 27. P. 293–305.

174. *Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F.* Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*, 1990. Vol. 181. P. 179–205.
175. *Kay R. W., Kay S. M.* Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*, 1993. Vol. 219. P. 177–189.
176. *Komatsu G., Clute S. K., Baker V. R.* Preliminary remote sensing assessment of Pleistocene cataclysmic floods in Central Asia. – Lunar. Planet. Sci. Conf. XXVIII, 1997. P. 747–748.
177. *Lobanov K., Yakubchuk A., Creaser R. A.* Besshi-type VMS deposits of the Rudny Altai (Central Asia) // *Economic geology*, 2014. Vol. 109, № 5. P. 1403–1430.
178. *Moreno A., Targarona J., Henderiks J.* Orbital forcing of dust supply to the North Canary Basin over the last 250 kyr. // *Quaternary Science Reviews*, 2001. Vol. 20. P. 1327–1339.
179. *Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984. Vol. 25, pt. 44. P. 956–963.
180. *Safonova I.Yu., Sennikov N. V., T. Komiya Y. V. et al.* Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zashur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011. Vol. 42. P. 191–207.
181. *Safonova I.* The Russian-Kazakh Altai orogen: An overview and main debatable issues // *Geoscience Frontiers*, 2014, № 5. P. 537–552.
182. *Sennikov N. V., Obut O. T., Iwata K. et al.* Lithological markers and bio-indicators of deep-water environments during Paleozoic siliceous sedimentation (GornyAltai segment of the Paleo-Asian Ocean) // *Gondwana Research*, 2004. Vol. 7, № 3. P. 843–852.
183. *Sun S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publication*, 1989. Vol. 42, p. 313–345.
184. *Wright H. E.* Contrasts in the Quaternary of mid-North America and mid-Eurasia: notes on Quaternary landscapes of western Siberia // *Journ. of Quaternary science*, 2005. Vol. 20, P. 813–819.
185. *Zhang C. L., Santosh M., Zou H. B. et al.* Revisiting the “Irtish tectonic belt”: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Altai orogen // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012. Vol. 52. P. 117–133.

### Фондовая

186. *Абрамов Ю. Т., Илюшечкина Т. Ф., Богданович Е. Н. и др.* Поисковые работы в пределах Тюменского участка (северная часть Рубцовского рудного р-на). Отчет Рудно-Алтайской экспедиции за 1984–1993 гг. Листы М-44-7-Г-г, М-44-8-В-в, М-44-19-Б-б, М-44-20-А-а. Т. 2. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1993.
187. *Адаменко О. М., Кольхалов Ю. М., Дручин И. С.* Материалы к Государственной геологической карте Союза СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-44-IV (отчет Рубцовской партии по редакционно-увязочным работам 1962–1965 гг.). Т. 1–3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1965.
188. *Айзенберг Е. Г., Огуцов Б. Н.* Отчет сейсмической партии по опытно-производственным сейсмическим исследованиям с целью изучения глубинного строения Золотушинского и Рубцовского рудных районов для направления поисков полиметаллических месторождений за 1975–1977 гг. Т. 1–2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1979.
189. *Акимов Г. Ю.* Изучение вещественного состава руд и околорудных метасоматитов рудопоявлений золота южной части Новофирсовского рудного узла. Информационный отчет по договору 053/7д. – М.: ЦНИГРИ. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2009.
190. *Асламов Ю. В., Мишин А. Н., Горячев Ю. П. и др.* Опережающая геофизическая основа Госгеокарты масштаба 1 : 1 000 000 по листам М-44 (Рубцовск) и М-45 (Горно-Алтайск). ВИРГ-Рудгеофизика, СПб., 2001.
191. *Астафьев М. П., Астафьева Л. А., Боков В. К. и др.* Отчет о поисковых работах на Западно-Сургутановском участке и общих поисках на его флангах, проведенных Успенской партией в 1977–1980 гг. Т. 1–3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1980.

192. *Астафьев М. П., Астафьева Л. А., Фалейчик И. В. и др.* Отчет о поисковых работах на Сургутановском участке (Титовско-Сургутановская структура), проведенных Успенской партией в 1974–1977 гг. Т. 1, 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1977.
193. *Астафьев М. П., Фалейчик А. В. и др.* Отчет о поисковых работах на Титовско-Гериховском участке в Золотушинском рудном районе, проведенных Успенской партией в 1972–1976 гг. Т. 1, 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1976.
194. *Байдуков Н. П., Критулис В. П., Смирнов Н. В.* О результатах геолого-поисковых и геофизических работ, проведенных с целью поисков железных руд в Северо-Западном Алтае. (Отчет Алтайской РАЭ за 1957–1963 гг. Угловской партии АГЭ за 1961–1962 гг.). Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1963.
195. Баланс нерудного сырья по Алтайскому краю (по состоянию на 1.01.2002) АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.
196. Балансы запасов полезных ископаемых по Алтайскому краю за 2007 г. (нерудное сырье и металлы). АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2008.
197. *Бальтер Б. Л.* Отчет по теме: «Совершенствование методики изучения вещественного состава девонских отложений Рубцовского района с полевым изучением опорных разрезов с целью выработки поисковых критериев скрытых полиметаллических месторождений.» Т. 2. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1987.
198. *Бедарев Н. П., Гусев А. И.* Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов на территории Алтайского края (по состоянию на 1.01.2003 г.). Марганцевые, хромовые руды, никель, кобальт, вольфрам, золото рудное, золото россыпное, плавиковый шпат. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2002.
199. *Беляев А. П.* Отчет о доразведке Ново-Золотушинского месторождения в 1981–1984 гг. Алтайский край, Фонды ЦНИГРИ, 1984.
200. *Беневольский Б. И., Витковский И. М. и др.* Отчет «Переоценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Российской Федерации по состоянию на 1.01.2010 г.». М.: ФГУП «ЦНИГРИ». 2012. 181 с.
201. *Беспалова Н. Я., Борисенко М. П.* Отчет о работах Казанцевской поисково-разведочной партии за 1951–1954 гг. Верх-Слюдянское и Казанцевское вольфрамовое месторождение. ГАПСЭ, Бийск, 1955. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 4833.
202. *Боков В. К., Бокова Г. И., Чинаков И. Г. и др.* Отчет о поисковых работах на Северо-Самарском участке (Золотушинский рудный район), проведенных Успенской партией в 1984–1986 гг. Т. 1–3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1986.
203. *Боков В. К., Сухарева М. П., Чинаков И. Г. и др.* Юбилейное полиметаллическое месторождение в северо-западной части Рудного Алтая (Золотушинский рудный район). Отчет Успенской партии о результатах разведки, проведенной в 1983–1988 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1988 г. Т. 1–11. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1988.
204. *Боков В. К. и др.* Отчет о детальном поисках полиметаллических руд на флангах Юбилейного месторождения и общих поисках на площади Ермошихинского участка (Золотушинский рудный район), проведенных Успенской партией в 1979–1986 гг. Т. 1–3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1989.
205. *Борисенко А. С.* Отчет по теме: «Золото-ртутное оруденение западной части Алтае-Саянской складчатой области». Т. 1. ФГАЭ, 2001.
206. *Бородавко В. Г., Рыжковский М. И.* Региональная (перспективная) оценка эксплуатационных запасов подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна (Алтайский край). Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1980.
207. *Бородавко В. Г., Токаренко В. Н.* Гидрогеологическое районирование засушливой территории Центральной Кулунды. ЗСГУ. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1978.
208. *Бузоверов Ю. Н., Космачева Н. Я., Ярков В. О.* Отчет о результатах проведения работ на каменный уголь в пределах Успенско-Раздольнинской площади и Луговской мульды в 1995–2001 гг. Т. 1–3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2001.
209. *Бузоверов Ю. Н., Рязанова Е. Н., Васильев Ю. В.* Результаты поисковых работ на каменный уголь в пределах Ново-Александровской площади в 1999–2002 гг. Т. 2. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.

210. Бузоверов Ю. Н. и др. Отчет о результатах проведенных поисковых работ на каменный уголь в пределах Ново-Александровской площади в 1999–2002 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2003.
211. Бузоверов Ю. Н., Рязанова Е. Н., Ярков В. О. Отчет о результатах оценочных работ на каменный уголь в пределах Северо-Восточного участка Приграничного месторождения за 2002–2004 гг., АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2004.
212. Васильев А. В., Исаев И. А. Отчет по поискам и разведке подземных вод для орошения земель в совхозе «Авангард» Угловского района за 1979–1981 гг. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1981.
213. Васильев А. В., Красильников К. Д. Отчет по поискам и разведке подземных вод для орошения земель в совхозе «Ракитовский». Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1979.
214. Вильдяев В. И. и др. Отчет партии № 10 о результатах работ на свинец и цинк, проведенных на Северо-Золотушинской, Курьинской и Акимовской площадях и на Рубцовском участке Алтайского края в 1979–1980 гг. Т. 3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1981.
215. Вильдяев В. И. и др. Отчет партии № 10 о результатах геохимических и геофизических работ по Золотушинскому и Змеиногорскому рудным районам Алтайского края в 1986 г. Т. 1–3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1987.
216. Гетман Н. А., Троицкий С. В., Королева Е. А. Месторождение лечебных грязей озера Горькое-Перешеечное. (Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных ООО «Недра» в 2002–2003 гг. в Егорьевском районе Алтайского края). Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2003.
217. Головкин В. А., Наседкина В. Х., Коняева И. Д. и др. Отчет по теме IV Б.1.4. 34–2/12–79 202 (11) «Перспективная оценка марганцевоносных площадей». Фонды ВИМС, АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1983.
218. Горшечников В. И., Кочуркова Л. И., Григорьева З. Д. Отчет о результатах поисковых работ на Черепанихинской площади в юго-восточной части Змеиногорского рудного района, проведенных Аргунихинской партией в 1980–1983 гг. Т. 1–4. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1984.
219. Горшечников В. И., Кочуркова Л. И., Павлова О. А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на Северо-Западном участке в Золотушинском рудном районе, проведенных Успенской и Аргунихинской партиями в 1979–1984 гг. Т. 1–4 АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1985.
220. Горшечников В. И., Кочуркова Л. И., Савченко В. Н. и др. Отчет о результатах поисков полиметаллических и золото-серебряных руд, проведенных в 1986–1990 гг. на Черепановском участке в Змеиногорском рудном районе. Т. 1–4. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1991.
221. Григорьев В. И. Отчет о результатах поисковых работ на мрамор на юге Алтайского края в 2004–2005 гг., ФГУ КузТФГИ, 2005.
222. Груздева О. И., Фролова Л. Ф., Бончик В. И. Геологический отчет о детальной разведке торфяного месторождения «Конские Могилки» Рубцовского района Алтайского края. Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1987.
223. Гусев Н. И., Федак С. И. Отчет о результатах работ по объекту «Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (Составление ГИС-Атласов карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Сибирского Федерального округа) в 35 книгах. Региональное геологическое, гидрогеологическое и геоэкологическое изучение территории Алтайского края и Республики Алтай». Книги 2, 3, 4, 6, 7, 8. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2004.
224. Гутак Я. М., Желтоногова В. А., Галенко Л. В. и др. Совершенствование методики палеонтологических исследований девонских отложений Рудного Алтая и юго-восточной части Горного Алтая с полевым изучением разрезов. Отчет палеонтологической лаборатории по работам 1983–1985 гг. Т. 1–2, АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1985.
225. Девятаева В. В., Гареев М. Ф., Лиходеева Е. П. и др. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Алтайского края в 2013 г. (выпуск № 16). Боровиха, АлтФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2014.

226. *Довгаль Н. Д.* Отчет о геолого-поисковых работах, произведенных в 1934 г. в ЮЗ части Тигерекских белков. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1935.
227. *Долгова Р. П.* Поисково-оценочные работы на строительный камень в Чарышском районе Алтайского края. Отчет о результатах работ Чарышского отряда за 1991–1993 гг. пос. Бол. Заимка, 1995. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 2233.
228. *Долгушин А. П., Баженов М. И., Макарова Т. А. и др.* Оценка прогнозных ресурсов урана территории деятельности Берёзовского ГПП по состоянию на 1.01.1998 г. Новосибирск, БПГО, 1997.
229. *Долгушин А. П. и др.* Перспективы ураноносности чехла южной части Западно-Сибирской плиты. Отчет по геологическому заданию 56–48. Новосибирск, БПГО, 1999.
230. *Доронин А. Н., Богданович В. И., Карташова Н. В.* Отчет о результатах общих поисков полиметаллических руд в Рубцовско-Захаровском рудном поле (Северо-Рубцовский и Бобковский участок), проведенных Рубцовской геолого-поисковой партией в 1982–1985 гг. Т. 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1985.
231. *Доронин А. Я., Чекалин В. М., Богданович В. И. и др.* Захаровское полиметаллическое месторождение в северо-западной части Рудного Алтая. Рубцовский рудный район. Отчет Рубцовской партии о результатах детальной разведки, проведенной в 1981–1988 гг., с подсчетом запасов по состоянию на 1.10.1988 г. Т. 1–14. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1988.
232. *Дыкуль В. Г., Стасенко Н. В., Акимова Е. Л. и др.* Отчет Тигирекской партии по результатам геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на площади листов: М-44–47-А (б, в, г), Б, В (а), 48-А (в), Г; 60-Б (б); М-45–49-А (а,в) проведенной в 1974–1977 гг. ГФ ТОО «Геоинцентр-Восток», 1977.
233. *Евдокимов Е. И.* Отчет о поисково-разведочных работах на Кузнецком железорудном месторождении с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1954 года. Т. 1, 2. КФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1954.
234. *Жульмина Г. А.* Информационный отчет на выполнение научно-технической продукции по договору № 24-нт/2003 г. по теме: «Обновление карты месторождений подземных вод Алтайского края». Т. 1–2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2004.
235. *Журавлев С. В., Петров А. М.* Геологический отчет о работах, проведенных Колыванской и Синюшинской партиями Алтайской экспедиции в районе Синюшинского гранитного массива за 1956–1959 гг. Т. 1–4. ФГУ КузТФГИ, 1960.
236. *Зайцев А. И., Кочуркова Л. И., Мурзин О. В. и др.* Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 северной части Золотушинского рудного района, листы М-44-31-Г, 32-В, проведенном в 1981–1986 гг. Т. 1–4. ФГУ Алт.ТФГИ, 1986.
237. *Захаров А. К., Захарова И. А., Гринь И. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Горного Алтая (листы М-44-35-Г и М-44-36-В). Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000 за 1963–1967 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1967.
238. *Зейферт Л. Л., Емельянов А. Н., Носков Ю. С. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-16-В, Г и М-45-28-А, Б. Отчет Едиганской партии по геологосъёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1973–1977 гг. Т. 1–3. ФГУ АлтТФГИ, 1979.
239. *Зеличенко В. Н. и др.* Неверовское месторождение известняков. Отчет о результатах поисково-разведочных работ Неверовского отряда на цементное сырье за 1971–1973 гг. с подсчетом запасов известняков на 24 декабря 1973 г. Т. 1–3. ФГУ АлтТФГИ, 1973.
240. *Зубов Е. И., Домбровский А. В.* Отчет о результатах работ по теме «Локализация участков, перспективных на выявление золотого оруденения на Новофирсовской площади по комплексу геолого-геофизических данных». СПб., 2005. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 2047.
241. *Зябкин А. В., Космачев В. М., Карасев Б. Н.* Отчет о геологоразведочных работах на Белорецком железорудном месторождении Алтайского края за 1976–1982 гг. с подсчетом запасов на 1.10.1982 г. Т. 1–7, АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1982.

