



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ФЕДЕРАЛЬНОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«БУРЯТГЕОЦЕНТР»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Селенгинская

Лист М-48-ХVIII (Бичура)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
ИЗДАТЕЛЬСТВО САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОЙ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ФАБРИКИ ВСЕГЕИ • 2003

УДК 55(084.3М200):528.94.065(571.54)

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Селенгинская. Лист М-48-ХVIII (Бичура). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 111 с. + 2 вкл. (МПР РФ, ГФУП «Бурятгеоцентр»).

На основе ГДП-200, проведенного в 1993—1998 гг., составлен комплект Госгеолкарты-200, в который вошли карты геологическая, четвертичных образований, полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Описаны подразделения стратиграфического разреза, интрузивные, метаморфические и гидротермальные образования, тектоника и геологическая история, полезные ископаемые, приведены основные сведения по геоморфологии, гидрогеологии и геоэкологии района.

Табл. 1, ил. 2, список лит. 116 назв., прил. 10.

Утверждено
Научно-редакционным советом МПР РФ
14 декабря 2000 г.

Составители:
*В. В. Кошкин, К. М. Шелгачев, Л. С. Дорошкевич,
Л. В. Шатковская*

Редактор *В. А. Новиков*

Эксперты НРС *В. В. Старченко, Е. Б. Хотина*

© Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 2003

© ГФУП «Бурятгеоцентр», 2000

© Коллектив авторов, 2000

© Издательство Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2003

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-48-ХVIII расположена в пределах геологически сложно построенного региона Западного Забайкалья и является частью Центральноазиатского складчатого пояса. Административно она относится к Бичурскому и Кяхтинскому районам Республики Бурятия и Красно-Чикойскому району Читинской области. Географические координаты площади $50^{\circ}00'—50^{\circ}40'$ с. ш. и $107^{\circ}00'—108^{\circ}00'$ в. д.

Рассматриваемый район занимает междуречье Хилка и Чикоя и представляет собой типичную среднегорную страну. На севере он частично захватывает предгорья Заганского хребта, в центре и на юге расположены Бичурская, Тамирская и Кударинская гряды западной оконечности Малханского хребта, разделенные долинами рек. Склоны горных массивов крутые, сильно расчлененные, покрытые смешанным лесом из сосны, лиственницы, березы и кедра. Максимальные высотные отметки достигают 1736 м. Между Заганским и Малханским хребтами расположена Хилок-Чикойская депрессия, вытянутая в широтном направлении. Ширина впадины от 5 до 15 км. Она имеет асимметричный профиль, ее северные склоны более крутые, чем южные. Расположенные на юге Кударинская и Урлукская впадины меньших размеров. Кударинская впадина вытянута в широтном направлении на 15 км при ширине около 2 км. Большая часть ее занята долиной р. Кудара. Урлукская впадина ориентирована на северо-восток, размеры ее $3—5 \times 20$ км. Днище впадины ровное, местами заболоченное. Главными реками являются Хилок с левыми притоками Мал. и Бол. Куналей, Бичура, Ара-Киреть, Окинка, Топка и р. Чикой с правыми притоками Унгуркуй, Кудара, Урлук, Жиндокон.

Климат района резко континентальный. Среднегодовая температура от -6 до -8 °С, средняя температура января -22° , а июля $+19$ °С. Годовая сумма осадков колеблется от 162 до 280 мм, причем максимальное количество их выпадает в июле и августе. Снеговой покров ложится в конце октября. Район хорошо освоен. Населенные пункты расположены главным образом в долинах рек Хилок (села Бичура, Мал. Куналей, Ара-Киреть, Окино-Ключи) и Кудара (села Кудара-Сомон, Бол. и Мал. Кудара, Уладый, Урлук). Они связаны между собой шоссейными и грунтовыми дорогами. Основное занятие населения — сельское хозяйство.

Экологическая обстановка района оценивается в целом как удовлетворительная. Прогрессирующее развитие эоловых песков, оврагообразование, наличие радона в питьевой воде оказывают на нее неблагоприятное влияние. Ухудшение экологической обстановки на локальных участках связано с хозяйственной деятельностью человека.

Геологическое строение района сложное и очень сложное. Здесь развиты породы рифейского основания, островодужные вулканогенные и магматические комплексы венда и раннего палеозоя. Значительную роль играют позднепалеозойские вулканоплутонические ассоциации повышенной щелочности, характерные для активных континентальных окраин, и вулканогенно-осадочные образования, слагающие рифтовые впадины мезозоя. Широко развиты разновозрастные разрывные нарушения — сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги. Данная территория является страто- и петротипической для трех свит и двух интрузивных комплексов. Обнаженность района удовлетворительная, за исключением Кударинской гряды и центральных частей впадин.

Площадные геологические исследования на территории листа начали проводиться с 1930-х годов. К настоящему времени 75 % площади заснято в масштабе 1 : 50 000, выполнены крупно- и мелкомасштабные аэрокосмические съемки, а также площадные гравиразведка, магниторазведка, аэрогаммаспектрометрия. Ранние исследования отличаются некоторой схематичностью и упрощенностью, более поздние крупно- и среднемасштабные съемки отвечают современным требованиям.

Продолжительность полевых работ в рамках ГДП-200 двух трапеций составила три полевых сезона. В пределах листа М-48-ХVIII были изучены два опорных участка, выполнены контрольно-увязочные маршруты и значительный объем экологических исследований. Загрязнение природной среды оценено комплексным геохимическим опробованием почв (290 проб), донных отложений (302) и поверхностных вод (206). Опробованы также подземные воды (41 проба) в населенных пунктах, злаковые посевы (32) и снежный покров (32). Были решены основные проблемы, касающиеся объема петротипа бичурского комплекса, расчленения тамирской свиты, уточнены состав и положение в разрезе унгуркуйской свиты, расчленен на фазы джидинский комплекс. Впервые проведено датирование возраста U-Pb и Sm-Nd методами метаморфических пород малханского и гнейсо-гранитов заганского комплексов, но полученные данные не позволяют однозначно определить их возраст, поэтому требуется проведение дополнительных исследований. Остался нерешенным и вопрос соотношения пород малханского комплекса и катаевской свиты из-за повсеместных тектонических контактов между ними. В полевых работах и подготовке материалов к печати участвовали В. В. Кошкин, К. М. Шелгачев, Л. С. Дорошкевич, Л. В. Шатковская, С. Н. Гладышев, Н. С. Уненов, Е. И. Курбатова, С. Л. Курбатов, Д. К. Яцкевич, Н. С. Шаракшанэ, С. Л. Быков. Кроме того, в полевых и камеральных работах периодически принимали участие О. И. Бондаренко, А. В. Филимонов, А. М. Бадерин. Электронные версии карт составлены С. Н. Гладышевым и В. Г. Кочевым. Химико-аналитические исследования выполнены в Бурятском аналитическом центре и химической лаборатории БНЦ СО РАН, определение органических загрязнителей — в МГУ (г. Москва), фауны квартера — в БНЦ СО РАН Н. П. Калмыковым.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 площади листа М-48-ХVIII проводилась в 1958—1959 гг. под руководством В. А. Новикова [85]. Результаты этих исследований, а также критический анализ и обобщение материалов предшествующих съемок [81, 74, 116] послужили основой для составления Государственной геологической карты того же масштаба [35], дальнейших тематических работ и металлогенических построений. Разработанная схема стратиграфии и магматизма включала архей-протерозойскую хангарульскую и протерозойскую шильниковскую метаморфические толщи, пермские конгломераты гутайской, пермо-триасовые трахибазальты чернорыбовской, триасовые кислые вулканиты тамирской, юрские эффузивно-осадочные отложения хилокской и юрско-меловые континентальные осадки сангинской и селенгинской свит, а также неогеновые и четвертичные образования различного генезиса. Интрузивные образования расчленены на протерозойские хамардабанский и заганский гнейсо-гранитовые, палеозойский джидинский диорит-гранитовый комплексы и широкую гамму мезозойских интрузий. Среди последних выделены триасовые габбро и анортозиты, субщелочные граниты (бичурский комплекс), щелочные граниты и сиениты (малокуналейский комплекс), лейкограниты и гранит-порфиры (гуджирский комплекс) и меловой хурайбайбинский дайковый комплекс. Указана перспективность на молибденовое оруденение Тамирского проявления, на флюорит и золото балейского типа — зоны сочленения Заганского горста с Хилокским грабеном, на бурый уголь — Хилокской впадины.

В 1963 г. с целью изучения вулканитов тамирской свиты и поисков в них органических остатков бассейн р. Тамир посетили В. М. Скобло и Н. А. Лямина [101]. Ими составлен детальный разрез по бортам р. Тамир, установлены новые местонахождения ископаемой флоры. В том же году тематические исследования по изучению гранитоидов Тамирской и Бичурской грив проводил коллектив под руководством Д. Д. Жалсабона [68]. Были детально изучены гранитоиды Тамирского и Хамнигадайского массивов, собран большой фактический материал по петрохимии, геохимии, петрографии и аксессуарным минералам. В 1966 г. этой же группой исследователей в бассейне р. Тамир проводилось детальное изучение внутреннего строения тамирской свиты [69, 106]. К их заслуге следует отнести расчленение данных образований на триасовые, флористически датированные, преимущественно основного состава, впоследствии выделенные в чернорыбовскую свиту, и кислые вулканиты собственно тамирской свиты.