242. *Иванов В. А., Истюнин В. М. и др.* Прогнозная оценка ураноносности мезозой-кайнозойских отложений Кулундино-Барнаульской впадины. Отчет по геологическому заданию 88–35 за 1975–1977 гг. Новосибирск, БПГО, 1978.

243. *Иванов М. П.* Поисково-оценочные работы на кирпичное сырье в Волчихинском, Угловском и Солонешенском районах Алтайского края. Отчет о результатах работ, проведенных Алтайским отрядом в 1987–1990 гг. Т. 1 и 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1991.

244. *Иванов М. П., Леутин В. Г., Ильиных В. М.* Отчет по детальной разведке Михайловского месторождения соды (системы озер Танатар 1–6-Кучерпак), озер Горчиное и Селитренное с целью коренной переоценки запасов солей в поверхностной рапе, донных отложениях и подземных рассолах (по результатам работ Содового 2 отряда за 1971–1983 гг.). Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1983.

245. *Калугина Т. С., Маркич В. А.* Марганцевое оруденение в железоносном горизонте девонских вулканогенных отложений Западного Алтая. Т. 1 и 2. ФГУ КузТФГИ, 1963.

246. *Камаев С. Г.* Отчет Огневской партии за 1957 год о разведочных работах на кварцевое сырье, Бийск, 1958. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 2960.

247. *Карабицина Л. П., Дым Л. С.* Информационный отчет о работах, проведенных на объекте 3.3 «Региональное гидрогеологическое и геоэкологическое изучение территории Алтайского края и Республики Алтай за 2001–2002 гг.» Т. 1–2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2002.

248. *Караулов В. Б., Филатова Л. К., Никитина М. И.* Отчет по теме «Структурно-формационный анализ строения Змеиногорского рудного района применительно к масштабу 1 : 50 000 с целью прогнозной оценки и направления поисковых работ на полиметаллические руды». КемФБУ «ТФГИ по СФО», 1991.

249. *Кац В. Е., Белобородов Г. М., и др.* Результаты геофизических исследований по оценке перспектив на железные руды. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1982.

250. *Кац В. Е., Кудрявцева Т. Н., Ченцова Н. П.* Результаты геолого-экологических исследований и картографирования масштаба 1 : 1 000 000 территории Алтайского края и Республики Алтай. Отчет за 1991–1996 гг. Т. 1–3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1996.

251. *Квасов Б. М.* Отчет по поискам и оценке запасов питьевых подземных вод для водоснабжения сел Куйбышево, Наумовка Угловского района за 2005–2006 гг. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2006.

252. *Квасов Б. М., Рычков В. М.* Отчет по поискам подземных вод для водоснабжения сел Борисовка и Горьковское Угловского района за 1995–2001 гг. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2001.

253. *Кирсанов А. А., Литияйнен К. Л., Самсонов В. В.* Отчет «Создание много- и гиперспектральной дистанционной и геофизической основы региональных геологосъемочных работ на территории России». Кн. 2. Текст. прил. 1 (М-44). Кн. 7. Текст. прил. 1 (М-44-V). Кн. 8. Текст. прил. 2 (М-44-VI). – СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ». РФГ, 2011.

254. *Ковалев А. А., Неминуций Ю. А., Лопарев Б. В.* Отчет Алейской партии о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1979–1981 гг. на участке Степно-Бугринском (листы М-44-8-В, Г, Б, 21-А-в, г, 21-Б, 21-В-а, б, 22-А). Т. 1–2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1982.

255. *Корнев Л. Е., Фатин В. И., Березикова Г. Н., Истомин Н. В.* Отчет Катунской партии за 1978–1983 гг. по оценке перспектив Горного Алтая на полиметаллы и медь на основе переинтерпретации новых геолого-геофизических данных. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1983.

256. *Корнев Л. Е., Фатин В. И., Истомин Н. В.* Отчет Катунской партии за 1978–1984 гг. по составлению дежурной структурно-тектонической карты. Масштаб 1 : 500 000 Алтайского края на основе переинтерпретации геолого-геофизических материалов для целей прогнозирования на железные руды. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1984.

257. *Косалс Я. А.* Результаты поисковых и разведочных работ на редкие и рассеянные элементы в районе Убино-Белореченского гранитного массива (геологический отчет Белореченской ГРП за 1954–1958 гг.). Т. 1, 2. ФГУ КузТФГИ, 1959.

258. *Кочетков И. А.* Тектоническое районирование и закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая по геофизическим данным. (Отчет



Алейской и Катунской партий по камеральным работам за 1973–1975 гг.). Т. 1–2. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1975.

259. *Кочетков И. А., Засайнов Ю. В., Березикова Г. Н.* Оценка перспектив территории Горного Алтая на железные руды. Отчет Катунской партии за 1974–1977 гг. по теме: «Геологическое истолкование геофизических полей Горного Алтая с учетом новых геологических данных для направления геолого-поисковых работ на железо». АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1977.

260. *Крестовоздвиженский Ю. М., Аникеев В. Н.* Отчет по поискам и разведке подземных вод для водоснабжения сел Ново-Егорьевское, Сросты, Титовка и Первомайское Егорьевского района Алтайского края за 1979–1983 гг. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1983.

261. *Кривой В. А.* Отчет о поисково-ревизионных работах Чагырской партии 101 экспедиции за 1951–1953 гг. Новосибирск, 1954. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 4520.

262. *Криночкин Л. А., Гуляева Н. Г., Кальева О. П., Журнова Г. Л.* «Составить, подготовить к изданию и издать геохимические основы к Госгеолкарте-1000 (третье издание) по листу М-44, N-44». Отчет по объекту № 150-3. ИМГРЭ. М., Росгеолфонд, 2003.

263. *Кужельный Н. М., Савельева З. В., Карасев В. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Горного Алтая. Лист М-44-20-Г. (Отчет Таловской поисково-съёмочной партии о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1962–1963 гг.). Т. 4. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1964.

264. *Кузнецов В. В., Галямов А. Л. и др.* Отчет о результатах по объекту «Опережающие геолого-геофизические работы для обоснования перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки основы для создания ведущего в Российской Федерации центра по добыче свинца и цинка». ФГУП ЦНИГРИ. Барнаул, 2012.

265. *Кузнецов С. А., Юрьев А. И., Хлебникова Т. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-44-24-В, Г и М-45-13-В, Г. Отчет Едиганской партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1985–1990 гг. в северо-западной части Горного Алтая. ЗСГУ, Новокузнецк, 1990. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 2981.

266. *Кузьмин С. С., Духовников В. Б. и др.* Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 территории листа М-44-VIII, проведенной в 1972–1975 гг., ВКТГУ. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1977.

267. *Курова Л. Г., Филонова О. П., Дым Л. С.* Гидрогеологическое районирование территории Алтайского края по условиям сельскохозяйственного водоснабжения и орошения земель подземными водами. ПГО «Запсибгеология», 1983.

268. *Латников Ю. Ф., Селиверстова М. И., Сизов В. А., Фалейчик А. Ф.* Отчет по теме: «Оценка прогнозных ресурсов важнейших твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1983 г. на территории объединения. Т. III. Полиметаллические руды. Т. V. Золото и серебро. КФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1983.

269. Легенда Алтайской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Объяснительная записка / Гл. ред. С. П. Шокальский. ФГУ АлтТФГИ, 1999.

270. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье издание) / Г. А. Бабин, Л. Л. Зейферт, А. Ф. Щигрев и др., Новокузнецк, 2009. Фонды ВСЕГЕИ, НРС.

271. *Литвинова Т. П., Тимофеева И. К., Кудрявцев И. В. и др.* Отчет по объекту «Создание опережающих геофизических основ Госгеолкарты-1000/3». Книга 17 (М-44). СПб., ФГУП «ВСЕГЕИ». РФГФ, 2012.

272. *Лихачев Н. Н., Доманов Л. Я., Миронов В. В.* Геологическая карта Холзуно-Белорецкого железорудного района масштаба 1 : 100 000. Отчет Кумирской партии по работам за 1976–1979 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1979.

273. *Лихачев Н. Н., Миронов В. О., Доманов Л. Я. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кумиро-Коргонского района. Отчет Кумирской партии по геолого-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1978–1980 гг. на территории ли-

стов М-44-36-Г, М-44-48-А, Б, Г, М-45-25-В, в, г и М-45-37-А, Б, В в пределах РСФСР. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1980, № 18861.

274. *Лишкевич В. В., Ситченков Н. М., Давыдов А. Я. и др.* Геологическая карта северо-западной части Рудного Алтая. Николаевская и Золотушинская площади. Отчет Успенской партии о поисково-съёмочных работах масштаба 1:50 000, проведенных в 1960–1963 гг. Т. 1–3. ФГУ Алт. ТФГИ, 1964.

275. *Ляшенко П. А., Букиань Н. П.* Отчет по поискам и разведке подземных вод для орошения земель совхоза «Угловский» за 1977–1978 гг. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1978.

276. *Мамонов М. П.* Детальные поиски и предварительная разведка подземных вод для целей орошения земель совхозов «Им. XXIV съезда КПСС», «Целинный», «Нива», «Партизанский» Волчихинского района Алтайского края. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1989.

277. *Мамонтов Н. Ф., Кобылко А. И.* Аэромагнитная съёмка масштаба 1:200 000 территории деятельности ГПП «Запсибгеология». Отчет Аэрогеофизической партии НКГТЗ о результатах работ, выполненных на Алтае-Кузнецком участке в 1988–1996 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1996.

278. *Мамонтов Н. Ф., Шемедюк В. Н.* Аэромагнитная и АГСМ-съёмка масштаба 1:25 000 верх. теч. р. Чарыш (М-44-47-А, М-45-14-Г(в, г), -15-А, В, -25-А(б, г), Б, В(б), Г(а, б, г), М-45-26, -27-А, В, -37-Б(в, г), Г, -38, -39-А, В, -49-Б(б, г), -50-А,Б, -51-А). АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1990.

279. *Мамонтов Н. Ф. и др.* Аэрогамма-спектрометрическая съёмка масштаба 1:200 000 в Алтайском крае в помощь геоэкологическому картированию. (Отчет Аэрогеофизической партии о результатах работ, проведенных в 1991–1999 гг. на Алтайском участке.) АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1999.

280. *Марченко П. Г.* Гидрогеологическое районирование и составление Легенды Омско-Кулундинской подсерии Западно-Сибирской серии листов Государственной гидрогеологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Отчет участка АИС ИГ по работам 1999–2001 гг. Кн. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2002.

281. *Мацук А. М., Лященко П. А.* Отчет по комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съёмке со съёмкой четвертичных отложений для целей мелиорации Алейской оросительной системы IV очереди масштаба 1:50 000 на площади листов М-44-III, IV за 1989–1991 гг. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1991.

282. *Микунов М. Ф., Башкатов В. М., Бурдина С. Д. и др.* Отчет по теме «Изучение тектонического строения фундамента южной части Кулундинской впадины с целью выявления перспектив на полиметаллическое оруденение». Т. 1, 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1976.

283. *Миртов Ю. В., Валиулин В. Г., Бородина Е.* «Опытно-методические работы по разработке методики прогнозной оценки Кемеровской области и Алтайского края на агрохимсырье (с полевыми работами)». Отчет Торфовиванитового отряда Литологической партии за 1986–1990 гг. Т. 4. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1990.

284. *Митин А. И., Залиева Е. Я., Савченко В. Н.* Отчет о поисках полиметаллических месторождений на Шубинском участке в Егорьевском районе Алтайского края. (Отчет Лебяжинского отряда на 1982–1987 гг.) Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1987.

285. *Михайлов В. А.* Отчет о результатах АГСМ масштаба 1:1 000 000 территории Алтайского края. Т. 1, 2. ФГУ КузТФГИ, 1991.

286. *Михайлов В. Ф., Герасько М. А., Карасёв Б. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Рудного Алтая. Листы М-44-19-В, Г. (Кизи́хинское, Рубцовское). Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1:50 000 за 1969–1974 гг. Т. 3. АлтФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1974.

287. *Михайлов В. Ф., Лукьянская Н. Г., Михайлова Л. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Западной части Рудного Алтая. Листы М-44-19-А, М-44-7-В (Рубцовск, Первомайский). Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1:50 000 за 1972–1977 гг. Т. 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1977.

288. Мурзин О. В., Горшечников В. И., Чекалин В. М. и др. Геологический отчет о работах по составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 на Змеиногорской площади, листы М-44-Х, М-44-ХІ (Российская часть) в 1996–2000 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2001.

289. Мурзин О. В., Нечина О. В. Информационный отчет о проведенных работах на объекте «Прогнозно-поисковые работы на ванадий в пределах Западно-Сибирской металлогенической зоны (Харловский рудный узел)» в 2002 г. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2002.