В период с 1966 по 1972 г. под руководством В. А. Новикова была продолжена геологическая съемка территории листа в масштабе 1 : 50 000 [87, 88, 90]. В процессе этих исследований авторами большое внимание было уделено изуче-

нию и расчленению эффузивных толщ и связанных с ними субвулканических и интрузивных образований. Были выделены разновозрастные вулканические и вулкано-плутонические ассоциации: позднепермско-раннетриасовая шибертуйская в составе одноименного дайкового комплекса и трахибазальтов унгуркуйской свиты, ранне-среднетриасовая бичурская, включающая гранитоиды бичурского комплекса и кислые вулканы тамирской свиты, познетриасовая цагандабанская, представленная контрастными вулканиками цаганхунтейской свиты и щелочными гранитами малокуналейского комплекса, юрско-меловая с вулканиками хилокской свиты и лампрофирами хурутского дайкового комплекса. По итогам работ выделены структуры, связанные с субинтрузиями и экструзивными куполами, благоприятные для уранового оруденения, а также участки метасоматитов — аргиллизитов, пропилитов, вторичных кварцитов, потенциально рудоносных на медь, золото, полиметаллы; выявлены перспективные рудопроявления — Варламовское урановое и Кударинское медное.

В 1981—1984 гг. ГС-50 и ГДП-50 были охвачены Кудара-Чикойское между-речье и бассейны рек Унгуркуй и Топка, проводимые под руководством В. Е. Леонова [80] и В. Н. Мурзина [83]. Принятая авторами схема стратиграфии и магматизма в целом соответствует легенде к геологической карте Республики Бурятия масштаба 1 : 500 000 [64]. Большое внимание было уделено изучению петрографических и петрохимических особенностей бичурского и джидинского комплексов. Предложено выделить габброиды из состава джидинского комплекса в самостоятельный комплекс расслоенных интрузий. Расширены перспективы и дана подробная характеристика Ивановского молибденового проявления, получен и обобщен первый опыт использования бурового комплекса КГК-100 для целей картирования закрытых территорий. Одновременно с ГСР-50 проводились тематические исследования, которые обобщили материалы по гранитоидам юга Бурятии: были выделены основные петротипические массивы и дана их подробная характеристика [107]. Полученные в ходе этих исследований данные использованы при составлении опорной легенды для Геолкарты-50 Селенгинской серии листов [108, 50]. В это же время В. М. Скобло и Н. А. Ляминой была разработана детальная схема расчленения мезозойских образований. Они обобщили материалы В. А. Амантова, Л. А. Козубовой, Ю. В. Комарова, Я. М. Яблокова и других, а также собственных многолетних исследований [102—105].

Юго-западные склоны Заганского хребта в 1987—1994 гг. закартированы ГГС-50 В. С. Платовым, Г. А. Ермаковым и др. [94]. Ими разработана оригинальная модель геологического строения Заганского гранито-гнейсового вала, который рассматривается как результат зонального метаморфизма вулкаников нижнепермской боргойской свиты. Их построения опираются на анализ материала по метаморфической зональности вала и близкие радиологические датировки возраста (Rb-Sr), полученные для вулкаников чернойяровской и катаевской свит, гнейсов малханской серии и гнейсо-гранитов заганского комплекса (270—290 млн лет). Модель дискуссионная и во многом противоречит фактическим данным.

Большая роль в изучении тектоники, магматизма, стратиграфии и металлогении района принадлежит В. Г. Беличенко [4, 20], И. В. Гордиенко [9—13], Л. А. Козубовой и И. Н. Тихомирову [24, 25, 112], Ю. В. Комарову [26, 27], А. Я. Салтыковскому [41], Е. В. Склярору [42] и др. Результаты их работ отражены в сводных отчетах, статьях и монографиях. В изучение кайнозойских отложений этого района и всего Западного Забайкалья наибольший вклад внесли Д. В. Базаров [3] и И. Н. Резанов [38]. Схемы расчленения отложений, их обосно-

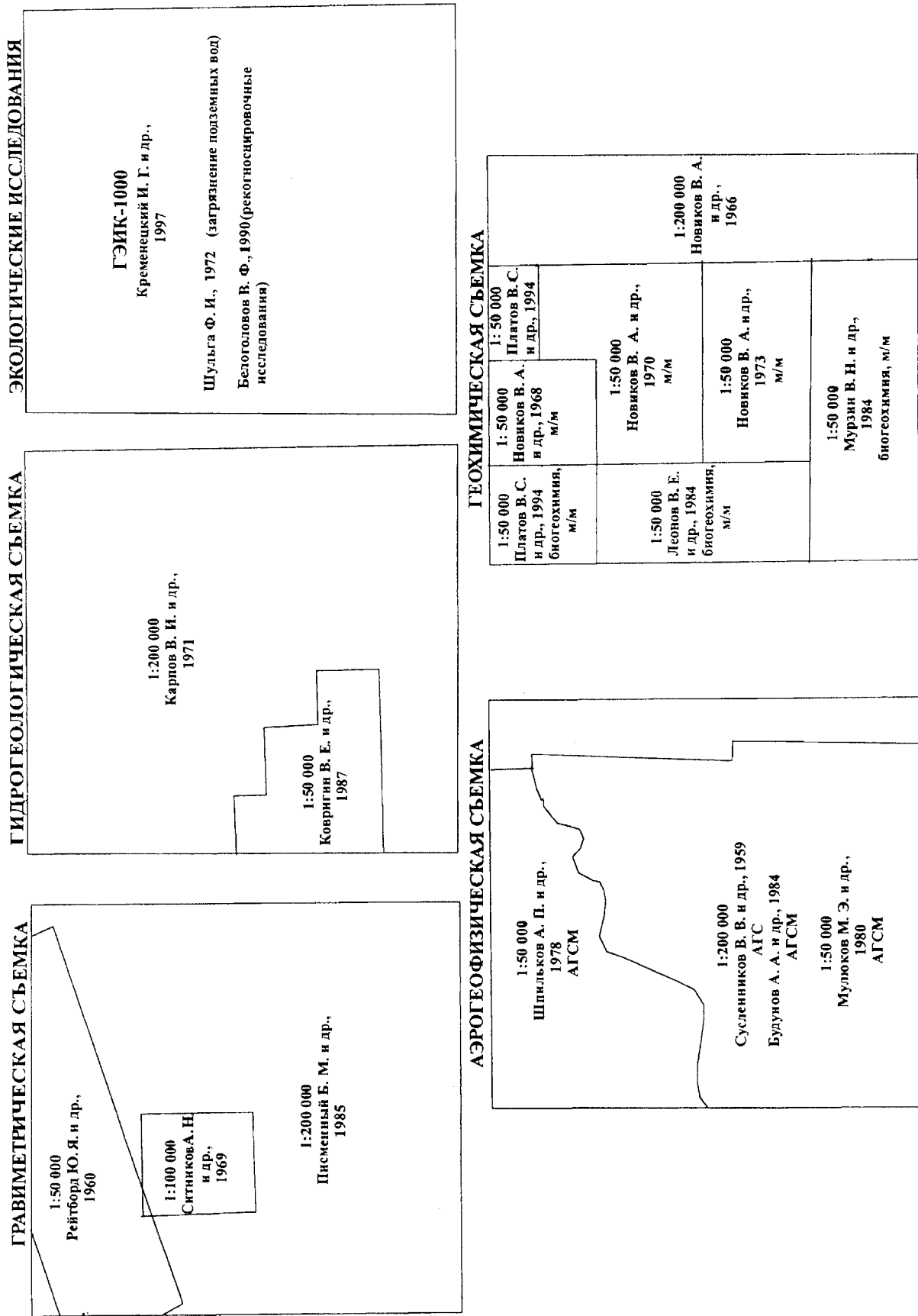


Рис. 1. Схема геофизической, гидрогеологической, экологической изученности территории листа М-48-ХVIII.

вание и выводы, приведенные в работах этих авторов, не потеряли своей актуальности и в настоящее время. Исследования неоген-четвертичных образований Забайкалья проводили также сотрудники ВСЕГЕИ В. И. Корнутова и Е. Б. Хотина [76]. Разработанная ими унифицированная схема стратиграфии явилась основой дальнейших исследований по четвертичной геологии.

Первые геофизические исследования на территории листа М-48-ХVIII проведены в 1958 г. В. В. Суслениковым [111]. В комплекс методов входила аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000. В 1961 г. почти на всей площади выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 [95].

В 1966—1967 гг. Структурной партией БГУ [99] проводились электроразведочные (ВЭЗ), магнито- и гравиразведочные работы масштаба 1 : 50 000 в пределах Хилок-Чикойской депрессии и северного склона Бичурской гряды. По результатам составлены схема строения впадины, разрезы и другая графика.

В 1977—1983 гг. Аэрогеофизической партией БГУ [114, 82] и ПГО «Сосновгеология» [56] выполнена аэромагнито-электро-гаммаспектрометрическая съемка части территории листа масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Составлены карты содержания радиоактивных элементов, гамма- и аномального магнитного полей и комплексной интерпретации; выделены и рекомендованы для проверки наземными работами перспективные участки.

В 1986 г. ПГО «Иркутскгеофизика» проведена в масштабе 1 : 200 000 гравиметрическая съемка территории листа [93]. По материалам работ составлена карта гравиметрического поля и схема глубинного строения.

В последние годы комплексной интерпретацией геолого-геофизических материалов по некоторым крупным структурам района занимались Ю. А. Зорин и В. Ю. Давыденко. Предложенные ими геолого-геофизические модели строения Заганского хребта и Хилок-Чикойской впадины отражены в отчетах по ГС-50 [91] и публикациях [42].

В заключение следует отметить, что все эти материалы в той или иной мере использованы авторами записки на разных этапах проведения ГДП-200 и оказали существенную помощь для понимания глубинного строения и оценки перспектив исследуемой территории.

Гидрогеологические исследования в районе связаны с проведением в 1959—1961 гг. государственной гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 [23], а также с поисками подземных вод для орошения сельхозугодий в Кударинской впадине [75].

Экологические исследования ведутся в районе с 1985 г. Они носили рекогносцировочный характер и были направлены на изучение загрязнения экосистемы оз. Байкал химическими элементами и разработку комплексных мер по ее охране [43, 52, 79, 115]. Схему изученности территории см. на рис. 1.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-48-ХVIII имеет сложное геологическое строение. Стратифицированные образования слагают около 50 % всей площади. Наиболее древними среди них являются метаморфизованные вулканиты катаевской свиты вендского (?) возраста. На них с резким угловым несогласием налегают пермские континентальные вулканогенные образования тамиро-бичурской вулканоплутонической ассоциации в составе основных эффузивов унгуркуйской и кислых вулканокластитов тамирской свит нижней и верхней перми. Мезозойские образования выделяются в пределах тектонических впадин и представлены вулканогенно-терригенными и терригенными угленосными отложениями континентальных рифтов. Среди них выделяются средне-верхнетриасовая чернорыбовская и нижнемеловые хилокская, муртойская, убукунская и селенгинская свиты. Кайнозойские образования представлены неогеновыми трахибазальтами снежинской толщи и красноцветными глинами толгойской свиты, а также различными по генезису отложениями эоплейстоцена, нижнего, среднего, верхнего неоплейстоцена и голоцена.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

ВЕНДСКАЯ (?) СИСТЕМА

Катаевская свита (*V?kt*) развита ограниченно. Она выделяется вдоль южного подножия Заганского хребта и на Кударинской гриве. В составе свиты преобладают кислые лавы и туфы, реже отмечаются базальтоиды. Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

На южном склоне Заганского хребта отложения свиты образуют удлиненные линзовидные выходы, приуроченные к зоне Южно-Заганского разлома и представляющие собой остатки обширных тектонических покровов. На контакте с рифейскими образованиями заганского и малханского комплексов все породы свиты интенсивно динамометаморфизованы и превращены в сланцеватые бластокатаклазиты и бластомилониты, сохраняющие местами реликты вулканических структур*. Представлены преимущественно милонитами, в меньшей степени трахидацитами, трахириодацитами с подчиненными трахибазальтами и их туфами. Из-за высокой степени динамометаморфизма составить разрез свиты не представляется возможным.

* Есть основания, требующие дальнейших исследований на соседней к востоку территории, для отнесения катаевской свиты и частично малханского комплекса к динамометаморфическому комплексу раннего — среднего мезозоя (*Прим. ред.*).

Таблица силикатных анализов по листу М-48-ХVIII

Порода	Подсветка/фаза	Кол-во проб	Средние содержания*, %												
			п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
Трахибазальт		1	2,50	43,62	12,53	8,17	4,40	0,16	1,46	3,00	9,76	7,57	2,55	3,73	99,54
Хилокская свита (Хилок-Чикойская ВГД)															
Трахибазальт		14	2,60	48,98	16,34	8,78	2,14	0,14	1,70	2,28	7,00	3,19	2,67	3,74	99,56
Трахибазальтовый порфирит	Субвулканическая	1	2,41	50,00	16,50	10,00 (сумма)	0,22	2,07	2,07	2,26	7,62	1,84	2,95	4,35	100,24
Черноярская свита (Усть-Тамирская ВТС)															
Трахибазальт		7	2,05	50,02	18,47	7,41	3,26	0,14	0,37	1,21	7,50	4,26	1,38	4,05	100,12
Трахиндесибазальт		2	2,34	56,24	17,60	2,76	3,99	0,14	0,37	0,98	5,20	3,27	2,30	3,50	98,69
Туффит		3	2,11	63,15	16,73	3,23	1,79	0,14	0,23	0,71	2,29	1,50	2,87	5,11	99,86
Габбро-порфирит	Субвулканическая	2	0,15	52,771	7,98	3,38	4,86	0,12	0,52	1,11	6,80	4,21	3,55	4,06	99,51
Трахиндесибазальт	»	2	1,62	54,61	17,37	4,22	4,65	0,15	0,44	1,25	5,90	3,63	2,02	3,86	99,72
Сиенит-порфир	»	2	0,97	67,45	16,05	2,78	1,16	0,06	0,13	0,35	2,03	0,77	3,76	4,62	100,13
Тамирская свита (Тамирская ВТС)															
Туф трахириодацита	Нижняя	13	0,62	69,54	15,11	1,64	1,40	0,08	0,11	0,41	0,62	0,56	4,31	5,01	99,41
Трахибазальт	»	1	2,56	53,04	18,10	5,19	3,97	0,15	0,74	0,76	5,97	3,56	0,50	5,00	99,84
Туф трахириолита	Верхняя	12	0,70	74,14	13,28	1,50	0,76	0,06	0,05	0,21	0,58	0,35	4,55	3,60	99,78
Трахиродацит-порфир	Субвулканическая	1	0,33	69,54	14,22	1,14	1,36	0,07	0,02	0,28	1,54	0,94	5,65	4,95	100,04
Трахилацит-порфир	»	3	0,62	65,37	17,02	4,02 (сумма)	0,08	0,50	0,50	0,54	0,54	0,42	5,02	5,38	99,51
Унгуркуйская свита (Тамирская ВТС)															
Трахибазальт		25	1,61	51,23	17,05	5,98	3,71	0,14	0,75	1,62	6,80	3,83	2,48	4,22	99,42
Трахиндесибазальт		11	1,86	54,45	15,47	6,68	2,31	0,11	0,81	1,45	6,54	3,01	2,18	4,66	99,53
Туф дацита		2	н/д	67,36	14,82	4,11	1,58	0,06	н/д	0,64	4,05	1,24	2,38	2,08	99,58
Катаевская свита															
Трахибазальт		1	2,10	52,40	16,00	3,72	4,54	0,14	0,64	1,31	7,43	5,94	1,10	4,94	100,26
Трахидаци		1	0,37	66,28	17,50	0,90	0,96	0,07	0,12	0,60	0,77	0,29	7,25	4,80	99,93
Белозерский комплекс грахидолеритовый															
Трахидолерит		6	2,45	44,08	13,07	4,65	7,62	0,16	0,91	2,64	9,74	9,38	1,66	3,34	99,70
Куналейский комплекс щелочных гранитов-сиенитов															
<i>Малокундайский массив</i>															
Щелочной кварцевый сиенит		6	0,42	63,55	17,58	1,82	2,43	0,09	0,11	0,58	1,19	0,55	5,07	6,12	99,51
Щелочной граносиенит		2	0,33	66,05	15,59	3,58 (сумма)	0,06	0,08	0,08	0,68	0,56	0,38	6,12	5,42	98,85
<i>Массив Вороти-Иначе</i>															
Щелочной кварцевый сиенит		2	0,56	65,27	16,42	2,19	1,07	0,22	0,10	0,66	0,62	1,02	5,24	5,88	99,25
Щелочной гранит		3	0,36	71,71	11,90	2,42	1,89	0,18	0,03	0,63	0,27	0,58	4,35	5,38	99,70
Щелочной лейкогранит		4	0,29	74,32	10,07	3,34	0,60	0,19	0,04	0,68	0,75	0,53	4,18	4,41	99,40

Бичурский комплекс габро-монзонит-гранитовый

Северо-Бичурский массив

Монцогабро	1 фаза	3	1,10	51,10	17,57	4,25	5,17	0,14	0,38	1,40	7,23	5,41	1,58	3,77	99,06
Габро-диабаз	»	2	н/д	50,12	17,34	4,68	5,12	0,15	0,76	1,78	7,10	4,51	2,68	3,97	98,21
Кварцевый монзонит	2 фаза	4	0,53	61,95	16,88	3,33	2,90	0,09	0,24	0,80	3,46	2,13	3,05	4,57	99,93
Гранит	3 фаза	3	0,61	70,73	14,35	1,20	1,34	0,08	0,09	0,41	1,53	0,68	4,07	4,33	99,42
<i>Южно-Бичурский массив</i>															
Гранит порфиroidный	3 фаза	6	0,21	70,64	14,58	1,26	1,22	0,05	0,09	0,29	1,24	0,41	4,61	4,80	99,40
<i>Тамирский массив</i>															
Монцогабро	1 фаза	4	1,83	51,51	17,60	9,19 (сумма)	0,14	0,66	1,37	5,91	5,91	5,13	1,90	4,21	99,45
Кварцевый монзонит	2 фаза	1	0,53	58,60	14,87	3,26	4,07	0,13	—	1,10	6,54	4,07	2,75	3,50	99,60
Гранит	3 фаза	15	0,45	71,25	14,20	1,60	0,97	0,06	0,07	0,36	1,03	0,48	4,77	4,54	99,78
<i>Хангадайский массив</i>															
Лейкогранит	3 фаза	6	0,24	74,85	13,00	0,97	0,65	0,04	0,04	0,14	0,56	0,27	4,60	4,40	99,76
<i>Сарамский массив</i>															
Кварцевый сиенит	2 фаза	3	0,33	63,03	17,17	3,15	1,47	0,07	0,16	0,84	2,00	0,60	5,43	5,72	99,97
Лейкогранит	3 фаза	7	0,31	75,26	12,42	1,30	0,67	0,03	0,09	0,12	0,44	0,44	4,91	4,12	100,11
<i>Мурочинский массив</i>															
Кварцевый сиенит	2 фаза	5	0,91	64,66	16,76	2,33	1,02	0,07	0,16	0,66	1,54	0,44	5,30	6,26	100,11
Джидинский комплекс гранодиорит-гранитовый															
Гранодиорит	1 фаза	3	0,65	64,10	16,34	2,17	2,76	0,10	0,25	0,64	3,81	1,72	2,26	4,68	99,48
Кварцевый диорит	»	1	0,86	58,30	17,90	2,71	4,22	0,13	0,17	0,85	6,34	2,03	1,47	4,46	99,44
Кварцевый монзонит	»	3	0,60	57,59	16,33	5,07	3,62	0,12	0,42	1,06	5,57	2,74	2,59	4,41	100,12
Гранит	2 фаза	10	0,52	69,99	14,36	1,50	1,23	0,05	0,15	0,29	2,46	0,68	3,13	4,48	98,84
Лейкогранит	»	7	0,45	74,85	13,18	1,09	0,73	0,05	0,05	0,18	0,90	0,43	3,31	4,49	99,71
Гранит гнейсовидный	»	6	0,27	70,10	14,66	1,96	0,98	0,07	0,10	0,39	1,81	0,72	4,08	5,26	100,40
Моностойский комплекс габбровый															
Габро		3	0,99	52,25	19,55	7,04 (сумма)	0,09	0,08	0,56	9,30	5,44	0,61	3,79	99,70	
Пироксенит		1	2,57	45,00	15,60	4,41	6,05	0,14	0,06	1,06	14,02	9,26	0,57	1,34	99,88
Перидотит		1	1,62	40,00	9,20	15,78 (сумма)	0,20	0,08	0,32	6,39	25,62	0,10	0,70	100,02	