290. Мусаев А. М., Селин П. Ф., Швецов А. Н. Окончательный отчет о результатах работ по объекту «Переоценка прогнозных ресурсов золота коренного, золота россыпного, меди, никеля, свинца, цинка на территории Республики Алтай и Алтайского края по состоянию на 1.01.2010 г.», с. Маленисейское, 2011. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО».

291. Мясников И. Ф., Сайгаков А. Н., Балакин А. И. и др. Результаты геохимических и геофизических работ на свинец и цинк в Рубцовском и Змеиногорском рудных районах Рудного Алтая /Отчет Геолого-геохимической партии № 10/75 за 1975 г. Т. 3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1976.

292. Мясников И. Ф. и др. Отчет партии № 10/76–77 о результатах геолого-геохимических и геофизических работ на свинец и цинк, проведенных в северо-западной части Рудного Алтая в 1976–1977 гг. Т. 3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1978.

293. Мясников И. Ф. и др. Отчет партии № 10/78 о результатах геолого-геохимических работ на свинец и цинк, проведенных в северо-западной части Рудного Алтая в 1978 г. Т. 3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1979.

294. Неминуцкий Ю. А., Горшечников В. И. и др. Отчет о результатах поисковых работ на Восточно-Ключевской площади (уч-к Глубокий) в юго-восточной части Змеиногорского рудного района (по работам за 1975–1977 гг.). Т. 1–5. ФГУ КузТФГИ, 1978.

295. Николаев Ю. Н., Аплетин А. В., Ожаркина Е. Ю. Отчет «Обработка результатов анализов геохимических проб и создание комплекта прогнозно-геохимических карт на основе ГИС-технологии в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса» по теме «Опережающие геолого-геофизические и геохимические работы масштаба 1 : 200 000 в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса». М., МГУ, 2005, АФ ФБУ «ТФГИ по СФО».

296. Никонов О. И., Вильдяев В. М. и др. Отчет по теме: «Составление прогнозно-металлогенической карты северо-западной части Рудного Алтая масштаба 1 : 200 000» за 1983–1987 гг. Листы М-44-IV (19, 20), X и XI. Т. 1–7. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1988.

297. Новгородцев А. А. и др. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по геологическому заданию «Оценка ресурсного потенциала урана перспективных районов южной окраины Западно-Сибирской плиты с выделением площадей прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 200 000 и крупнее» за 2005–2007 гг. Государственный контракт № 8ф-05 от 27.06.2005; объект № 90-27. Гос. рег. № 1-05-120/1.

298. Новикова П. Н. Геохимические ореолы Рубцовского полиметаллического месторождения и площадей листов М-44-19-А, В, Г-а, в; 18-В, Г (отчет Геохимической партии по полевым геохимическим исследованиям 1973–1974 гг. в перспективных районах Алтайского края). Т. 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1978.

299. Переясловский И. В. и др. Отчет о результатах работ на каменный уголь в пределах Успенско-Раздольнинской площади Луговской мульды. Т. 1, 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1999.

300. Платонов Ю. В. Оценка прогнозных ресурсов нерудных полезных ископаемых на территории Алтайского края по состоянию на 1.01.2003 г. Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.

301. Половникова Л. М., Кочуркова Л. И., Никулина С. А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на золото на Мишино-Михайловском участке, проведенных в 2004 г. Т. 1 и 2. ФГУ АлтТФГИ, 2004.

302. Половникова Л. М., Черных А. Ф. и др. Отчет о результатах тематических работ по «Обобщению геолого-геофизических материалов по золотоносности и сереброносности северо-западной части Рудного Алтая» за 1991–2001 гг. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2001.

303. Пономарев А. Л., Попова О. М., Крупчатников В. И. и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту № 1-09 «ГДП-200 листа М-45-VIII (Урсульская площадь)» за 2009–2011 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2011.

304. Потехин И. П., Артамохина В. В., Васильев А. В. Пояснительная записка к картам по оценке регионального воздействия мелиорации на гидрологические условия и развитие экзогенных геологических процессов в Алтайском крае и Республике Алтай. 1989–1995 гг. Алтайская гидрогеологическая экспедиция. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1995.

305. Придухин А. Г. «Пояснительная записка к Регистрационной карте месторождений строительных материалов, солей и прочего нерудного сырья Алтайского края (кирпично-черепичное, керамзитовое сырье, глины огнеупорные и тугоплавкие). Т 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1998.

306. Придухин А. Г. Рубцовское полиметаллическое месторождение в Рубцовском районе Алтайского края. Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2006.

307. Придухин А. Г., Бельтер Б. Л., Сухарева М. П. и др. Отчет о результатах поисковых работ на Новогорьевском участке за 1977–1983 гг. Т. 3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1983.

308. Райхлин А. И., Боков В. Г. Пояснительная записка к геолого-экономической карте масштаба 1 : 500 000 Алтайского края. Отчет по объекту «Составление комплекта геолого-экономических карт масштаба 1 : 500 000 Алтайского края». Т 1 и 2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2005.

309. Робертус Ю. В. Результаты общих поисков марганцевых руд на Коргонских участках Алтайского железорудного района. Отчет Хайдунской партии за 1982–1983 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1984.

310. Робертус Ю. В., Кац В. Е., Фалалеев Ю. А. Отчет по теме: «Оценка масштабов загрязнения КРТ и их производными территории Алтайского края, прилегающей к районам падения отделяющихся частей ракетносителей». Горно-Алтайск. Фонды АРИЭ «Экология», 1998.

311. Робертус Ю. В., Матвеев В. Л., Матвеева Л. М. Условия локализации железорудорождения в районе Инского месторождения магнетитовых руд. Отчет Железорудной партии за 1972–1975 гг. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1975.

312. Рожченко В. А., Карабицына Л. П., Нечин Н. В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на золото в Черепановском рудном поле (Алтайский край) за 2009–2012 гг., с. Малоенисейское. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2012.

313. Рожченко В. А., Тимкин В. И., Карабицына Л. П. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на золото в южной части Новофирсовского рудного узла (Алтайский край)» за 2006–2009 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2009.

314. Рубаха И. Т. и др. Отчет о количественной переоценке прогнозных ресурсов важнейших твердых полезных ископаемых на 1.01.1998 г. Алтайский край и Кемеровская область. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1998.

315. Рыборак В. М., Шокурова В. П., Чайко Ж. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов М-44-6-В, Г; М-44-18-А,Б,Г. – Отчет Угловской партии по глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 территории листов с целью оценки перспектив на полиметаллические руды за 1973–1979 гг. Т. 2. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1979.

316. Рычков В. М., Власова Г. А., Рычкова С. И. Результаты опытно-методических работ и переинтерпретации геофизических материалов для целей гидрогеологии по Степному Алтаю. Отчет Бийско-Барнаульской партии АГЭ за 1985–1992 гг. Т 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1992.

317. Рычков В. М., Иванова С. Г., Ильиных В. М. Результаты поисков месторождений природной соды в юго-восточной части Кулундинской впадины. Отчет Бийско-Барнаульской партии о результатах поисковых геофизических работ за 1982–1988 гг. Т 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1989.

318. Рычков В. М., Иванова С. Г., Михеева А. П. Результаты опережающих поисковых геофизических работ с целью выявления участков, перспективных на поиски месторож-

- дений природной соды в восточной части Кулундинской впадины. Отчет Бийско-Барнаульской партии за 1986–1990 гг. Т 1–4. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1990.
319. *Рычков В.М., Рожковский А. Д., Деревцов Г. А.* Результаты опережающих геофизических работ при поисках подземных вод для водоснабжения с. Борисовка и с. Горькое Угловского района. Отчет Геолого-геофизической партии за 1997 г. Т 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1998.
320. *Рычков В. М., Сметанникова Л. Н.* Результаты полевых работ на участке Корбалихинском в помощь изучению гидрогеологических условий Корбалихинского, Зареченского и Среднего месторождений. Отчет Барнаульской партии за 1980–1982 гг. ФГУ АлтТФГИ, 1982.
321. *Ряховский В. Н., Казбан В. П., Кузнецов С. А.* Отчет о работах по составлению аэрофотогеологической карты листов М-44-11, 12, 23, 24 в масштабе 1 : 50 000, проведенных Аэрофотогеологическим отрядом Едиганской партии в 1978–1982 гг., с. Малоенисейское, АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1982.
322. Сейсмическое районирование Алтайского края // Сейсмическое районирование Алтайского края и Республики Алтай: Отчет о НИР. Барнаул, 2001.
323. *Селин П. Ф.* Геологическое строение и золотоносность р. Генералка, правого притока р. Башелак, с. Малоенисейское. С. Малоенисейское, 2000. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 2023.
324. *Селин П. Ф., Карабицина Л. П., Кривчиков В. А. др.* Отчет об опережающих геолого-геофизических и геохимических работах масштаба 1 : 200 000 в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса, проведенных ОАО «ГАЭ» в 2003–2006 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2006.
325. *Селин П. Ф., Туркин Ю. А., Русанов Г. Г. и др.* Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа М-44-V (Курынская площадь) за 2012–2014 гг.». ОАО «Горно-Алтайская экспедиция». АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2014.
326. *Синдяев Ю. В. и др.* Отчет по проведению геолого-гидрогеологических работ с элементами геоэкологической направленности в масштабе 1 : 200 000 на территории Рубцовско-Локтевского ТПК. Кн. 1–4. Змеиногорск, АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2000.
327. *Смирнов Н. В., Квашина Т. С., Корнев Л. Е.* Результаты опытно-методических работ по переинтерпретации материалов гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 листов М-44-17-Б, В, Г. (Отчет Алейской партии за 1986 г.). Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1986.
328. *Сорокин Б. В., Синдяева Л. П., Гладко А. Б.* Объяснительная записка к карте прогнозов масштаба 1 : 50 000. Рубцовский рудный район. (Отчет Новофирсовского ПСО о работах, проведенных в 1978, 1982–1983 гг. по теме Б. I.4./312(12)-38-1/403 «Составление сводной геологической и прогнозно-металлогенической карт Рубцовского рудного района в масштабе 1 : 50 000», листы М-44-7-В, Г и М-44-19-А). Т. 3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1983.
329. *Сорокин Б. В., Синдяева Л. П., Сереткин В. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Горного Алтая. Новофирсовская площадь. (Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 на территории листов Г-49-В, Г и Г-57-А (М-44-9-В, Г и М-44-21-А) с целью оценки перспектив района на полиметаллы за 1975–1982 гг.). Т. 1–7. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1982.
330. *Степанов И. В.* Информационный отчет по теме «Составление сводных карт геофизических полей, классификация и прогнозирование в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса» за 2005 год. СПб., 2005. Фонды ОАО «ГАЭ», № 2060.
331. *Степанов Ю. И.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Коргонской площади. Листы М-44-XI, XII; М-45-VII (по работам Гравиметрической партии за 1985–1987 гг.). АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1987.
332. *Тимкин В. И., Рожченко В. А., Карабицина Л. П.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по составлению к изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листов М-44-VI, XII и прогнозно-поисковых работ на золото на Чарышской и Курынской площадях, проведенных в 1999–2003 гг. С. Малоенисейское, 2003. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 862.

333. *Тимкин В. И., Рожченко В. А., Селин П. Ф. и др.* Отчет по объекту «Прогнозно-поисковые работы на золото на Новофирсовской площади» за 2003–2006 гг. Т. 4. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2006.

334. *Трофимова Л. С.* Чарышское месторождение кирпичных глин в Чарышском районе Алтайского края (Отчет о геологоразведочных работах, выполненных по договору с совхозом «Красный партизан» для проектируемого к строительству кирпичного завода). Тр. Росгеонерудразведка. Алтайская партия, 1971. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 2954.

335. *Туркин Ю. А., Федак С. И., Селин П. Ф. и др.* Геологический отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа М-44-VI (Чарышская площадь) за 2011–2013 гг.» ОАО «Горно-Алтайская экспедиция». АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2013.

336. *Фатин В. И.* Отчет Катунской партии за 1984–1988 гг. по переинтерпретации материалов комплексных геофизических исследований на основе современных методов количественного прогнозирования с применением ЭВМ для уточнения перспективных на полиметаллы геофизических участков в Рубцовском и Золотушинском рудных районах. Т. 1–2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1988.

337. *Фатин В. И., Демчук Л. Ф.* Отчет Катунской партии за 1978–1980 гг. по геологическому истолкованию материалов сейсморазведочных работ, проведенных с целью изучения строения Золотушинского и Рубцовского рудных районов. Т. 1–2. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1980.

338. *Фатин В. И., Демчук Л. Ф.* Отчет Катунской партии за 1976–1981 гг. по переинтерпретации детальных геофизических полей по Золотушинскому району и Таловско-Осиновскому прогибу. Т. 1. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1981.

339. *Фатин В. И., Корнев Л. Е.* Отчет Алейской партии за 1974–1976 гг. о геофизических работах по изучению глубинного геологического строения Новофирсовского участка (листы М-44-9-В, Г; 21-А-а,б) и Озерно-Кузнецовского района (листы М-44-6-В; 18-А,В) в северо-Западной части Рудного Алтая. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1977.

340. *Фатин В. И., Корнев Л. Е.* Отчет Алейской партии за 1977–1978 гг. по геофизическому изучению глубинного геологического строения участка Восточно-Змеиногорского (гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000). АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1979.

341. *Фатин В. И., Корнев Л. Е.* Отчет Катунской партии за 1982–1985 гг. об опытно-методических работах по переинтерпретации геолого-геофизических материалов по северо-западной части Горного Алтая с учетом новых геолого-геофизических данных с целью направления геологоразведочных работ на железные руды. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1985.

342. *Федак С. И., Туркин Ю. А., Селин П. Ф. и др.* Геологический отчет по объекту «ГДП-200 в пограничных районах Алтая и Казахстана (листы М-44-IX, X, XI, XII; М-45-XIII)» за 2004–2008 гг. Том 1–6. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2008.

343. *Федак С. И., Туркин Ю. А., Селин П. Ф. и др.* Геологический отчет по объекту «ГДП-200 листов М-44-III, -IV (Алейская площадь) за 2009–2011 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 2011.