* Все анализы (301) приведены в базе данных АДК.

Для милонитов по кислым эффузивам характерны тонкополосчатые милонитовые текстуры с уплощенными порфирокластами полевого шпата. Основная масса в них имеет серицит-альбит-кварцевый состав и лепидогранобластовую тонкозернистую структуру. Порфирокласты сложены микроклином, реже плагиоклазом, и имеют линзовидную либо округлую форму. Они плавно огибаются тонкозернистой массой. Судя по замерам сланцеватости и контактов горизонтов основных вулканитов, падение пород пологое (15—30°) на юг. Мощность не превышает 700 м.

В пределах Кударинской гривы образования свиты выделяются условно. Они обнажаются в провесах кровли среди гранитов джидинского и габброидов моностойского комплексов, слагая небольшие вытянутые ксенолиты общей площадью не более 30 км² преимущественно в осевой части хребта. В составе этих ксенолитов преобладают кислые эффузивы, их туфы, трахибазальты и ортосланцы. Степень метаморфизма последних местами достигает нижних ступеней амфиболитовой фации. Повсеместно в породах наблюдаются катаклаз, рассланцевание и ороговикование. Из-за фрагментарности выходов и динамометаморфизма составить разрез свиты в Кударинской гриве также невозможно. Мощность ее весьма приблизительно оценивается в 500—600 м.

Кислые эффузивы представлены светло-серыми, серыми трахидацитами, трахириодацитами и, в меньшей степени, их туфами. Структура их порфировая, реликтовая порфировая, микролепидогранобластовая, текстура массивная, сланцеватая. В основной массе отмечаются плагиоклаз, моноклинный пироксен, амфибол, рудный, а во вкрапленниках — плагиоклаз, альбит и калишпат. Обломочный материал в туфах сложен теми же вулканитами.

Трахибазальты темно-зеленые до темно-серых, с афировой, микропорфировой, реликтовой порфировой структурой и массивной, неотчетливо сланцеватой текстурой. Основная микрозернистая масса сложена плагиоклазом, моноклинным пироксеном и роговой обманкой. Отмечаются редкие реликтовые призмы плагиоклаза (андезин-олигоклаз). Довольно часто породы интенсивно ороговикованы и динамометаморфизованы. Отмечаются вторичные хлорит, эпидот, серицит, карбонаты.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ породы свиты образуют два поля, соответствующие трахибазальтам и трахидацитам-трахириодацитам. По петрохимическим параметрам* вулканиты относятся к умеренно-щелочным высокоглиноземистым калиево-натриевой серии.

В геофизических полях образования свиты из-за небольших размеров и разрозненности выходов не выражаются. Средняя плотность пород 2,65 г/см³. Содержания микроэлементов находятся в основном на уровне кларковых. В основных вулканитах отмечается некоторое повышение содержания Р, V, Zn, Cr, Sn.

Контактные изменения пород свиты связаны с образованием роговиков вблизи выходов интрузий джидинского и моностойского комплексов. Гидротермальные изменения (окварцевание, карбонатизация с убогой сульфидной минерализацией) сопровождают более поздние разломы и приурочены к зонам трещиноватости и брекчирования в породах свиты. Рудной минерализации, связанной с породами свиты, не установлено.

* Силикатные анализы пород катаевской и других свит, а также интрузивных образований района приведены в таблице. Более полные данные по геохимии пород находятся в базе данных АДК.

Конкретных данных о возрасте свиты в рассматриваемом районе нет. Она прорывается интрузиями монотойского и джидинского комплексов раннего палеозоя и находится в гальке конгломератов гутайской свиты нижнего—среднего карбона [78]. Возраст ее условно датируется вендом, в соответствии с легендой Селенгинской серии листов.

ПАЛЕЗОЙ

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Значительную часть территории слагают пермские вулканогенные образования, представляющие нижний и верхний отделы (унгуркуйская и тамирская свиты). Совместно с породами бичурского комплекса они образуют тамиробичурскую вулcano-плутоническую ассоциацию, развитую в Чикой-Тамирской структурно-фациальной зоне.

Нижний отдел

Унгуркуйская свита (P_{um}) выделена Ю. В. Комаровым [27] и В. А. Новиковым [89, 91] из состава петропавловской свиты в бассейне р. Унгуркуй (Тамирская грива), в котором находится один из наиболее крупных ареалов свиты. К унгуркуйской свите также отнесены многочисленные выходы в восточной части Кударинской гривы и небольшие поля в бассейнах рек Бичура, Мал. Куналей и Березовка. Свита представлена в основном трахибазальтами и трахиандезибазальтами, очень редко — туфопесчаниками, туфоалевролитами, конгломератами и песчаниками. Осадочные породы приурочены к основанию разреза свиты. Мощность свиты из-за слабой стратификации вулканитов точно не установлена. В частных разрезах она составляет 600—1400, максимальная — около 1500 м.

В пределах унгуркуйского ареала (500—550 км²) на левобережье р. Ара-Киреть [88] наблюдался следующий разрез отложений (снизу):

	м
1. Трахибазальты афировые темно-серые и бурые миндалекаменные	150
2. Трахибазальтовые порфириды черные массивные (силл)	50
3. Лавобрекчии трахиандезибазальтов бурые, реже темно-лиловые	30
4. Трахиандезибазальтовые порфириды (силл)	40
5. Трахиандезибазальты афировые миндалекаменные лилово-бурые	150
6. Трахибазальты афировые темно-серые и их лавобрекчии	170
7. Чередование трахибазальтов и трахиандезибазальтов афировых серых, темно-серых, контакты между отдельными потоками (15—50 м) распознаются по шлаковидным и миндалекаменным разностям	200
8. Лавобрекчии трахиандезибазальтов	50
9. Трахиандезибазальты мелкопорфирные зеленовато-серые	100
10. Туфы трахиандезибазальтов литокластические мелкообломочные	5—10
11. Трахибазальты афировые миндалекаменные лилово-бурые	70
12. Трахибазальты афировые черные, темно-серые и лиловые	100
13. Трахиандезибазальты афировые пепельно-серые	200

Мощность разреза 1320 м.

Поскольку самые низы свиты здесь не установлены, предполагается, что данные образования характеризуют среднюю и верхнюю части ее разреза.

Аналогичное или близкое внутреннее строение имеет свита и на других участках унгуркуйского ареала. Залегание пород здесь довольно пологое, под углами 10—15°, реже до 30° с падением на юг-юго-восток. На северо-западном фланге и в центральной части ареала породы свиты прорваны интрузиями гранитов бичурского комплекса, на востоке и юго-востоке границы чаще тектонические, с фрагментами налегания кислых вулканокластитов тамирской свиты.

В Кударинской гриве отложения свиты значительно эродированы. Они слагают небольшие поля либо тектонические блоки размером 10—15 км², в окружении пород допермского фундамента и вулканокластитов тамирской свиты. Наиболее полный разрез свиты наблюдался в верховьях рч. Уладый [83]:

	м
1. В основании (10 м) залегают зеленовато-серые недосыщенные конгломераты с хорошо окатанной галькой и угловатыми глыбами (до 30 см) гранодиоритов и гранитов джидинского комплекса. Промежутки между гальками заполнены остроугольными зернами полевого шпата (в основном плагиоклаза), кварца, рудного, амфибола и карбоната, цемент — биотит-хлоритовый. Выше они сменяются несортированными песчаниками (50 м), состоящими из полуокатанных зерен кварца, полевого шпата и гранитов. В них обычно присутствуют примесь гравия и линзовидные тела (3—5 м) пуддинговых конгломератов. Текстура песчаников параллельнослоеватая с градационной последовательностью слоев от средне-крупно- до мелкозернистых. В кровле пачки (20 м) вновь появляются конгломераты, содержащие гальку гранитов и ортосланцев (метавулканиты)	80
2. На конгломератах залегают туфы трахиандезибазальтов, пепловые лилово-серые до черных. В нижней части они включают обломки белых биотитовых гранитов и сланцев	130
3. Трахиандезибазальты афировые зеленовато-серые	60
4. Трахибазальты мелкопорфировые темно-серые до черных	80
5. Туфы низкощелочных риодацитов литокристаллокластические серые, светло-серые рассланцованные. Обломки (1—2 мм) составляют до 30—40 % объема породы, сложены спекшимися туфами кислого состава, кварцем, плагиоклазом, базальтами. Цемент пепловый перекристаллизованный	70
6. Трахибазальты крупнопорфировые темно-зеленые, в верхней части — горизонт (10 м) дацитовых туфов. Породы повсеместно прорваны жилами среднезернистых пепельно-серых гранитов	200
7. Песчаники мелкозернистые грубослоистые темно-серые ороговикованные. Слоистость обусловлена чередованием слоев различной окраски мощностью от 1—2 до 10 см	7—10

Мощность разреза 630 м.

Верхняя часть разреза уничтожена интрузией гранитоидов бичурского комплекса. Особенностью данного разреза является наличие прослоев туфов кислого состава, в целом не характерных для свиты. Внешне они близки к породам тамирской свиты, но отличаются пониженной щелочностью (сумма щелочей 3,9—5,0 %).

В составе унгуркуйской свиты наиболее распространены оливин-пироксеновые базальты, реже чисто оливиновые. Основная масса имеет интерсертальную или гиалопилитовую структуру и сложена мелкими лейстами зонального плагиоклаза и зернами авгита. Почти постоянно присутствует стекло или продукты его девитрификации и калиевый полевой шпат, образующий оторочку

вокруг зерен плагиоклаза. Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор) и оливином (обычно разложенным). Акцессорные минералы — сфен, апатит.

Туфы литокристаллокластические; в составе их кластического материала отмечаются базальтоиды, кристаллы плагиоклазов и пироксенов. Обломки пород большей частью остроугольные. Повсеместно проявлены процессы хлоритизации, серицитизации, эпидотизации, в меньшей степени — цеолитизация и пре-нитизация.

По петрохимии вулканиты относятся к группе пород повышенной щелочности, высокоглиноземистых и высококалийных ряда муджиерит-трахибазальтов (70 %) — трахиандезибазальтов (30 %). Подобные образования часто встречаются в пределах континентальных вулканических поясов активных окраин андийского типа, в которых обычно слагают низы разреза серий, и связаны с более поздними кислыми туфовыми и игнимбритовыми толщами (аналогами тамирской свиты), в ассоциации с комагматичными гранитоидами. Но, с другой стороны, очевидны и элементы рифтогенных комплексов — щелочной уклон и бимодальность вулканизма.

Основные физические параметры базальтов: магнитная восприимчивость — $22\text{—}2327 \times 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность — $2,67 \text{ г/см}^3$. Уровень магнитного поля повышенный от 0 до 500 нТл, с локальными магнитными зонами интенсивностью до 1000—1500 нТл, ориентированными в северо-восточном направлении. Уровень гравитационного поля высокий. На МАКС характерных признаков, свойственных только базальтам унгуркуйской свиты, не установлено. В породах отмечаются повышенные содержания ванадия, циркония, лантана и бария, остальные элементы присутствуют на уровне кларков.

Вулканиты унгуркуйской свиты залегают с разрывом на гранитах джидинского комплекса. Такие соотношения наблюдались на правом берегу рч. Урлук и в северном борту Урлукской впадины. К востоку, за пределами площади работ, в бассейне рек Бол. Мельничная, Маргинтуй [77, 28], установлено налегание основных вулканитов на морские отложения гутайской свиты нижнего—среднего карбона. Верхняя часть свиты ограничена налеганием на нее кислых вулканокластитов тамирской свиты верхней перми (26)*, но резкого несогласия между этими свитами не наблюдается [24]. Граниты Тамирской гривы (бичурский комплекс) прорывают обе эти свиты, и при этом нигде не обнаружены интрузии, приуроченные к перерыву между ними. В Северной Монголии аналогичные образования слагают основание вулканогенного разреза Орхон-Селенгинского прогиба (хануйская серия) и датируются нижней пермью [43]. Возраст свиты принимается раннепермским.

Субвулканические образования встречаются редко, представлены дайками и силлами трахибазальтовых порфиритов ($\tau\beta\lambda$) и диабазов (β'). Дайки имеют мощность до 3—10 м и протяженность до 500 м и более, преимущественно северо-восточном простирании и почти вертикальном падении. Силлы залегают согласно с напластованием пород и обладают мощностью от 10—20 до 30 м. По петрографическому составу и петрохимическим особенностям они не отличаются от покровных образований.

С дайками базальтовых порфиритов и диабазов ассоциируют маломощные кварцевые жилы с самородной медью и халькопиритом.

* Здесь и далее в круглых скобках указан номер опорного обнажения, скважины или стратиграфического разреза на геологической карте.

Верхний отдел

Тамирская свита (P_2tm) завершает разрез континентальных вулканогенных образований перми. По комплексу растительных остатков она коррелируется с верхнепермской алентуйской свитой Селенга-Джидинской СФЗ, но несколько отличается от последней по составу и строению разреза. Породы свиты широко развиты в Тамирской, Бичурской и Кударинской гривах Малханского хребта. Основная роль в составе свиты принадлежит вулканокластитам кислого состава, среди которых преобладают туфы трахириодацитов и трахириолитов с подчиненными горизонтами игнимбритов (лавы не характерны), реже встречаются туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты, присутствуют единичные прослои трахибазальтов. Мощность свиты достигает 2600 м.

Свита была выделена в начале 1950-х годов П. И. Налетовым в бассейне р. Тамир и первоначально включала все более молодые вулканогенные породы основного состава этого района, в которых Я. М. Яблоковым [116] были найдены отпечатки триасовых растений. Позднее, в процессе крупномасштабного геологического картирования и тематических исследований [106, 108, 87—90], свита была довольно детально расчленена, уточнены ее состав и объем за счет выделения флористически датированных триасовых отложений в самостоятельную черныяровскую свиту. В 1978 г. И. В. Гордиенко в прослоях туфоалевролитов собственно тамирской свиты у д. Тамир были найдены отпечатки пермской флоры, дополненные затем сборами в верховьях пади Ниж. Алцагат, на основании которых возраст вмещающих вулканитов стал датироваться поздней пермью [61, 9].

Породы свиты пространственно тесно связаны с базальтами унгуркуйской свиты. В междуречье Хилок—Чикой они образуют обширные поля, являющиеся фрагментами некогда единого крупного (шириной 40—60 км) вулканического прогиба, осложненного выступами блоков допермского фундамента и прорывающими их интрузиями гранитоидов бичурского комплекса. Прогиб не ограничивается рамками изученной территории, на востоке он прослеживается на территорию Читинской области, а на юго-западе — на левобережье Чикоя, где сливается с Орхон-Селенгинским прогибом Северной Монголии.

В пределах наиболее крупного Тамирского поля (бассейн р. Кудара) в составе свиты четко обособляются две части разреза [90, 61], которые авторами записки выделены в ранге подсвит. Нижняя — пестрого состава, сложенная туфами трахириодацитов с горизонтами игнимбритов, ксенотуфов, вулканогенно-осадочных пород, иногда трахибазальтов, и верхняя, в которой преобладают туфы кварцевых трахириолитов. На других участках, ввиду недостаточной обнаженности, расчленение свиты вызывает большие затруднения и поэтому она остается нерасчлененной.

Наиболее полный разрез свиты (стратотипический) составлен по правобережью р. Тамир (19). Породы по разрезу имеют моноклиналиное залегание с падением к югу под углом 30—50°. Самые низы свиты здесь уничтожены интрузией гранитов бичурского комплекса. Однако, судя по наблюдениям в 5 км к западу, на вершине высоты с отметкой 833,0 она перекрывает основные эффузивы унгуркуйской свиты и сложена в основании агломератовыми ксенотуфами, в обломках которых, наряду с вулканокластитами кислого состава, отмечаются полуокатанные обломки кварца и подстилающих трахибазальтов унгуркуйской свиты. Ниже приведен обобщенный разрез свиты по подсвитам.