344. *Фефелов Г. Г.* Оценка перспектив железонности нижнепалеозойских отложений северо-западной части Горного Алтая. Отчет по теме: «Изучение разрезов железонных отложений ордовика северо-западной части Горного Алтая и юга Салаира», 1970. КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 16157.

345. *Филатов Е. И.* Составление прогнозно-металлогенической карты юго-восточной части Змеиногорского рудного района в масштабе 1 : 50 000 и прогнозной карты-врезки в масштабе 1 : 10 000 Садовушинско-Петровской площади и геолого-геофизическое и минералого-геохимическое обоснование перспектив выявления скрытых свинцово-цинковых месторождений в Змеиногорском районе (Рудный Алтай). Отчет по теме 38.5.56а (79-2/296) и 38.5.56. Алтайский край. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1976.

346. *Филоненко Г. И., Степанов Ю. И.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Поспелихинской площади. Листы М-44-V, VI; М-45-I (по работам Гравиметрической партии за 1983–1984 гг.). Новокузнецк, 1984. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1984.

347. Чекалин В. М. Корбалихинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Северо-Западной части Рудного Алтая (Отчет Зареченской партии о результатах детальной разведки за 1979–1987 гг. по состоянию на 1.12.1987 г. Алтайский край. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1987.

348. Чекалин В. М., Строителев А. Д., Шелемтьев В. Н. Таловское полиметаллическое месторождение. Отчет по работам Степной партии за 1966–1973 гг. с подсчетом запасов на 1.01.1974 г. Т. 5. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1974.

349. Черных А. Ф., Гринь И. А., Карасев Б. Н. Геологическая карта северо-западной части Рудного Алтая. Листы М-44-20-В, -32-А. Отчет Алейской поисково-съёмочной партии о работах, проведенных в 1968–1969 гг. Т. 1–3. АлтФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1970.

350. Шаров Г. Н. Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы. (Кемеровская и Новосибирская области, Алтайский край, Республика Алтай). Т. 8. АлтФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.

351. Шелехов В. П., Агеенко Н. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-44-7-Г. Отчет Салаирской партии о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000, проведенном в 1974 г. Т. 3. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1976.

352. Шишов А. И., Букиань Н. П., Фрейлих В. Б. Поиски и разведка подземных вод для водоснабжения Волчихинского группового водопровода. ЗапСибГУ. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1986.

353. Шокальский С. П., Гладких Л. А., Бутенко В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-44-10-В,Г и М-44-22-Б,В,Г (Северо-Западный Алтай). Отчет Едиганской партии по геологосъёмочным работам масштаба 1 : 50 000 в 1979–1983 гг. в Северо-Западном Алтае. Т. 1–4. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1984.

354. Шокальский С. П., Гладких Л. А., Бутенко В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Чарыш. Отчет Едиганской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1982–1987 гг. в северо-западной части Горного Алтая, листы М-44-23-В,Г; М-44-35-Б; М-44-36-А,Б. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1987.

355. Шокальский С. П., Гусев Н. И., Бабин Г. А. и др. Оценка потенциально ресурсных минерагенических зон аккреционно-коллизийных областей и областей активизации Урала, Сибири и Дальнего Востока. СПб., ВСЕГЕИ, 2010.

356. Щигрев А. Ф., Жевагин Д. А., Куропаткин Ю. В. Материалы к Государственным геологической и гидрогеологической картам СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение, гидрогеология и полезные ископаемые листа М-44-III. – Отчет Угловской партии по редакционно-увязочным работам 1962, 1965–1967 гг. – Новокузнецк, 1967.

357. Юров Л. М., Кужельный Н. М., Нечаева Е. К. и др. Материалы к Государственной геологической и гидрогеологической картам СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-44-IX. – Отчет Бородулихинской партии по геологосъёмочным работам 1962–1964 гг. АлтФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1965.

358. Якупов М. А., Кривчиков В. А., Карабицина Л. П. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Талицкого антиклинория Горного Алтая. Отчет Северо-Талицкой партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1986–1993 гг. в северо-западной части Горного Алтая. Новокузнецк, 1993. АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 15.

**Каталог полезных ископаемых и их прямых признаков,  
показанных на листе М-44 – Рубцовск Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Группа 1. ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Твердые горючие ископаемые</b>			
Уголь каменный			
П-4-28	ММ	Луговское, уч. Сухая Речка	[342]
П-4-33	ММ	Луговское, уч. Луговской	[342]
П-4-43	ММ	Приграничное, уч. Северо-Восточный	[342]
П-4-45	ММ	Приграничное, уч. Северный	[342]
І-4-114	П	Скв. 144-Г	[343]
І-4-116	П	Скв. 1-6	[343]
І-4-121	П	Скв. 138-Г	[343]
П-4-64	П	Центральный уч.	[342]
П-4-81	П	Южный уч.	[342]
Уголь бурый			
І-3-31	П	Скв. 113	[343]
І-4-47	П	Скв. 363г	[343]
П-4-23	П	Скв. 107у	[342]
П-4-27	П	Скв. 149у	[342]
Торф			
І-4-3	ММ	Турышев Переезд	[343]
І-3-4	ММ	Рыбалка II	[343]
І-3-5	МС	Соловьиха	[343]
І-3-13	ММ	Пьявочное	[343]
І-3-16	ММ	Ховрино	[343]
І-3-1	ММ	Зимник	[343]
І-3-26	МК	Степная Лабза	[343]
І-3-59	МК	Чернокоровниковское	[343]
І-3-89	МС	Безымянное	[343]



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-97	МК	Угловская Лабза	[343]
I-3-80	ММ	Конские Могилки	[343]
<b>Группа 2. МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Черные металлы</b>			
Ж е л е з о			
II-5-92	МК	Белорецкое	[342]
II-6-63	МС	Инское	[342]
II-6-42	ММ	Чесноковское	[342]
II-6-91	ММ	Коргонское	[342]
I-5-44	ММ	Харловское	[325]
I-5-2	П	Сурьинское	[325]
I-5-49	П	Кузнецовское	[325]
I-5-57	П	Новознаменское	[325]
I-5-67	П	Надеждинское	[325]
I-5-72	П	Без названия	[325]
I-5-112	П	Мельничная Грива	[325]
I-5-117	П	Саввушинское	[325]
I-5-121	П	Усть-Колыванское	[325]
I-5-138	П	Слюдинское	[325]
I-5-140	П	Ручьевская магнитная аномалия № 2	[325]
I-6-9	П	Крестьянское	[335]
I-6-16	П	Без названия	[335]
I-6-17	П	Без названия	[335]
II-3-30	П	Без названия	[342]
II-5-9	П	Эпицентр-II	[342]
II-5-98	П	Пономаревское	[342]
II-6-38	П	Кедровское	[342]
II-6-54	П	Без названия	[342]
II-6-56	П	Верх-Тулатинские проявления	[342]
II-6-72	П	Без названия	[342]
II-6-78	П	Королевское	[342]
II-6-80	П	Аномалия Горелого Коргона	[342]
II-6-85	П	Викторов Лог	[342]
II-6-86	П	Без названия	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-6-89	П	Кристалльные проявления	[342]
П-6-92	П	Коргончиковское	[342]
П-6-94	П	Руч. Поперечный	[342]
П-6-95	П	Без названия	[342]
П-6-97	П	Сибиряковское	[342]
I-5-1	ПМ	Ермилихинский	[325]
I-5-3	ПМ	Комиссаровский	[325]
I-5-4	ПМ	Комарихинский	[325]
I-5-9	ПМ	Среднекомарихинский	[325]
I-5-10	ПМ	Гора Форкус	[325]
I-5-11	ПМ	Ельцовский	[325]
I-5-13	ПМ	Берёзовский	[325]
I-6-50	ПМ	Без названия	[335]
<b>Марганец</b>			
I-5-95	П	Михайловское	[325]
I-5-105	П	Берёзовское	[325]
П-6-62	П	Татарское	[342]
I-4-30	ПМ	Без названия	[343]
I-5-78	ПМ	Скв. 505-г	[325]
П-6-69	ПМ	Руч. Снежный	[342]
<b>Хром</b>			
I-3-90	ПМ	Скв. 44	[343]
<b>Цветные металлы</b>			
<b>Медь</b>			
П-4-48	МК	Золотушинское	[342]
П-4-53	МС	Ново-Золотушинское	[342]
I-6-112	ММ	Старо-Чагырское	[335]
I-6-116	ММ	Новочагырское	[335]
П-4-13	ММ	Локтевское	[342]
П-4-39	ММ	Каменское	[342]
П-5-83	ММ	Масляное	[342]
I-4-33	П	Жерновское	[343]
I-4-43	П	Калининское	[343]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-44	П	Скв. 398г	[343]
I-4-63	П	Скв. 12	[343]
I-4-72	П	Склюихинское II	[343]
I-4-75	П	Матаевское	[343]
I-4-85	П	Скв. 180	[343]
I-5-35	П	Без названия	[325]
I-5-65	П	Усольцевское	[325]
I-5-89	П	Климовский рудник	[325]
I-5-94	П	Гарновское	[325]
I-5-96	П	Усть-Таловское	[325]
I-5-114	П	Саввушинское	[325]
I-5-136	П	Дмитриевские шахты	[325]
I-5-153	П	Старовоскресенское	[325]
I-6-25	П	Белоусовско-Грязнушенское-1	[335]
I-6-87	П	Залесовское-3	[335]
I-6-105	П	Полосухинское	[335]
I-6-122	П	Чагирский-Партийский	[335]
I-6-125	П	Усть-Тулатинское	[335]
I-6-131	П	Черемшанское	[335]
I-6-133	П	Харюзовское	[335]
II-3-20	П	Коростелевское 1	[342]
II-4-4	П	Северо-Никольское	[342]
II-4-11	П	Балдаковский прииск № 4	[342]
II-4-34	П	Александровское	[342]
II-4-40	П	Скв. 799	[342]
II-4-41	П	Николаевское	[342]
II-4-62	П	Голодаевское	[342]
II-4-65	П	Искровское	[342]
II-4-66	П	Северо-Самарское	[342]
II-4-89	П	Скв. 495	[342]
II-4-93	П	Третьяковский I	[342]
II-5-7	П	Коллекторское	[342]
II-5-8	П	Клеопинский рудник	[342]
II-5-14	П	Миловановское	[342]
II-5-25	П	Головинско-Локтевский прииск	[342]
II-5-33	П	Убиенный р-н	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-5-36	П	Головинско-Шангинский прииск 1	[342]
П-5-91	П	Коноваловский прииск № 2 (Сосновское)	[342]
П-5-112	П	Головинский-Чернокаменский прииск	[342]
П-5-124	П	Слюдянское № 2	[342]
П-6-18	П	Берёзовское	[342]
П-6-19	П	Ханхаринский прииск 1	[342]
П-6-34	П	Сердцевское-4	[342]
П-6-50	П	Ионыш-Берёзовское	[342]
І-3-20	ПМ	Скв. 7В	[343]
І-3-25	ПМ	Скв. 96	[343]
І-3-28	ПМ	Скв. 175	[343]
І-3-34	ПМ	Скв. 33Г	[343]
І-3-36	ПМ	Скв. 54	[343]
І-3-37	ПМ	Скв. 110-112	[343]
І-3-43	ПМ	Скв. 32В	[343]
І-3-45	ПМ	Скв. 16	[343]
І-3-57	ПМ	Шубинский уч., скв. 34	[343]
І-3-58	ПМ	Скв. 203, 204	[343]
І-3-63	ПМ	Шубинский уч., скв. 65	[343]
І-3-65	ПМ	Скв. 298	[343]
І-3-66	ПМ	Шубинский уч., скв. 45	[343]
І-3-68	ПМ	Новороссийский уч., скв. 45	[343]
І-3-71	ПМ	Новороссийский уч., скв. 137	[343]
І-3-72	ПМ	Новороссийский уч., скв. 213	[343]
І-3-75	ПМ	Скв. 9	[343]
І-3-76	ПМ	Скв. 106	[343]
І-3-77	ПМ	Скв. 155	[343]
І-3-82	ПМ	Скв. 240	[343]
І-4-7	ПМ	Скв. 42	[343]
І-4-22	ПМ	Скв. 79-Б	[343]
І-4-62	ПМ	Скв. 317-г	[343]
І-4-106	ПМ	Скв. 104г	[343]
І-5-19	ПМ	Скв. 638-г	[325]
І-5-48	ПМ	Скв. 735-г	[325]
І-6-19	ПМ	Толстухинское	[335]
І-6-22	ПМ	Без названия	[335]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-26	ПМ	Капралихинское	[335]
I-6-135	ПМ	Руч. Поперечный	[335]
II-3-3	ПМ	Кругловское	[342]
II-3-11	ПМ	Без названия	[342]
II-3-18	ПМ	Без названия	[342]
II-4-25	ПМ	Без названия	[342]
II-4-47	ПМ	Скв. 268 рс	[342]
II-4-69	ПМ	Вознесенский курган	[342]
II-4-96	ПМ	Дресвянский уч.	[342]
II-6-7	ПМ	Река В. Седлиха	[342]
II-6-15	ПМ	Гора Воструха	[342]
II-6-68	ПМ	Река Иня	[342]
II-6-71	ПМ	Без названия	[342]
II-6-84	ПМ	Река Коргон	[342]
С в и н е ц			
II-5-40	МК	Корбалихинское	[342]
I-4-57	МС	Захаровское	[343]
I-4-86	МС	Рубцовское	[343]
I-4-98	МС	Таловское	[343]
I-4-103	МС	Степное	[343]
II-4-85	МС	Юбилейное	[342]
II-5-45	МС	Среднее	[342]
II-5-79	МС	Лазурское	[342]
II-4-1	ММ	Тушканихинское	[342]
II-4-71	ММ	Гериховское	[342]
II-4-72	ММ	Западно-Титовское	[342]
II-4-76	ММ	Титовское	[342]
II-4-84	ММ	Южно-Титовское	[342]
II-5-100	ММ	Леонтьевское	[342]
II-5-93	ММ	Семеновское	[342]
I-3-39	П	Скв. 194	[343]
I-5-70	П	Ракитовский уч.	[325]
I-5-135	П	Хамутинское	[325]
I-6-137	П	Чалинское (Усолецевское 4)	[335]
II-4-6	П	Хлебниковское	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-4-8	П	Восточно-Майское	[342]
П-4-18	П	Ивановская сопка	[342]
П-4-36	П	Ремовское	[342]
П-4-37	П	Новенькое	[342]
П-4-55	П	Без названия	[342]
П-4-60	П	Успенское	[342]
П-4-95	П	Пасечное	[342]
П-5-31	П	Титовско-Харьковское	[342]
П-5-35	П	Давыдовское	[342]
П-5-89	П	Рязановское	[342]
П-5-94	П	Угловское	[342]
П-5-96	П	Толстиковское	[342]
П-5-113	П	Ключевское	[342]
П-5-116	П	Вершиноалейское	[342]
П-6-13	П	Зубовско-Инское 1	[342]
П-6-31	П	Барсуковское	[342]
П-6-44	П	Урманское	[342]
П-6-55	П	Избушечное	[342]
П-6-76	П	Епишинское	[342]
П-6-96	П	Без названия	[342]
І-3-21	ПМ	Скв. 75	[343]
І-3-23	ПМ	Западно-Перешеечное (скв. 77Г)	[343]
І-3-29	ПМ	Скв. 154	[343]
І-3-35	ПМ	Скв. 30В	[343]
І-3-51	ПМ	Шубинский уч., скв. 87	[343]
І-3-54	ПМ	Горькое (скв. 146А,14-А,149А)	[343]
І-3-74	ПМ	Шубинский уч., скв. 111	[343]
І-4-10	ПМ	Махановское (скв. 72)	[343]
І-4-48	ПМ	Скв. 1191	[343]
І-6-33	ПМ	Без названия	[335]
П-3-2	ПМ	Без названия	[342]
П-6-60	ПМ	Руч. Тихий	[342]
Ц и н к			
П-5-43	ММ	Стрижковское	[342]
П-5-62	ММ	Вересухинское	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-103	ММ	Семёновское	[342]
I-4-26	П	Скв. 1157 (Тюменский уч.)	[343]
I-4-34	П	Тюменское (скв. 952)	[343]
I-4-54	П	Южно-Бобковское (скв. 976)	[343]
I-4-55	П	Западно-Захаровское	[343]
I-4-60	П	Западно-Кизихинское (скв. 340)	[343]
I-4-71	П	Рождественское, скв. 4п	[343]
I-4-76	П	Восточно-Кизихинское (скв. 1136)	[343]
I-4-82	П	Склюихинское (скв. 473)	[343]
I-4-93	П	Северо-Западное	[343]
II-4-91	П	Скв. 1062	[342]
II-5-70	П	Комиссаровское	[342]
II-5-72	П	Плотниковский прииск	[342]
II-5-85	П	Гольцовское	[342]
II-5-105	П	Аргунихинское	[342]
II-5-109	П	Белоглинское	[342]
II-5-111	П	Таежное 1	[342]
I-3-32	ПМ	Скв. 12	[343]
I-3-33	ПМ	Скв. 88Г	[343]
I-4-92	ПМ	Скв. 15п	[343]
I-4-96	ПМ	Без названия	[343]
II-4-42	ПМ	Скв. 115у	[342]
II-4-44	ПМ	Скв. 988 с	[342]
II-6-47	ПМ	Река Мал. Тигирек	[342]
II-6-79	ПМ	Горелый Коргон уч.	[342]
<b>М о л и б д е н</b>			
I-5-104	П	Берёзовское	[325]
I-5-120	П	Искровское	[325]
II-5-1	П	Саввушинское	[342]
I-4-28	ПМ	Скв. 02	[343]
I-6-48	ПМ	Без названия	[335]
II-3-22	ПМ	Без названия	[342]
II-4-31	ПМ	Без названия	[342]
II-4-32	ПМ	Моховушинский	[342]
II-6-37	ПМ	Река Тулата	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
В о л ь ф р а м			
I-6-38	ММ	Казанцевское	[335]
I-6-43	ММ	Верх-Слюдянское	[335]
I-6-84	ММ	Мульчихинское	[335]
II-5-23	ММ	Кольванское	[342]
II-5-30	ММ	Новокольванское	[342]
II-5-42	ММ	Плитнинское	[342]
II-5-44	ММ	Кремлевское	[342]
II-5-108	ММ	Белорецкий Рудник	[342]
I-5-151	П	Малосуеткинское	[325]
I-5-166	П	Очаровательное I, II	[325]
I-5-169	П	Кольванское I, II	[325]
I-6-53	П	Сибирячонок уч.	[335]
I-6-59	П	Гора Шубная (группа проявлений)	[335]
I-6-127	П	Падь Гладкая	[335]
II-5-3	П	Шеелитовое	[342]
II-5-51	П	Вороновское–Северное	[342]
I-3-67	ПМ	Шубинский уч., скв. 50	[343]
I-4-11	ПМ	Аксеновское (скв. 66)	[343]
I-4-20	ПМ	Без названия	[343]
I-4-40	ПМ	Скв. 46	[343]
I-4-41	ПМ	Скв. 413-г	[343]
I-5-16	ПМ	Скв. 683-г, 684-г	[325]
I-5-22	ПМ	Без названия	[325]
I-5-132	ПМ	Без названия	[325]
I-6-10	ПМ	Скв. 8	[335]
I-6-27	ПМ	Без названия	[335]
I-6-34	ПМ	Без названия	[335]
I-6-45	ПМ	Без названия	[335]
I-6-56	ПМ	Без названия	[335]
I-6-78	ПМ	Без названия	[335]
I-6-91	ПМ	Гора Боровая	[335]
II-3-7	ПМ	Без названия	[342]
II-3-21	ПМ	Без названия	[342]
II-4-94	ПМ	Бондаревское	[342]