Н и ж н я я п о д с в и т а (P_2tm_1) представлена следующим разрезом:

	М
1. Ксенотуфы трахириодацитов агломератовые кристаллолитокластические зеленовато-серые, лиловые; сложены угловатыми обломками (до 5—7 см) эффузивов кислого состава и многочисленными осколками кристаллов полевого шпата, кварца и мелкими ксенокластами трахибазальтов унгуркуйской свиты, сцементированы они пепловым материалом. Породы в значительной степени ороговикованы, пронизаны дайками и небольшими штоками мелко- и среднезернистых габбро. К кровле приурочена экструзия овально-вытянутой формы флюидалных трахириодацитов	250
2. Туфы трахириодацитов пепловые, преимущественно кристаллокластические розовато-, желтовато-, зеленовато-серые с единичными литокластами (до 0,5 см) вулканогенных пород. Отмечаются маломощные (10—15 м) прослои светло-серых пятнистых трахириолитов и их мелкообломочных туфов	330
3. Вулканогенно-осадочная пачка: преобладают зеленовато-серые туфопесчаники грубослоистые, слабосортированные, с примесью гравия и хорошо окатанной гальки подстилающих вулканогенных пород и кварца. Спорадически в них встречаются пропластки (5—10 см) обычно более темных алевритовых песчаников и туфоалевролитов с тонкой линзовидной и волнистой слоистостью. На поверхности напластования в туфоалевролитах иногда отмечаются скопления растительного детрита и отдельные углефицированные фрагменты стебельков и листьев <i>Cordaites cf. gracilentus</i> (G o r e l.) S. M e y e n, C. cf. <i>incisa</i> (R a d c z.) S. M e y e n [61, 9]. Реже отмечаются прослои гравелитов, мелкогалечных вулканомиктовых конгломератов и горизонты светлых кремнистых туффитов; последние преобладают в средней части пачки	130
4. Туфы трахириолитов пепловые кристалловитрокластические светло-серые массивные, иногда слабофлюидалные	160
5. Туфы трахириодацитов кристаллолитокластические (размер обломков от 1 до 10 см) голубовато-, зеленовато-, розовато-серой окраски с редкими прослоями светлых тонкослоистых кремнистых туффитов	430
6. Пестрая вулканокластитовая пачка: чередование горизонтов агломератовых ксенотуфов кислого состава и игнимбрифов (70 %), туфопесчаников и кремнистых туффитов (25 %), изредка вулканомиктовых несортированных конгломератов с туфовым цементом смешанного состава и покровов трахибазальтов. В обломочной части (обломки до 5—7, редко 20 см) преобладают трахириодациты, трахибазальты, вулканическое стекло; форма обломков чаще угловатая и линзовидная с разорванными окончаниями типа фьямме, реже слабоокатанная (туфоконгломераты). Трахибазальты образуют покровы небольшой мощности, быстро выклинивающиеся по простиранию. Угол падения пород 30—35°, иногда отмечаются флексуорообразные складки с размахом крыльев 50—100 м	550

Мощность 1850 м.

Верхняя подсвита (P_2tm_2) залегает согласно на породах нижней подсвиты и отличается главным образом составом слагающих ее пород:

	М
7. Туфы кварцевых трахириолитов литокристаллокластические массивной и псевдофлюидалной текстуры с характерной сиренево- и лилово-серой, реже травяно-зеленой окраской. Размер обломков колеблется от 0,3 до 3 см, представлены они кварцем, калишпат-пертитом, трахириолитами, трахибазальтами, реже плагиоклазом и лейкократовыми мелкозернистыми гранитами, причем если обломки пород по краям оплавлены, то кварц образует крупные кристаллы с четкими кристаллографическими гранями. Отмечаются маломощные прослои туфобрекчий, состоящих из угловатых и полуокатанных обломков (0,5—10 см) вулканитов и кварца. Промежутки между обломками заполняют пепловые частицы, иногда спекшиеся в стекловатую массу	750

Выше по разрезу породы верхней подсвиты перекрыты конгломератами чернорюровской свиты среднего—верхнего триаса. Суммарная мощность свиты 2600 м.

В породах свиты под микроскопом по количеству цемент обычно преобладает над обломками. Цементирующая масса частично перекристаллизована, представлена спекшимися пепловыми частицами, форма которых хорошо сохранилась.

По петрохимическим особенностям в составе свиты выделяются три группы пород. Породы нижней подсвиты относятся к семейству кислых умеренно-щелочных с калиево-натриевым типом щелочности (среднее содержание (%): SiO_2 — 69,54, Na_2O — 5,01, K_2O — 4,31). Аналогичный состав имеют вулкани-ты, развитые в бассейнах рек Киреть и Бичура и на Кударинской гриве, где свита показана как нерасчлененная. Ко второй группе отнесены породы верхней под-свиты. Они более кислые, но при этом общая щелочность в них ниже за счет уменьшения натриевой составляющей. Они характеризуются также калиево-натриевым типом щелочности, но располагаются в области пород умеренно-щелочного и нормального ряда (среднее содержание (%): SiO_2 — 74,14, Na_2O — 3,60, K_2O — 4,55). Третью группу образуют трахибазальты. Все вулкани-ты весьма высокоглиноземистые.

Для физических полей тамирской свиты характерны отрицательные магнитные аномалии ΔT интенсивностью 200—500 нТл, форма графиков плавная, реже сла-боизрезанная. Уровень гравитационного поля пониженный, аэро-радиоактивный фон составляет 2—2,5 мкР/ч. Средняя плотность пород 2,63 г/см³ при диапазоне измерений от 2,47 до 2,71, магнитная восприимчивость — 33×10^{-5} ед. СИ.

Позднепермский возраст тамирской свиты, установленный по остаткам флоры, подтверждается также многочисленными геологическими соотноше-ниями. Нижняя граница определяется налеганием на основные эффузивы унгуркуйской свиты (26), верхняя — прорыванием гранитами позднепермского бичурского комплекса и перекрытием эффузивами чернойровской свиты (20) среднего—верхнего триаса [85, 89, 24, 25, 106]. Рубидий-стронциевый изо-хронный возраст, полученный для вулкани-тов тамирской свиты, составляет 253 ± 5 млн лет [13].

Субвулканические и экструзивные образования, связанные с породами сви-ты, представлены штоками, силлами, некками и дайками трахидацитов, трахириодацитов ($\tau\lambda\zeta$), трахириолит-порфи-ров ($\tau\lambda\pi$) и трахит-порфи-ров ($\tau\pi$). От покровных фаций их отличает бо́льшая раскристаллизо-ванность, порфи-ровая структура, массивная или флюи-дальная текстура, наличие эруптивных контактов с вмещающими породами.

Одно из экструзивных тел трахириодацит-порфи-ров находится западнее д. Тамир. Оно имеет овальную форму (1,5 × 3,0 км) с ориентировкой длинной оси в широтном направлении. В центральной части обнажаются трахириодацит-порфи-ры массивной и флюи-дальной текстуры, по периферии они окружены по-лосой брекчий, состоящих из обломков флюи-дальных трахириодацитов и трахи-базальтов, сцементированных фельзитовой массой. Флюи-дальность ориентиро-вана в разных направлениях, повторяя в целом границы тела, углы падения ее возрастают к контакту от 30 до 60—70°. Она обусловлена чередованием тонко-параллельных слоев различной окраски, состоящих из сферолитов калишпата и кварца. Структура пород порфи-ровая, гломеропорфи-ровая, основной массы — неотчетливо сферолитовая. Контакты тела с вмещающими породами здесь не установлены из-за недостаточной обнаженности и близости по внешнему облику приконтактных брекчий с вмещающими ксенотуфами. Выходы аналогичных образований наблюдаются к востоку, на противоположном борту долины р. Тамир, и к западу, на левобережье р. Шазага. Вероятно, они трассируют суб-широтную зону магмоподводящих каналов.

Близкие по размерам и строению тела трубчатой формы, выполненные брекчиями и флюидальными трахириолит-порфирами, закартированы В. А. Новиковым [88, 89] в районе горы Бурлый к северу от Хамнигадайского массива гранитов, в бассейне р. Ара-Киреть и на других участках территории. Они зачастую хорошо фиксируются в гравитационном поле четко выраженными минимумами, контуры которых совпадают в плане с реликтами палеожерловин. На основании имеющихся данных по петрохимии, они практически не отличаются от эффузивных аналогов, лишь обладают несколько повышенной щелочностью, достигающей 10 % и более.

Туфы и туфобрекчии тамирской свиты, обладающие в полировках красивым рисунком, могут использоваться как облицовочный материал. Иногда вдоль зон разломов по вулканитам свиты развиваются поля метасоматитов — кварц-серицитовых вторичных кварцитов, являющихся прекрасным керамическим сырьем.

МЕЗОЗОЙ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Черноярковская свита ($T_{2-3\check{c}j}$). Образования черноярковской свиты слагают небольшую Усть-Тамирскую вулкано-тектоническую структуру в бассейне р. Кудара. Представлены преимущественно трахибазальтами, трахианде-зибазальтами и их туфами с участием в нижних частях разреза осадочных и пирокласто-осадочных пород, содержащих отпечатки триасовой флоры. Совместно с субвулканическими отложениями они образуют черноярковский вулканический комплекс.

Стратотип свиты находится на левобережье р. Хилок у д. Черноярково, в южном борту Тугнуйской депрессии (М-48-ХII). Объем и границы распространения ее в Усть-Тамирской структуре определены В. В. Скрипкиной и Ю. М. Холодом [106]. Наиболее представительные разрезы описаны В. М. Скобло [101] и В. А. Новиковым [90] в правобережной приустьевой части р. Тамир. В обобщенном виде он имеет следующий вид (снизу):

	М
1. Туфоконгломераты галечно-валунные, преимущественно вулканомиктовые, состоящие из окатанных и отсортированных галек подстилающих вулканитов тамирской свиты, реже гранитов; сцементированы разнозернистым туфопесчаником	130
2. Туфогравелиты и разнозернистые туфопесчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов	50
3. Туфопесчаники мелко- и крупнозернистые грязно-зеленовато-серые с прослоями черных плитчатых алевролитов (до 2 м), туфогравелитов (0,5—1,0 м), иногда туфов с включением даек и силлов (5—10 м) базальтовых, и габбро-порфиритов. Для туфогенно-осадочных слоев характерны элементы стратификации и слоистости. Туфы массивные комковатые, состоят преимущественно из остроугольных обломков (0,5—2,0 см) кислых вулканогенных пород. В прослоях углистых алевролитов вблизи основания встречаются растительный детрит и единичные крупные фрагменты папоротников и гинкговых [101]	180
4. Трахибазальты среднепорфировые зеленовато-серые, рассечены дайками (3 м) трахидациг-порфиров	30