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-24	ПМ	Без названия	[342]
<b>О л о в о</b>			
I-5-168	П	Без названия	[325]
I-6-126	П	Хуторское	[335]
II-4-57	П	Первенец	[342]
I-5-126	ПМ	Без названия	[325]
I-6-42	ПМ	Куйбышевское № 2	[335]
<b>Р т у т ь</b>			
II-3-19	ПМ	Без названия	[342]
II-5-50	ПМ	Без названия	[342]
II-5-68	ПМ	Пункт Сухой Лог	[342]
II-5-75	ПМ	Кл. Банный	[342]
<b>Н и к е л ь</b>			
II-3-4	ПМ	Без названия	[342]
<b>К о б а л ь т</b>			
I-3-38	ПМ	Скв. 21В	[343]
I-4-23	ПМ	Покровское	[343]
I-5-61	ПМ	Без названия	[325]
I-5-82	ПМ	Без названия	[325]
<b>Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы</b>			
<b>Б е р и л л и й</b>			
II-6-70	ММ	Тигирекское	[342]
II-4-9	П	Алейское	[342]
II-6-23	П	Шангинское	[342]
I-6-41	ПМ	Без названия	[335]
I-6-132	ПМ	Река Тулата	[335]
II-6-75	ПМ	Верхне-Харьковское 2	[342]
<b>Т а н т а л и н и о б и й</b>			
II-5-47	ПМ	Средне-Рябиновское	[342]
II-6-52	ПМ	Река Быстрая	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Редкие земли</b>			
I-5-139	П	Жила Ренованца	[325]
I-5-144	П	Орбитовая сопка	[325]
I-5-145	П	Без названия	[325]
I-5-158	П	Без названия	[325]
I-5-167	П	Без названия	[325]
П-6-10	ПМ	Без названия	[342]
<b>Редкие земли россыпные</b>			
I-6-49	РМ	Река Гремучая	[335]
I-6-67	РМ	Руч. Колесников	[335]
I-6-68	РМ	Руч. Колесников (устье)	[335]
I-6-69	РМ	Кл. Широкий	[335]
I-6-81	РМ	Руч. Мутный	[335]
I-6-100	РМ	Река Крутиха	[335]
I-6-114	РМ	Река Бащелак	[335]
I-6-115	РМ	Руч. Кривой	[335]
I-6-117	РМ	Руч. Пучкин	[335]
I-6-123	РМ	Руч. Мокрый	[335]
<b>Благородные металлы</b>			
<b>Золото</b>			
П-5-61	МК	Змеиногорское	[342]
П-5-56	МС	Зареченское	[342]
I-5-32	ММ	Новофирсовское (Сурич 1)	[325]
I-5-73	ММ	Мурзинское 1	[325]
П-4-7	ММ	Майское	[342]
П-4-80	ММ	Крючковское	[342]
П-4-87	ММ	Сургугановское	[342]
П-5-48	ММ	Первое техногенное	[342]
П-5-49	ММ	Карамышевское-2	[342]
П-5-52	ММ	Петровское	[342]
П-5-54	ММ	Преображенское	[342]
I-5-24	П	Новофирсовское	[325]
I-5-26	П	Засурынское	[325]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-28	П	Игнашиха	[325]
I-5-40	П	Верблюжья	[325]
I-5-63	П	Каменный Колодец	[325]
I-5-66	П	Восточное	[325]
I-5-69	П	Мурзинское 2	[325]
I-5-71	П	Мурзинское 3	[325]
I-5-76	П	Кузнецовское	[325]
I-5-79	П	Маралихинское	[325]
I-5-85	П	Придорожное	[325]
I-5-86	П	Костинское	[325]
I-5-88	П	Курьинское	[325]
I-5-91	П	Без названия	[325]
I-5-98	П	Плотбищенское	[325]
I-5-100	П	Без названия	[325]
I-5-103	П	Без названия	[325]
I-5-109	П	Без названия	[325]
I-5-110	П	Суеткинское	[325]
I-5-111	П	Казачинское	[325]
I-5-150	П	Пупчихинское	[325]
I-5-161	П	Кольванская группа проявлений	[325]
I-6-20	П	Руч. Серёгин	[335]
I-6-30	П	Буяновско-Слюдянский прииск № 1	[335]
I-6-52	П	Уржумская жила	[335]
I-6-90	П	Усольцевско-Политовское	[335]
I-6-104	П	Засурьинское	[335]
I-6-110	П	Кисилевское	[335]
I-6-136	П	Кирилловское	[335]
II-3-5	П	Без названия	[342]
II-3-15	П	Без названия	[342]
II-4-88	П	Без названия	[342]
II-4-92	П	Без названия	[342]
II-5-5	П	Бобровниковский прииск	[342]
II-5-20	П	Ханхаринский прииск 3	[342]
II-5-77	П	Вяткинский прииск № 2	[342]
II-5-84	П	Слесарское	[342]
II-5-101	П	Гусино-Каменский прииск	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-5-102	П	Сусялковский прииск	[342]
П-5-115	П	Петровская площадь	[342]
П-6-11	П	Абинское	[342]
П-6-12	П	Ханхаринское	[342]
П-6-24	П	Река Теплая	[342]
П-6-93	П	Коргончиковский уч.	[342]
I-3-30	ПМ	Скв. 19	[343]
I-3-60	ПМ	Скв. 12	[343]
I-3-61	ПМ	Скв. 41	[343]
I-3-81	ПМ	Скв. 7	[343]
I-4-14	ПМ	Скв. 38	[343]
I-4-16	ПМ	Без названия	[343]
I-4-32	ПМ	Без названия	[343]
I-4-107	ПМ	Без названия	[343]
I-5-12	ПМ	Скв. с-9	[325]
I-5-14	ПМ	Скв. с-7	[325]
I-5-18	ПМ	Без названия	[325]
I-5-21	ПМ	Без названия	[325]
I-5-33	ПМ	Без названия	[325]
I-5-34	ПМ	Без названия	[325]
I-5-42	ПМ	Без названия	[325]
I-5-50	ПМ	Без названия	[325]
I-5-59	ПМ	Без названия	[325]
I-5-62	ПМ	Без названия	[325]
I-5-77	ПМ	Без названия	[325]
I-6-1	ПМ	Без названия	[335]
I-6-4	ПМ	Без названия	[335]
I-6-6	ПМ	с-2	[335]
I-6-12	ПМ	Жила Гигант	[335]
I-6-14	ПМ	Скв. 7	[335]
I-6-21	ПМ	Без названия	[335]
I-6-29	ПМ	Без названия	[335]
I-6-37	ПМ	Без названия	[335]
I-6-40	ПМ	Без названия	[335]
I-6-44	ПМ	Река Нижняя Калманка	[335]
I-6-47	ПМ	Без названия	[335]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-62	ПМ	Без названия	[335]
I-6-63	ПМ	Без названия	[335]
I-6-76	ПМ	Без названия	[335]
I-6-77	ПМ	Без названия	[335]
I-6-85	ПМ	Без названия	[335]
I-6-108	ПМ	Без названия	[335]
I-6-128	ПМ	Без названия	[335]
II-3-13	ПМ	Скв. 112	[342]
II-3-23	ПМ	Без названия	[342]
II-3-32	ПМ	Скв. 31, 32	[342]
II-3-34	ПМ	Скв. 33	[342]
II-3-36	ПМ	Скв. 43	[342]
II-3-37	ПМ	Скв. 35, 36	[342]
II-3-39	ПМ	Скв. 38	[342]
II-4-3	ПМ	Без названия	[342]
II-4-24	ПМ	Луговской	[342]
II-4-52	ПМ	Казарменский пункт № 1	[342]
II-5-119	ПМ	Матрешкинский	[342]
II-5-90	ПМ	Тупицинско-Старо-Алейский	[342]
II-5-107	ПМ	Губановский прииск № 1	[342]
II-5-110	ПМ	Сурья сопка	[342]
II-6-65	ПМ	Река Бол. Татарка	[342]
Золото россыпное			
I-6-98	РМ	Река Генералка	[335]
I-6-130	РМ	Река Боровлянка	[335]
I-6-138	РМ	Река Аба	[335]
II-5-55	РМ	Кл. Родники	[342]
II-5-57	РМ	Склоновое	[342]
II-5-59	РМ	Река Змеевка	[342]
II-5-64	РМ	Змеевское	[342]
II-6-1	РМ	Река Аба (верховья)	[342]
II-6-64	РМ	Река Татарка	[342]
I-4-35	РП	Без названия	[343]
I-4-91	РП	Скв. 134	[343]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Серебро</b>			
II-5-46	ММ	Черепановское	[342]
I-4-45	П	Скв. 3561-к	[343]
I-4-64	П	Скв. 481	[343]
I-4-67	П	Скв. 3410-к	[343]
I-4-77	П	Скв. 799	[343]
I-4-83	П	Скв. 8п	[343]
I-5-45	П	Камышевское	[325]
I-5-97	П	Головинско-Чарышский прииск № 4	[325]
I-4-123	П	Скв. Н-481г	[343]
I-5-101	П	Скв. Н-147	[325]
I-5-108	П	Без названия	[325]
I-5-143	П	Без названия	[325]
II-5-38	П	Мыльниковское	[342]
II-5-41	П	Фроловский прииск	[342]
I-3-87	ПМ	Южно-Долинское (скв. 235)	[343]
I-4-19	ПМ	Скв. Н-645	[343]
I-4-27	ПМ	Скв. 4740	[343]
I-4-31	ПМ	Скв. 95-Б	[343]
I-4-37	ПМ	Скв. 1251к	[343]
I-4-50	ПМ	Скв. 1330-к	[343]
I-4-51	ПМ	Скв. 1030-к	[343]
I-4-59	ПМ	Скв. Н-697	[343]
I-4-61	ПМ	Скв. 299	[343]
I-4-94	ПМ	Скв. 467	[343]
I-4-126	ПМ	Скв. Н-51	[343]
I-5-20	ПМ	Скв. 645-г	[325]
I-5-29	ПМ	Без названия	[325]
I-5-36	ПМ	Скв. 701-г	[325]
I-5-37	ПМ	Скв. 132	[325]
I-5-39	ПМ	Без названия	[325]
I-5-74	ПМ	Без названия	[325]
I-5-87	ПМ	Скв. 524-г	[325]
I-5-163	ПМ	Без названия	[325]
II-4-10	ПМ	Без названия	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-4-29	ПМ	Рудопроявления Гуляевского и Черновского (Гилевского) приисков	[342]
П-4-70	ПМ	Без названия	[342]
П-4-90	ПМ	Без названия	[342]
П-5-122	ПМ	Без названия	[342]
П-5-123	ПМ	Без названия	[342]
П-6-29	ПМ	Река Белая	[342]
П-6-58	ПМ	Без названия	[342]
П-6-81	ПМ	Без названия	[342]
П-6-98	ПМ	Гора Становой Хребет	[342]
<b>Радиоактивные элементы</b>			
У р а н			
I-2-10	ММ	Михайловское	[48]
I-3-46	П	Проявление 65	[343]
I-3-50	П	Знамя Коммунизма	[343]
I-3-55	П	Скв. 13	[343]
I-4-12	П	Ивашинское	[343]
I-4-15	П	Искристое	[343]
I-4-42	П	Бобковское северное	[343]
I-4-49	П	Бобковское 2	[343]
I-4-53	П	Лебяжье	[343]
I-4-56	П	Островное	[343]
I-4-87	П	Потеряевское	[343]
I-4-99	П	Таловское	[343]
I-5-123	П	Саввушинское	[325]
П-6-40	П	Черновореченское	[342]
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Оптические материалы</b>			
Кварц оптический и пьезоэлектрический			
I-5-154	П	Без названия	[325]
I-5-155	П	Без названия	[325]
I-5-164	П	Секисовское	[325]
П-6-74	П	Гора Палати	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Химическое сырье</b>			
<b>Ф л ю о р и т</b>			
I-5-27	П	Без названия	[325]
I-5-41	П	Без названия	[325]
I-5-128	П	Без названия	[325]
I-5-129	П	Ручьевское	[325]
<b>Б а р и т</b>			
I-5-118	П	Баритовая жила № 2	[325]
П-6-46	П	Баритовое	[342]
I-4-18	ПМ	Скв. 86-Б	[343]
I-4-73	ПМ	Скв. 141-А	[343]
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>			
<b>Глины огнеупорные и керамические</b>			
I-4-122	МС	Самарское (Рубцовское)	[343]
I-4-38	ММ	Мамонтовское	[343]
I-4-66	ММ	Склюихинское I	[343]
I-4-68	ММ	Новосклюихинское	[343]
I-4-104	ММ	Варшавское	[343]
I-5-5	ММ	Николаевское	[325]
I-5-55	ММ	Кузнецовское	[325]
I-5-84	ММ	Ивановское	[325]
П-4-59	ММ	Южно-Успенское	[342]
I-3-56	П	Скв. 1	[343]
I-3-64	П	Скв. 2	[343]
I-3-70	П	Скв. 19	[343]
I-3-84	П	Бол. Шелковское, скв. 9	[343]
I-3-86	П	Скв. 41	[343]
I-3-100	П	Скв. 16	[343]
I-4-46	П	Кузнецкое	[343]
I-4-58	П	Южно-Кузнецовское	[343]
I-4-70	П	Троинское	[343]
I-4-90	П	Без названия	[343]
I-4-119	П	Шестаковское	[343]
П-3-28	П	Тас-Соровское	[342]
П-4-74	П	Гериховское	[342]



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>К в а р ц</b>			
I-6-11	МК	Жила Гигант	[335]
II-5-10	ММ	Без названия	[342]
I-5-134	П	Без названия	[325]
II-3-27	П	Без названия	[342]
II-4-17	П	Абрамовское	[342]
II-4-63	П	Ждановское	[342]
<b>Г л и н и с т ы е с л а н ц ы к е р а м з и т о в ы е</b>			
I-5-90	МК	Калиновское	[325]
I-6-70	ММ	Маралихинское	[335]
<b>Г о р н о т е х н и ч е с к о е с ы р ь е</b>			
<b>М у с к о в и т</b>			
I-5-157	П	Гора Очаровательная	[325]
<b>Д р а г о ц е н н ы е и п о д е л о ч н ы е к а м н и</b>			
<b>Я ш м ы</b>			
II-5-74	МК	Луговское	[342]
II-5-81	МК	Ревневское	[342]
II-5-86	МК	Гольцовское	[342]
II-6-77	ММ	Коргонские Яшмы	[342]
I-5-17	П	Без названия	[325]
I-5-30	П	Молчанихинское	[325]
I-6-99	П	Теремок	[335]
I-6-103	П	Без названия	[335]
I-6-129	П	Чарышская каменоломня	[335]
I-6-134	П	Чарышское	[335]
II-4-12	П	Алейское-2	[342]
II-4-14	П	Алейское-1	[342]
II-4-15	П	Устьянское-4	[342]
II-4-21	П	Устьянское	[342]
II-4-26	П	Устьянское-2	[342]
II-4-68	П	Золотухинское-3	[342]
II-5-6	П	Кольванское	[342]
II-5-106	П	Старокаменское-1	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Роговики</b>			
П-5-39	ММ	Осиновское	[342]
I-5-142	П	Солдаткинское	[325]
П-6-39	П	Сентелекское-3	[342]
<b>Порфиры, фельзит-порфиры и другие поделочные камни</b>			
I-5-81	П	Маралихинское	[325]
П-4-35	П	Без названия	[342]
П-4-38	П	Интернациональное	[342]
П-4-46	П	Староалейское-1	[342]
П-4-78	П	Екатерининское-1	[342]
П-4-97	П	Без названия	[342]
П-5-117	П	Верх-Алейское-2	[342]
П-6-16	П	Берёзовское	[342]
П-6-26	П	Майорское	[342]
П-6-33	П	Сентелекское	[342]
П-6-36	П	Столбовское	[342]
П-6-61	П	Без названия	[342]
П-6-88	П	Без названия	[342]
<b>Пещерный оникс</b>			
I-6-140	П	Чинетинское	[335]
<b>Вторичные кварциты</b>			
I-6-124	П	Быстринское	[335]
<b>Строительные материалы</b>			
<b>Магматические породы</b>			
<b>Кислые интрузивные породы</b>			
I-4-115	МК	Петроградское	[343]
I-4-120	МК	Рассыпухинское	[343]
I-5-31	МК	Новофирсовское	[325]
I-5-106	МК	Казачинское	[325]
I-5-116	МК	Суеткинское	[325]
I-5-124	МК	Харюзовское	[325]
I-5-130	МК	Сидоровское	[325]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-137	МК	Сопка Острая	[325]
I-5-141	МК	Слюдинское	[325]
I-5-147	МК	Берёзовое	[325]
I-5-160	МК	Саввушинское	[325]
I-5-165	МК	Кольванское	[325]
II-4-19	МК	Ремовское	[342]
II-4-22	МК	Павловский карьер	[342]
II-4-77	МК	Горы Шишаевой	[342]
II-5-13	МК	Кольванское (Восточный уч.)	[342]
I-4-97	МС	Назаровское	[343]
I-5-125	МС	Харюзовское	[325]
II-4-5	МС	Веселоярское	[342]
II-4-16	МС	Устьянское	[342]
II-4-20	МС	Устьянский карьер	[342]
II-4-67	МС	Кучеровское	[342]
II-5-11	МС	Кольванское	[342]
II-5-69	МС	Лифляндский карьер	[342]
I-4-69	ММ	Без названия	[343]
I-4-80	ММ	Калиновское	[343]
I-4-95	ММ	Без названия	[343]
I-4-100	ММ	Кизихинское	[343]
I-4-105	ММ	Сизовское	[343]
I-4-110	ММ	Поповское	[343]
I-4-111	ММ	Шестаковское	[343]
I-4-117	ММ	Без названия	[343]
I-4-125	ММ	Ново-Матвеевское	[343]
I-5-149	ММ	Беловское	[325]
I-5-152	ММ	Малосуеткинское	[325]
I-6-39	ММ	Осиновский карьер	[335]
I-6-60	ММ	Гора Гремучая	[335]
I-6-66	ММ	Гора Избище	[335]
I-6-74	ММ	Без названия	[335]
I-6-75	ММ	Без названия	[335]
I-6-95	ММ	Башчелакское	[335]
I-6-101	ММ	Без названия	[335]
II-4-50	ММ	Масальское 2	[342]
II-4-54	ММ	Масальское	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-4-58	ММ	Староалейский краьер	[342]
П-5-4	ММ	Верхнесекисовское	[342]
П-5-19	ММ	Лагутское	[342]
П-5-34	ММ	Каменское (Рассыпушинское)	[342]
П-5-58	ММ	Карамышевское	[342]
П-5-66	ММ	Солоновский карьер	[342]
П-5-73	ММ	Карьер на 12 км	[342]
П-5-82	ММ	Мало-Аmeliхинское	[342]
П-5-87	ММ	Гора Становой	[342]
П-5-120	ММ	Светлые Зори	[342]
П-5-125	ММ	Гора Поручикова	[342]
П-6-5	ММ	Берёзовское, уч. 1, 2	[342]
П-6-32	ММ	Чарышское	[342]
П-6-45	ММ	Без названия	[342]
П-6-59	ММ	Сергеевский массив	[342]
П-6-82	ММ	Без названия	[342]
Средние интрузивные породы			
I-5-102	МК	Усть-Беловское	[325]
П-4-30	МС	Гилевское	[342]
I-6-18	ММ	Миронов Лог	[335]
I-6-24	ММ	Слюдянское	[335]
П-6-22	ММ	Без названия	[342]
Основные интрузивные породы			
I-5-58	МС	Аверинское	[325]
I-6-3	ММ	Огневско-Михайловское	[335]
I-6-55	ММ	Маральи-Рожковское	[335]
П-5-63	ММ	Берёзовское	[342]
П-5-104	МК	Милое (Старо-Алейский-3)	[342]
П-5-114	ММ	Каменское	[342]
П-5-118	ММ	Верх-Алейское	[342]
П-5-121	ММ	Слизунное	[342]
П-6-48	ММ	Кордоновое	[342]
П-6-51	ММ	Западно-Ионышское	[342]
П-6-83	ММ	Без названия	[342]
П-6-90	ММ	Без названия	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Кислые и средние эффузивные породы</b>			
I-4-74	МС	Склюихинское I	[343]
II-4-49	МС	Неверовский карьер	[342]
II-4-61	МС	Успенский карьер	[342]
II-5-18	ММ	Миловановское	[342]
II-6-53	ММ	Гора Центральная	[342]
II-6-57	ММ	Гора Берёзовая	[342]
II-6-87	ММ	Без названия	[342]
<b>Метаморфические породы</b>			
I-6-106	ММ	Щебнюхинское	[335]
I-6-113	ММ	Сваловское	[335]
<b>Песчаник</b>			
I-5-25	МК	Сверковское	[325]
I-5-46	МК	Краснознаменское	[325]
I-5-56	МК	Трусовское	[325]
I-5-60	МК	Мурзинское	[325]
I-5-93	МК	Добриновское	[325]
I-5-99	МК	Половинное	[325]
I-5-113	МК	Белокаменское	[325]
I-6-5	МС	Антоньевское	[335]
I-6-2	ММ	Ново-Бурановское	[335]
I-6-7	ММ	Ново-Калманское	[335]
I-6-58	ММ	Новошипунское 2	[335]
I-6-71	ММ	Новошипунское 1	[335]
I-6-82	ММ	Лопаринское	[335]
<b>Карбонатные породы</b>			
<b>Мраморы</b>			
II-5-17	МК	Беловское	[342]
I-5-146	МС	Без названия	[325]
I-5-162	МС	Воскресенское	[325]
I-5-80	ММ	Маралихинское	[325]
I-6-109	ММ	Усть-Пустыньское	[335]
II-6-9	ММ	Чинетинское	[342]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-120	П	Крутое	[335]
П-4-83	П	Крючковское	[342]
П-5-15	П	Бугрышихинское	[342]
П-5-27	П	Провал	[342]
П-5-28	П	Синюшинское	[342]
П-5-29	П	Ханхаринское	[342]
П-5-37	П	Плитнинское	[342]
П-5-60	П	Корбалихинское	[342]
П-5-65	П	Мельничные Горы	[342]
П-5-71	П	Беловское-1, 2	[342]
П-5-76	П	Луговское	[342]
П-5-78	П	Боровлянское	[342]
П-6-8	П	Тулатинское	[342]
П-6-14	П	Светлочелинское	[342]
П-6-20	П	Яровское	[342]
П-6-27	П	Зазубренское	[342]
П-6-28	П	Сердцевское	[342]
П-6-30	П	Сентелекское	[342]
П-6-41	П	Тигирецкое	[342]
П-6-43	П	Чесноковское	[342]
<b>Известняки</b>			
I-5-107	МК	Усть-Таловское	[325]
I-5-115	МК	Усть-Кольванское	[325]
I-5-119	МК	Мельничное	[325]
I-5-127	МК	Ручьевское	[325]
I-5-156	МК	Каменское	[325]
П-4-79	МК	Неверовское	[342]
I-5-122	МС	Локтевское	[325]
I-5-131	МС	Ручьевский карьер	[325]
I-5-133	МС	Берёзовское	[325]
I-5-148	МС	Вострушинское	[325]
I-5-159	МС	Болдачихинское	[325]
П-5-97	МС	Белорецкое (Поломонихинское)	[342]
I-4-21	ММ	Покровское	[343]
I-5-68	ММ	Курынское	[325]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-15	ММ	Сергинское	[335]
I-6-28	ММ	Татарское № 1	[335]
I-6-32	ММ	Татарское № 2	[335]
I-6-36	ММ	Стартаковское	[335]
I-6-54	ММ	Сибиряченское	[335]
I-6-57	ММ	Каменушинское	[335]
I-6-64	ММ	Выдрихинское	[335]
I-6-73	ММ	Без названия	[335]
I-6-118	ММ	Горный Ключ	[335]
I-6-121	ММ	Усть-Чагырское	[335]
I-6-139	ММ	Кумы	[335]
II-5-2	ММ	Каменское	[342]
II-5-16	ММ	Локтевское	[342]
II-5-21	ММ	Орловское	[342]
II-5-26	ММ	Кольванское (Черепанихинское)	[342]
II-5-32	ММ	Елагинский карьер	[342]
II-5-53	ММ	Поперечное	[342]
II-5-67	ММ	Большое Чесноковское	[342]
II-5-80	ММ	Аmeliхинское	[342]
II-5-99	ММ	Баталихинское	[342]
II-6-2	ММ	Карповское	[342]
II-6-3	ММ	Комендантское	[342]
II-6-4	ММ	Без названия	[342]
II-6-17	ММ	Без названия	[342]
II-6-21	ММ	Без названия	[342]
II-6-25	ММ	Без названия	[342]
II-6-49	ММ	Инское	[342]
II-6-66	ММ	Река Иня	[342]
<b>Глинистые породы</b>			
Глины и суглинки кирпичные			
I-5-8	МС	Калмыцкое	[325]
I-5-52	МС	Мамонтовское	[325]
I-5-54	МС	Краснощековское 2	[325]
II-4-73	МС	Самарское	[342]
I-3-8	ММ	Усть-Волчихинское	[343]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-11	ММ	Партизанское (Бор-Форпоставское)	[343]
I-3-101	ММ	Угловское-2	[343]
I-4-25	ММ	Зерносовхозное	[343]
I-4-36	ММ	Район с. Бобкова	[343]
I-4-124	ММ	Казанский участок	[343]
I-5-7	ММ	Николаевское	[325]
I-5-15	ММ	Краснопутское	[325]
I-5-23	ММ	Берёзовское	[325]
I-5-38	ММ	Трусовское	[325]
I-5-47	ММ	Краснощековское I	[325]
I-5-53	ММ	Харловское	[325]
I-5-83	ММ	Ивановское	[325]
II-3-33	ММ	Участок Южный I	[342]
II-3-35	ММ	Калининский уч.	[342]
<b>Г ли н ы к и р п и ч н ы е</b>			
I-4-65	МК	Рубцовское IV	[343]
I-4-4	МС	Вавилонское	[343]
I-4-78	МС	Рубцовское III	[343]
<b>Обломочные породы</b>			
<b>Г р а в и й н о - г а л е ч н ы й м а т е р и а л</b>			
I-5-43	МК	Карповское	[325]
I-5-6	ММ	Калмыцкое	[325]
<b>Щ е б е н ь</b>			
I-4-29	ММ	Без названия	[343]
I-4-109	ММ	Без названия	[343]
I-4-112	ММ	Без названия	[343]
I-6-8	ММ	Без названия	[335]
I-6-13	ММ	Без названия	[335]
I-6-23	ММ	Огневское	[335]
I-6-31	ММ	Слюдянский карьер	[335]
I-6-35	ММ	Слюдяно-Осиновский карьер	[335]
I-6-46	ММ	Без названия	[335]
I-6-51	ММ	Мало-Маралихинское	[335]
I-6-61	ММ	Без названия	[335]