	м
5. Туфопесчаники мелко- и среднезернистые вишнево-серые с прослоями (0,5—1,0 м) темно-серых кремнистых алевролитов	130
6. Туфы смешанного состава мелкообломочные литокристаллокластические зеленовато-, голубовато-серые	30
7. Переменяемость вишнево-серых туфопесчаников, туфогравелитов и туфо-алевролитов, в верхней части — два потока (5—10 м) порфировых трахи-базальтов	80
8. Трахибазальты среднепорфировые, миндалекаменные темно-бурые	40
9. Туфы трахидацитов мелко-среднеобломочные	20
10. Туфоалевролиты тонкослоистые темно-вишневые с прослоями (2—3 м) зеленовато-серых мелкозернистых туфопесчаников	30
11. Трахибазальты среднепорфировые миндалекаменные зеленовато-серые	60
12. Переменяемость туфогенных разнозернистых песчаников, алевролитов, гравелитов, реже туфов смешанного состава; в кровле — туфопесчаники и туфо-гравелиты с мелкой рассеянной галькой гранитов, сланцев, вулканитов, включают линзы светлых кремнистых алевролитов с прекрасно сохранившимися отпечатками флоры <i>Cladophlebis inchiinensis</i> S z e, <i>Cl. cosubovi</i> S r e b r., <i>Cl. pseudoichi-nensis</i> R a d c z., <i>Cl. cf. szeiana</i> P a n., <i>Diplasites tamirica</i> V l a d. [24, 101, 112, 116]	150
Продолжение разреза наблюдается на левобережье р. Кудара, здесь обнажаются главным образом эффузивы основного состава:	
13. Трахибазальты крупнопорфировые темно-зеленые плотные, перемежаю-щиеся с агломератовыми туфами и мелкопорфировыми трахиандезибазальтами	350—400

Мощность разреза 1280—1330 м.

Залегание пород преимущественно моноклиальное с падением к югу под углом 35—40, реже 50—60°, при этом иногда наблюдаются (пачка 3) флексуро-образные изгибы слоев с амплитудой до 100 м, фиксирующиеся обратными падениями пород. Верхняя граница свиты здесь не установлена; она имеет тектонический характер.

В составе свиты преобладают трахибазальты и трахиандезибазальты, причем подавляющая часть их имеет порфировую структуру. Вкрапленники представ-лены полисинтетически sdвойникованным лабрадором, андезин-лабрадором и андезином, иногда пироксеном, оливином, амфиболом или биотитом (в трахиан-дезибазальтах). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зерна-ми титан-авгита, рудного и девитрифицированным стеклом (20—60 %). Струк-тура пилотакситовая, витрофировая или гиалопилитовая, текстура массивная и миндалекаменная. Миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, пренитом, квар-цем, реже цеолитом и кальцитом. Туфы резко подчинены излившимся образова-ниям, состоят из обломков афировых и порфировых базальтоидов, осколков пла-гиоклаза, реже обломков кислых эффузивов, сцементированных тонкораскри-сталлизованной пепловой массой.

Песчаники полимиктовые и туфогенные, часто хорошо отсортированы, с окатанной кластикой, состоящей из осколков кварца, полевых шпатов, био-тита, эффузивов основного и кислого состава, рогульчатых частиц вулканиче-ского стекла (туфопесчаники). Цемент микрофельзитовый или глинисто-крем-нисто-слюдистый.

По петрохимии вулканиты относятся к семейству пород повышенной щел-очности: трахибазальтов—трахиандезибазальтов, высокоглиноземистых уме-ренно-титанистых (средняя 1,0—1,2 %) калиево-натриевой серии. Приурочен-ность свиты к низам разреза мезозойских впадин, высокая щелочность (6—7 %) и фациальная изменчивость вулканитов свидетельствуют об их рифто-генной природе.

Образования свиты четко оконтуриваются положительным магнитным полем интенсивностью 100—900 нТл с сильно изрезанной формой графиков ΔT . При переслаивании лав и терригенных осадков магнитное поле имеет знакопеременный характер. Радиоактивность пород 10—19 мкР/ч. Магнитная восприимчивость колеблется в диапазоне от первых до 6000×10^{-5} ед. СИ, средняя плотность вулканитов 2,65 г/см³, туфопесчаников и туфоконгломератов — 2,62 г/см³. Средние содержания микроэлементов в породах близки к средним значениям в литосфере.

Усть-тамирский разрез рассматривается В. М. Скобло [105] в качестве парастратотипа чернойровской свиты*. Возраст указанных выше растительных остатков, по заключению Г. П. Радченко [1] и И. А. Добрускиной [102], — конец среднего—начало позднего триаса (ладинский—карнийский ярусы).

К субвулканическим образованиям чернойровского вулканического комплекса отнесены дайки, силлы, штоки микрогаббро, габбро-порфиритов (vп), трахибазальтовых порфиритов и трахириодацит-порфиритов (тлζ). Мощность даек и силлов основного состава обычно колеблется от 3 до 10 м, редко более, протяженность 700—1000 м. Штоки в плане имеют форму, несколько вытянутую в субширотном либо северо-восточном направлении, площадь их не превышает первых квадратных километров. В центральной части они сложены мелкозернистыми габбро, сменяющимися в экзоконтакте габбро-порфиритами и диабазами. Состоят (%): из плагиоклаза (70), амфибола (25—30), титан-авгита (10). В трахибазальтовых порфиритах отмечается оливин (10—15 %) и калишпат (5—7 %).

Дайки трахириодацит-порфиритов обычно более поздние и часто имеют с габбро-порфиритами секущие контакты. Мощность их достигает 30—50 м при протяженности 500—1000 м. Вкрапленники представлены плагиоклазом, основная масса — калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем, находящимися в тонком срастании.

По химическому составу субвулканические породы близки к покровным образованиям. Радиоактивность сиенит-порфиритов 15—18, габбро-порфиритов — 7—10 мкР/ч.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые отложения на исследуемой территории представлены терригенно-вулканогенной хилокской свитой и терригенной угленосной гусиноозерской серией. Они выполняют небольшие приразломные впадины и узкие протяженные рифтогенные депрессии.

Хилокская свита (K_1hl). Терригенно-вулканогенные отложения свиты выделены в Хилок-Чикойской депрессии. Выходы ее пород на площади листа приурочены преимущественно к южному борту структуры. Небольшие выходы их закартированы в северном крыле Окино-Ключевской мульды, а во внутренних частях депрессии они подстилают либо фациально замещают (на уровне муртойской свиты) осадочные отложения гусиноозерской серии. Представлены лавами, реже агломератовыми брекчиями, туфами трахибазальтов и галечно-валунными конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов. Совместно с субвулканическими образованиями составляют хилокский вулканический комплекс.

* По мнению В. А. Амантова и И. Н. Тихомирова, флора из базальной туфогенно-осадочной пачки чернойровского стратотипа имеет более древний ранне-среднетриасовый возраст и ее не следует сопоставлять с флорой усть-тамирского разреза.

Стратотип свиты находится на правом берегу р. Хилок ниже д. Мотня (5), на границе площади листов М-48-ХII и ХVIII [34, 101]. В разрезе обнажаются две пачки пород, моноклинально наклоненные к западу и северо-западу:

	М
1. Нижняя сложена конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов, содержащих остракоды <i>Mongolianella</i> cf. <i>subexsortis</i> Scob., <i>Arguniella</i> aff. <i>ovalis</i> (Ramm.), <i>F. burjatica</i> Kol., <i>A. aff. compacta</i> Kol., <i>A. cf. elongata</i> Ramm.	350
2. Верхняя — чередование потоков трахибазальтов мощностью от 0,5—3,0 до 15—20 м. Основание потоков сложено плотными черными разновидностями, иногда с шаровой отдельностью, в верхах — обилие пустот, лавобрекчии, шлаки. В 100 м выше основания — линза (10 м) конгломератов, песчаников и алевролитов с остатками костистых и ганойдных рыб и раковин двустворок. Контакт с нижней пачкой осложнен разломом	450

Мощность разреза 800 м.

Выше по разрезу вулканиды по контакту прилегания согласно перекрываются отложениями убукунской свиты. Такое двухчленное строение разреза свиты более характерно для внутренней части Хилок-Чикойской депрессии. В южном борту впадины в разрезе существенно доминируют эффузивы. Они почти непрерывной полосой прослеживаются через всю территорию листа. Среди вулканидов преобладают лавы и лавобрекчии афировых трахибазальтов, редко отмечаются туфы и туфопесчаники. В северном борту Хилок-Чикойской депрессии среди эффузивов встречаются своеобразные агломератовые брекчии трахибазальтов, цементированные зеленовато-черным, буровато-желтым палагонитом. Мощность отдельных потоков трахибазальтов варьирует от 0,5 до 30 м. В основании потоков вулканиды более плотные и массивные, преимущественно черной, темно-серой окраски. В средней и особенно верхней частях потоков окраска меняется до пепельно-серой и бурой, появляются большое количество пустот и лавобрекчии. Иногда к пустотам приурочена цеолитовая минерализация шабазита, стильбита. На правом берегу р. Буй густая сеть ветвящихся жил и прожилков (до 3—5 см) цеолитов в трахибазальтах составляет на отдельных участках до 20—30 % объема породы. В верхах разреза среди вулканидов появляются прослои аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников. В одном из таких прослоев по скв. 1(4) в районе д. Старые Ключи В. М. Скобло [101] обнаружены многочисленные раковины остракод *Cypridea prinadai* Mandelst. Мощность вулканидов, по данным бурения (основание не вскрыто), составляет 250 м.