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-65	ММ	Без названия	[335]
I-6-72	ММ	Без названия	[335]
I-6-79	ММ	Без названия	[335]
I-6-80	ММ	Без названия	[335]
I-6-83	ММ	Без названия	[335]
I-6-86	ММ	Без названия	[335]
I-6-88	ММ	Без названия	[335]
I-6-89	ММ	Без названия	[335]
I-6-92	ММ	Без названия	[335]
I-6-93	ММ	Без названия	[335]
I-6-94	ММ	Без названия	[335]
I-6-96	ММ	Без названия	[335]
I-6-97	ММ	Без названия	[335]
I-6-107	ММ	Без названия	[335]
I-6-111	ММ	Без названия	[335]
I-6-119	ММ	Без названия	[335]
II-6-6	ММ	Берёзовское	[342]
<b>Песок строительный</b>			
I-4-79	МК	Рубцовское (восточнее г. Рубцовск)	[343]
I-4-102	МК	Половинкинское 1	[343]
I-4-89	ММ	Чайкинское	[343]
I-5-64	ММ	Курынское 1	[325]
I-5-75	ММ	Курынское 2	[325]
I-5-92	ММ	Усть-Таловское	[325]
II-3-29	ММ	3 км СЗ пос. Лаптев Лог	[342]
<b>Песок формовочный</b>			
I-3-27	ММ	Кормихинское	[343]
I-4-17	ММ	Озерное	[343]
<b>Прочие ископаемые</b>			
<b>Г и п с</b>			
I-4-101	ММ	Рубцовское месторождение (Тайгинский участок)	[343]
I-5-51	ММ	Кузнецовское	[325]
I-3-94	П	Скв. 2	[343]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-39	П	Нижне-Кизихинское	[343]
I-4-81	П	Сухой Лог	[343]
I-4-88	П	Проявление № 7	[343]
I-4-118	П	Верховья р. Поповка	[343]
П-3-12	П	Скв. 3	[342]
П-3-31	П	Саламанденовское	[342]
П-4-2	П	Устьянское	[342]
К в а р ц и т ы			
П-5-88	ММ	Белоречитов-2 (Северная жила)	[342]
П-5-95	ММ	Белоречитов-1 (Белорецкое)	[342]
П-6-73	ММ	Кл. Хмурый	[342]
I-6-102	П	Пустыньское	[335]
П-4-75	П	Золотухинское-1	[342]
П-5-12	П	Кольванское	[342]
П-6-35	П	Сентелекское	[342]
П-6-67	П	Без названия	[342]
С ы р ь е д л я к а м е н н о г о л и т ь я			
П-4-51	МК	Кировское	[342]
П-4-82	ММ	Раздольнинское	[342]
Г л и н ы к р а с о ч н ы е и д р у г и е м и н е р а л ь н ы е к р а с к и			
I-4-108	П	Поповское	[343]
С а п р о п е л ь			
I-3-19	МС	Оз. Белое	[343]
I-3-24	МС	Оз. Валовое	[343]
I-3-48	МС	Оз. Нагибино	[343]
I-3-62	МС	Оз. Чернокоровниково	[343]
I-3-73	МС	Оз. Рыбальное	[343]
I-3-79	МС	Оз. Кузнецово	[343]
I-3-83	МС	Оз. Мухино	[343]
I-3-98	МС	Оз. Ляпухина	[343]
П-3-25	МС	Оз. Зяблое	[342]
I-3-9	ММ	Без названия	[343]
I-3-10	ММ	Без названия	[343]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-14	ММ	Оз. Топкое	[343]
I-3-17	ММ	Оз. Чайчы	[343]
I-3-40	ММ	Оз. Ракиты	[343]
I-3-41	ММ	Оз. Беленькое	[343]
I-3-69	ММ	Оз. Степное	[343]
I-3-88	ММ	Оз. Коростелёвское	[343]
I-4-6	ММ	Оз. Кочнево, м-е озерных сапропелей	[343]
I-4-13	ММ	Оз. Вылково	[343]
II-3-14	П	Оз. Горбуново	[342]
II-3-17	П	Оз. Байдулейкино	[342]
<b>СОЛИ</b>			
Соли натриевые			
I-2-8	ММ	Оз. Кочковатое	[48]
I-3-92	П	Оз. Каратал	[343]
I-3-95	П	Оз. Горькое (Куйбышевское)	[343]
I-3-102	П	Оз. Сумное	[343]
II-3-6	П	Оз. Заливное, уч. Чикуновский	[342]
II-3-10	П	Оз. Балансор, уч. Чикуновский	[342]
С о д а			
I-2-6	ММ	Михайловское	[48]
I-3-47	ММ	Оз. Селитренное	[343]
I-3-44	П	Оз. Пресное	[343]
I-3-49	П	Оз. Люськино	[343]
I-3-52	П	Оз. Горькое	[343]
II-3-16	П	Оз. Коростелёвское, уч. Чикуновский	[342]
II-3-24	П	Оз. Шепино	[342]
С о л и с м е ш а н н о г о с о с т а в а			
I-2-7	ММ	Оз. Малиновое	[48]
I-3-12	П	Оз. Бычье	[343]
I-3-15	П	Оз. Бычье, восточная часть	[343]
I-3-18	П	Оз. Горькое	[343]
I-3-22	П	Оз. Валовое	[343]
I-3-53	П	Оз. Кривое	[343]
I-3-91	П	Оз. Шуба	[343]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-93	П	Оз. Горчина	[343]
П-3-1	П	Оз. Ляпуниха, уч. Угловский	[342]
П-3-8	П	Оз. Солёное, уч. Восточно-Чикунровский	[342]
П-3-9	П	Оз. Сербай, уч. Чикунровский	[342]
П-3-26	П	Оз. Горькое, уч. Топольный	[342]
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ</b>			
<b>Минеральные лечебные воды</b>			
П-4-86	П	Юбилейное	[342]
<b>Подземные воды (Водозабор)</b>			
П-3-38	ММ	Топольное	[342]
П-4-56	ММ	Староалейское	[342]
I-2-5	П	Водозабор с. Михайловское	[48]
I-3-96	П	Водозабор с. Угловское	[343]
I-4-1	П	Водозабор ОАО «Поспелихинское РТП»	[343]
I-4-2	П	Водозабор СПК «Родина»	[343]
I-4-5	П	Водозабор МУП «Тепловые сети» Поспелихинского района	[343]
I-4-8	П	Водозабор СПК «Поспелихинский», с. Поспелихинское	[343]
I-4-9	П	Водозабор СПК «Поспелихинский», с. Большевик	[343]
I-4-24	П	Водозабор с. Первомайское	[343]
I-4-84	П	Водозабор ОАО «Алтайэнерго», подстанция «Южная» Западных ЭС	[343]
<b>Питьевые воды пресные</b>			
I-2-9	МС	Михайловское-1	[48]
I-3-7	МС	Сростинское	[343]
I-3-2	ММ	Верхневолчихинское	[343]
I-3-3	ММ	Волчихинское, уч. Усть-Волчихинский	[343]
I-3-6	ММ	Волчихинское, уч. Боровой Форпост	[343]
I-3-85	ММ	Великооктябрьское	[343]
I-4-52	ММ	Куйбышевское	[343]
I-4-113	ММ	Самарское	[343]
<b>Питьевые воды слабосоленоватые</b>			
I-2-1	МС	Николаевское	[48]
I-2-11	МС	Алексеевское	[48]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-2	ММ	Бастанское	[48]
I-2-3	ММ	Ракитовское	[48]
I-2-4	ММ	Михайловское	[48]
I-3-78	ММ	Озерно-Кузнецовское	[343]
I-3-99	ММ	Угловское	[343]
<b>Лечебные грязи</b>			
I-3-42	ММ	Оз. Горько-Перешеечное, уч. Западный	[343]

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений листа М-44

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий*			ΣА+В +С	Прогнозные ресурсы апробированные*			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				А	В	С <sub>1</sub>		С <sub>2</sub>	Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>			
<b>Западно-Калбинская золоторудная позднедевонско-раннепермская минералогическая зона (1 Au/D<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>)</b>													
1	Топольный прогнозируемый золоторудный узел (1.0.1 Au)	Золото	353	-	-	-	-	-	-	59	-	59	0,17
<b>Иргышская золото-меднорудная раннедевонско-раннепермская минералогическая зона (3 Cu,Au/D<sub>1</sub>-P<sub>1</sub>)</b>													
2	Балансорский прогнозируемый золоторудный узел (3.0.1 Au)	Золото	404	-	-	-	-	-	-	16	-	16	0,04
<b>Рудно-Алтайская бериллий-лигитидержащая золото-серебряно-полиметаллическая ранне-позднедевонская минералогическая зона (4 Zn,Pb,Cu,Ag,Au/D<sub>1-3</sub>)</b>													
<b>Рубцовский золото-серебряно-полиметаллический рудный район (4.1 Zn,Pb,Cu,Ag,Au)</b>													
3	Рубцовско-Захаровский полиметаллический рудный узел (4.1.1 Zn,Pb,Cu)	Цинк Свинец Медь	127,2	-	454,2	48,9	503,1	261	284	40	-	1088,1	8,6 4,25 2,4

\*Уголь каменный, железные руды – млн т; медь, свинец, цинк, сода, лечебные грязи, глины огнеупорные – тыс. т; золото, серебро, уран – т.

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категории *				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы апробированные*			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>			
		Золото Серебро		- -	2,64 419,5	0,30 46,4	2,96 465,9	0,4 55	4,9 601	0,26 52	- -	8,52 1173,9	0,07 9,2	
4	Таловский полиметаллический рудный узел (4.1.2 Zn,Pb,Cu)	Цинк Свинец Медь Золото Серебро	80,4	- - - - -	552,8 274 88,9 0,66 87,4	143,4 68,0 24,8 2,21 202,9	696,2 342 113,7 2,87 290,3	- - - - -	- - - - -	- - - - -	- - - - -	696,2 342 113,7 2,87 290,3	8,7 4,3 1,4 0,04 3,6	
5	Северо-Рубцовский прогнозируемый полиметаллический рудный узел (4.1.3 Zn,Pb,Cu)	Цинк Свинец Медь	237	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	418,6 208,6 61,5	1,8 0,9 0,3	
6	Егорьевский прогнозируемый полиметаллический рудный узел (4.1.4 Zn,Pb,Cu)	Цинк Свинец Медь	273,4	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	450 200 65	1,6 0,7 0,2	
7	Прогнозируемые рудные поля вне рудных узлов (Центрально-Рубцовское, Тюменское, Восточно-Кизинское, Западно-Титовское, Краснореченское и др.)	Цинк Свинец Медь		- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	1395,3 650,6 316	20 109 11 216 2829	- - -	21 504,3 11 666,6 3145		

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категории *				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы апробированные*			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)	
				A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>				
<b>Золотушинский золото-серебряно-полиметаллический рудный район (4.2 Zn,Pb,Cu,Ag,Au)</b>															
8	Рудное поле месторождения Юбилейное, Раздольнинско-Титовско-Гериховская перспективная площадь	Цинк Свинец Медь Золото Серебро		-	-	323 85,8 58,2 0,654 262,5	66,9 15 9,7 0,05 194,9	389,9 100,8 67,9 0,659 457,4	-	-	-	2060 539 343 - -	2449,9 639,8 410,9 0,659 457,4		
<b>Змеиногорский золото-серебряно-полиметаллический рудный район (4.3 Zn,Pb,Cu,Ag,Au)</b>															
9	Майско-Змеиногорско-Семёновская золото-серебряно-полиметаллическая рудная зона (4.3.1 Zn,Pb,Cu,Ag,Au)	Цинк Свинец Медь Золото Серебро	462	-	-	462,9 267,8 59,2 27,8 638,4	297,9 127,2 25 18,2 232,6	760,8 395 84,2 46 871	70 30 5 13 244	748,1 352,5 60,5 12,3 753	11 590 3406,1 703,8 17,9 1035	- - - - -	13 168,9 4183,6 853,5 89,2 2903	28,5 9,1 1,9 0,2 6,3	
10	Корбалхинско-Лаурская золото-серебряно-полиметаллическая рудная зона (4.3.2 Zn,Pb,Cu,Ag,Au)	Цинк Свинец Медь Золото Серебро	157	-	-	2273,7 466,4 338,1 8,1 1258,5	129,5 31,4 22 0,53 101,5	2403,2 497,8 360,1 8,63 1360	380 150 44 9,7 295	160 100 45 50 0	9104 642 566 14,1 610	- - - - -	12 047,2 1389,8 1015,1 82,43 2265	76,7 8,9 6,5 0,5 14,4	



№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категории *				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы апробированные*			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>			
11	Вершино-Алейский прогнозируемый золоторудный узел (4.3.3 Au)	Золото	187	-	-	-	-	-	-	-	55	-	55	0,3
<i>Рудные узлы вне рудных районов</i>														
12	Устьинский литиево-бериллиево-рудинный узел (4.0.1 Be, Li/D <sub>3</sub> )	Бериллий Литий	949	-	-	-	-	-	2,26	23	-	-	25,26	0,03
13	Мишино-Михайловский прогнозируемый редкометалльно-золоторудный узел (4.0.5 Au, W, Mo/C <sub>1</sub> )	Золото Серебро	66	-	-	-	-	-	15,6	160	-	-	175,6	0,19
<i>Салаиро-Алтайская ртутно-серебряно-золото-полиметаллическая минералогическая область (5 Pb, Zn, Au, Ag, Hg/D<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>)</i>														
<i>Чарышский полиметалльно-серебряно-золоторудный район (5.1 Au, Ag, Pb, Zn, Cu)</i>														
14	Новофирсовский золоторудный узел (5.1.1 Au)	Золото	832	-	0,323	1,991	2,314	10,1	78,9	45	-	-	136,3	0,16
15	Мурзинский золоторудный узел (5.1.2 Au)	Золото	196	-	-	3,1	3,1	10	3,5	-	-	-	16,6	0,08

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категории *				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы апробированные*			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>			
16	Суеткинский свинцово-серебряно-золоторудный узел (5.1.3. Au,Ag,Pb)	Золото	1094	-	-	-	-	-	-	-	66	-	66	0,06
17	Чагырский полиметалльно-золоторудный узел (5.1.4 Au,Cu,Pb)	Золото	195	-	-	-	-	-	-	-	12	-	12	0,06
18	Тулагинский прогнозируемый серебряно-золоторудный узел (5.1.5 Au,Ag)	Золото	697	-	-	-	-	-	-	-	50	-	50	0,07
19	Кузнецовский прогнозируемый золоторудный узел (5.1.8 Au)	Золото	575,4	-	-	-	-	-	-	-	21,9	-	21,9	0,04
20	Прогнозируемые рудные поля вне рудных узлов (Семеновская перспективная площадь)	Золото		-	-	-	-	-	-	-	8	-	8	
<i>Таблицей редкометалльно-вольфрамово-золоторудно-россыпной район (5.2 Au,W,Be)</i>														
21	Комарихинский прогнозируемый золоторудный узел (5.2.1 Au)	Золото	282	-	-	-	-	-	-	-	5	-	5	0,02

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категории *				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы апробированные*			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		
22	Слюдянский редкометалло-золоторудный узел (5.2.3 Au, W, Be)	Золото	574	-	-	-	-	-	-	15	-	15	0,03
23	Сосновский прогнозируемый золоторудный узел (5.2.6 Au) (россыпь р. Генералка)	Золото	256	-	0,018	0,012	0,030	0,046	-	-	-	0,076	
24	Прогнозируемые рудные поля вне рудных узлов (Заурьинская перспективная площадь)	Золото		-	-	-	-	-	-	17	-	17	
<b>Коргоно-Терехтинская кобальтсодержащая золото-марганцево-железородная среднесилурийская-среднедевонская минералогическая зона (6 Fe, Mn, Au/S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>)</b>													
<b>Холзуенско-Белоречийский золото-марганцево-железородный район (6.1 Fe, Mn, Au)</b>													
25	Белоречское месторождение	Железные руды		289,1	28,4	317,5	198	-	-	-	-	-	
26	Инское месторождение	Железные руды		168,6	9,1	177,7	62	20,0	-	-	-	-	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категории*				ΣА+В+С	Прогнозные ресурсы апробированные*			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>		
<b>Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская минералогическая провинция</b>													
<b>Кулундино-Енисейская ураноносная минералогическая зона (8 U/ P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>)</b>													
27	Кулундино-Михайловский урановорудный район (8.1 U)	Уран	16 877	-	-	-	-	-	11 900	26 000	-	37 900	2,25
<b>Рудные узлы вне минералогических зон и рудных районов</b>													
28	Харловская ванадиево-титаново-железородная раннекаменноугольная зона (0.0.1 Fe, Ti, V/C <sub>1</sub> )	Титаномагнетитовые руды	646	-	-	-	-	-	1730	31 630	-	33 360	51,6
29	Лутовская угленосная площадь (0.0.6 УК,УБ/С <sub>7-12</sub> )	Уголь каменный	31	-	-	-	-	16,6	-	-	-	16,6	0,54
30	Успенско-Раздольнинская площадь (0.0.7 УК/С <sub>2</sub> )	Уголь каменный	131	-	-	4,67	-	4,67	113	-	-	117,7	0,9

## Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина, 110 м, вскрывает разрез озерных отложений (неоплейстоцен, верхнее звено–голоцен), краснодубровскую, кочковскую, павлодарскую, маралихинскую свиты	[335], скв. 2
3	Скважина, 300 м, вскрывает разрез покровных суглинков, краснодубровскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, атлымскую и новомихайловскую объединенные, островновскую, талицкую и люлинворскую объединенные свиты, пачку слабовыветрелых переслаивающихся туфов и лавобрекчий риолитового, андезитового и смешанного составов мельничной, сосновской, заводской свит объединенных, прорванных дайкой риолитов мельнично-сосновского комплекса	[343], скв. 30
4	Скважина, 173 м, вскрывает разрез покровных суглинков, краснодубровскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, кору выветривания по гранитоидам усть-беловского комплекса, гранитоиды второй фазы усть-беловского комплекса с ксенолитами роговиков и мраморов	[343], скв. 42
5	Скважина, 205 м, вскрывает аллювий первой надпойменной террасы, касмалинскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, кору выветривания по метатерригенным породам корбалихинской толщи, пачку переслаивающихся метапесчаников и метаалевролитов корбалихинской толщи	[343], скв. 25
6	Скважина, 180 м, вскрывает разрез покровных суглинков, краснодубровскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, кору выветривания по гранитоидам усть-беловского комплекса, гранитоиды второй фазы усть-беловского комплекса	[343], скв. 41
7	Скважина, 385 м, вскрывает разрез эоловых песков, касмалинскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, атлымскую и новомихайловскую объединенные, островновскую, талицкую и люлинворскую объединенные, ганькинскую свиты, кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса, кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса	[343], скв. 19
11	Скважина, 175 м, вскрывает разрез покровных суглинков, краснодубровскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую свиты, кору выветривания по метатерригенным отложениям корбалихинской толщи, пачку переслаивающихся метаалевролитов и метапесчаников корбалихинской толщи	[343], скв. 36
14	Скважина, 234 м, вскрывает разрез покровных лессовидных супесей, краснодубровскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, атлымскую и новомихайловскую объединенные, островновскую, талицкую и люлинворскую объединенные свиты, образования иртышского метаморфического комплекса	[343], скв. 14

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
17	Скважина, 181 м, вскрывает разрез эоловых песков, касмалинскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса, слюдисто-микрокварцитовые, хлорит-серицитовые сланцы иртышского метаморфического комплекса	[343], скв. 10
18	Скважина, 192 м, вскрывает разрез эоловых песков, касмалинскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, кору выветривания по гранитоидам волчихинского комплекса, плагиограниты и плагио-гранитоиднейсы волчихинского комплекса, амфиболовые кристаллосланцы иртышского метаморфического комплекса	[343], скв. 9
23	Скважина, 169 м, вскрывает разрез эоловых песков, касмалинскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, выветрелые кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса	[343], скв. 5
27	Скважина, 270 м, вскрывает разрез покровных лессовидных супесей, красnodубровскую, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, кору выветривания по дунитам и гарцбургитам, в разной мере серпентинизированные перемежающиеся гарцбургиты и дуниты, а также аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты сарбасского дунит-гарцбургитового комплекса	[343], скв. 44
30	Скважина, 151 м, вскрывает разрез озерных отложений, кочковскую, павлодарскую, рубцовскую, крутихинскую свиты, коры выветривания и отложения луговской свиты	[342], скв. 16
35	Скважина, 138 м, вскрывает разрез покровных супесей, отложения кочковской, павлодарской, рубцовской свит, коры выветривания и отложения луговской свиты	[342], скв. 11
41	Скважина, 134 м, вскрывает разрез эоловых песков, отложения касмалинской, кочковской, павлодарской, рубцовской свит, плагиограниты калбинского комплекса	[342], скв. 21
44	Скважина, 114 м, вскрывает разрез эоловых песков, отложения касмалинской, кочковской, рубцовской свит и граниты первой фазы калбинского комплекса	[342], скв. 45
53	Скважина, 57 м, вскрывает разрез эоловых песков, отложения касмалинской, кочковской свит и граниты второй фазы калбинского комплекса	[342], скв. 49
54	Скважина, 1200 м, вскрывает отложения тигирекской свиты, плагиограниты синюшинского комплекса	[160], скв. 2-Ю
55	Скважина, 175 м, вскрывает разрез эоловых песков, отложения касмалинской, кочковской, павлодарской, рубцовской, крутихинской свит, коры выветривания и отложения таубинской свиты и бакырчикской толщи нерасчлененные	[342], скв. 51
58	Скважина, 170 м, вскрывает разрез покровных супесей, отложения кочковской, павлодарской и рубцовской свит, коры выветривания и граниты первой фазы калбинского комплекса	[342], скв. 35

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
61	Скважина, 171 м, вскрывает разрез покровных супесей, отложения павлодарской и рубцовской свит, коры выветривания и граниты первой фазы калбинского комплекса	[342], скв. 40

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение.</b> <i>Н. В. Морева, Н. И. Гусев</i> .....	3
<b>Стратиграфия.</b> <i>Ю. Е. Вовшин, А. О. Плеханов</i> .....	12
<b>Магматизм.</b> <i>Н. И. Гусев, А. А. Круглова</i> .....	80
<b>Метаморфические и метасоматические образования.</b> <i>Н. И. Гусев</i> .....	166
<b>Тектоника.</b> <i>Н. И. Гусев</i> .....	177
<b>История геологического развития.</b> <i>Н. И. Гусев</i> .....	196
<b>Геоморфология.</b> <i>А. А. Плеханов, Г. Г. Русанов</i> .....	203
<b>Полезные ископаемые.</b> <i>М. Г. Пушкин, Н. И. Гусев</i> .....	219
<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.</b> <i>М. Г. Пушкин, Н. И. Гусев</i> .....	283
<b>Гидрогеология.</b> <i>А. А. Круглова, А. О. Плеханов</i> .....	336
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>А. А. Круглова</i> .....	341
<b>Заключение.</b> <i>Н. И. Гусев</i> .....	347
<b>Список литературы</b> .....	353
<i>Приложение 1.</i> Каталог полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе М-44 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 .....	374
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогенических подразделений листа М-44 .....	404
<i>Приложение 3.</i> Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований .....	411



**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)  
Серия Алтае-Саянская  
Лист М-44 – Рубцовск  
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

---

Подписано в печать 30.06.2015. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 26. Уч.-изд. л. 36.  
Тираж 150 экз. Заказ 81114012

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-8121, факс 321-8153