Трахибазальты имеют интерсергальную, гиалокристаллическую, микродолевую, пойкилоофитовую структуру. В основном преобладают плагиоклаз (андезин-лабрадор), рудный, вулканическое стекло. В незначительных количествах присутствуют титан-авгит, оливин, биотит, иногда калишпат, альбит. Вторичные минералы представлены иддингситом, апатитом, хлоритоподобным минералом, цеолитом, эпидотом, скаполитом. Вкрапленники встречаются редко и состоят из плагиоклаза, иногда оливина и титан-авгита.

По петрохимии вулканиды хилокской свиты относятся к семейству трахибазальтов, умеренно- и высокоглиноземистых, калиево-натриевой серии. Породы характеризуются повышенным содержанием фосфора (среднее 1,70 %) и титана (среднее 2,28 %). Щелочной состав вулканидов свиты является характерной чертой внутриконтинентальных рифтогенных комплексов.

Трахибазальты имеют среднюю плотность $2,53 \text{ г/см}^3$, магнитную восприимчивость 884×10^{-5} ед. СИ, остаточную намагниченность 662×10^{-3} А/м. Участки

распространения эффузивов характеризуются резко дифференцированным знакопеременным полем ΔT высокой интенсивности и отрицательными гравитационными аномалиями.

Фауна, установленная в отложениях свиты, однозначно указывает на их берриас-барремский возраст [104]. Раннемеловой возраст свиты также подтверждается данными К-Аг датирования базальтов [21]. Он составляет 133—143 млн лет (начало раннего мела).

Субвулканические образования, связанные с хилокской свитой, представлены sillами и дайками трахидолеритов ($\tau\beta$) и трахибазальтовых порфиритов ($\tau\beta\pi$). Мощность их обычно не превышает первых метров. По внешнему облику и химическому составу они близки к покровным фациям вулканитов.

Гусиноозерская серия выделяется в Кударинской, Урлукской впадинах и в центральной части Хилок-Чикойской депрессии [100, 104]. По литологическим признакам и специфическому комплексу фауны она разделена на три свиты (снизу): муртойскую, убукунскую, селенгинскую; в Урлукской впадине муртойская и убукунская свиты показаны как нерасчлененные.

Муртойская свита (K_1mr). В Кударинской впадине муртойская свита выделена впервые в 1983 г. [80]. В ее разрезе здесь преобладают конгломераты и песчаники с незначительной долей алевролитов. Органические остатки не установлены ввиду слабой изученности отложений. Мощность 250—300 м.

Убукунская свита (K_1ub) развита в центральной части Хилок-Чикойской депрессии, где выполняет Нарын-Гутайскую и Окино-Ключевскую мульды. Наиболее изучен разрез отложений на правом берегу р. Хилок вблизи д. Мотня, в юго-восточном крыле Нарын-Гутайской мульды [101, 94]. Здесь в разрезе свиты выделяются три пачки:

	м
1. Нижняя пачка представлена мелкогалечными конгломератами с гравийно-галечным заполнителем и маломощными прослоями песчаников	100
2. Средняя — тонкотерригенная ритмичная, при явном преобладании аргиллитов и алевролитов и подчиненной роли песчаников. С песчаниками в составе нижних микроритмов часто наблюдаются прослои, линзы и желваки железистых фосфоритов мощностью до 5—10 см. Иногда отмечаются пропластки (до 5 см) бурых углей. В аргиллитах выявлены остатки остракод <i>Mongolianella subexortis</i> S o b. — руководящих форм убукунской свиты [100]	230
3. Верхняя сложна валунно-галечными конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов	250—300

Мощность разреза 580—630 м.

В Окино-Ключевской мульде разрез свиты по скв. 2(3) [84] представлен (снизу):

	м
1. Аргиллиты синевато-черные плотные, иногда окремненные	47,4
2. Переслаивание плотных темно-серых алевролитов с черными аргиллитами и серыми разнозернистыми песчаниками	127,8
3. Переслаивание серых неравнозернистых глинистых песчаников с темно-серыми алевролитами	367,0
4. Переслаивание желтовато-серых мелкозернистых песчаников с темно-серыми алевролитами	51,2

Мощность 593,4 м.

В центральной части Окино-Ключевской мульды в разрезе преобладают алевролиты, аргиллиты и алевроитовые песчаники с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, причем роль алевролитов в верхней части разреза возрастает. Иногда среди них отмечаются раковины остракод *Mongolianella* cf. *subexsartis* Scob., *M. attrita* Scob., *Cypridea* cf. *originalis* Scob., *Limnocypridea defensa* Scob., *Illyocyprimorpha originalis* (Scob.) и др. [103].

Муртойская и убукунская свиты нерасчлененные (K_{1mr-ub}). Данные образования распространены в Урлукской впадине. Они обладают чертами строения, характерными для обеих свит, но недостаточная изученность отложений не позволяет расчленить их более детально. Представлены конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами, песчаниками, реже отмечаются алевролиты и аргиллиты. В южном борту Урлукской впадины известны выходы на поверхность небольших пластов (1,0—1,5 м) бурых углей. Суммарная мощность свит 300—500 м.

Возраст отложений установлен по находкам флоры *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. sp. cf. speciosa* Heer, *Czekanowskia rigida* (Heer), *Pityopyllum nordenskioldii* (Heer) Nath [81].

Селенгинская свита (K_{1sl}). Отложения ее известны только в Окино-Ключевской мульде Хилок-Чикойской депрессии. В качестве опорного разреза свиты принят разрез по скв. 304(2) [104], пробуренной в районе Окино-Ключевского бурогоугольного месторождения. Здесь с глубины 183,2 м в отложениях свиты фиксируется пять мезоритмов мощностью от 18 до 59 м. Каждый из них начинают кварцево-полевошпатовые гравелитистые песчаники и гравелиты, а заканчивают алевроитовые тонко-мелкозернистые и мелко-среднезернистые песчаники и алевролиты. Венчаются ритмы угольными пластами. Последние иногда очень резко отделены от вышележащих русловых песчаников, но чаще в кровле угольных пластов с ними ассоциируют озерно-болотные углистые алевролиты и алевропесчаники с растительными остатками.

Мощность сводного разреза свиты в Окино-Ключевской мульде 200—250 м.

По петрографическому составу породы аналогичны породам убукунской свиты. Различаются они окраской и гранулометрическим составом. Кластическая часть (%): полевые шпаты — 25—40, кварц — 10—30, слюды (биотит, мусковит) — 5—25, углистое вещество — 1—10. В псаммитах и псаммопсефитах, кроме того, присутствуют обломки эффузивов, гранитов, метаморфических сланцев. Цемент пород глинистый, глинисто-слюдястый, по типу базальный или пленочно-поровый.

Возрастное положение селенгинской свиты определяется согласным залеганием на отложениях убукунской свиты и палеонтологическим материалом, указывающим на ее раннемеловой возраст: двустворки *Daurinia* spp., *Unio* cf. *obrutschewi* Mart., *Lamproscapha* sp. и хорошо сохранившиеся фрагменты папоротников *Ohychiopsis* sp., *Scleropteris* sp. [104].

С отложениями селенгинской свиты в районе связаны месторождения и проявления высокостепенных бурых углей.

КАЙНОЗОЙ

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

Снежинская толща (N_{1sn}) оливиновых трахибазальтов выделена в южной части площади по аналогии с вулканогенными образованиями, широко

развитыми в бассейне р. Джида. Совместно с дайками трахидолеритов они составляют снежинский вулканический комплекс.

Небольшие останцы трахибазальтов закартированы вдоль правого борта р. Чикой, которые, по всей вероятности, сохранились от более обширного покрова, уничтоженного эрозией. Самый крупный выход их приурочен к плоской вершине горы Городовой Утес и соседнего водораздела. Здесь видимая мощность базальтового покрова достигает 86 м [83]. В основании базальтового покрова отмечены галечники, которые прослеживаются вдоль южного склона горы Городовой Утес на протяжении не менее 1 км. Мощность горизонта 1—4 м. Галечники лежат на гранитах и диоритах раннего палеозоя и по составу отвечают этим породам. Размер галек 3—5 см. Общая мощность покровов базальтов составляет около 90 м.

Базальты в основном пористые, брекчированные и массивные плотные черного и темно-серого цвета. В них хорошо видна столбчатая отдельность. Состоят из основного плагиоклаза, оливина, авгита и стекла. Биотит и роговая обманка присутствуют в незначительных количествах. Акцессорные представлены магнетитом и апатитом. Структура базальтов от полнокристаллической до витрофиновой. Полнокристаллические структуры представлены порфировой и интерсертальной. Порфиновые выделения образованы как плагиоклазом, так и оливином. Стекло базальтов бурого цвета, нераскристаллизованное.

Имеется всего один химический анализ вулканитов. Это низкокремнеземистые (SiO_2 43,62 %) оливиновые трахибазальты, высокотитанистые (3 %), низкоглиноземистые (12,5 %), калиево-натриевой серии. По составу очень близки к породам белозерского комплекса. В. В. Ярмолюк [46] связывает проявление кайнозойского внутриплитного базальтового магматизма с деятельностью мантийных плюмов (горячих точек).

Точных сведений о возрасте толщи нет. В бассейне р. Джида, где эта толща получила свое название, имеется несколько определений радиологического возраста базальтов — 9,7—24 млн лет (К-Аг), на основании которых возраст толщи датируется миоценом.

Совместно или вблизи покровных фаций отмечаются дайки оливиновых трахидолеритов ($\tau\beta$), представляющих собой субвулканические образования. Мощность даек — первые десятки, протяженность — первые сотни метров. По составу трахидолериты не отличаются от их эффузивных аналогов.

Оливиновые трахибазальты (трахидолериты) являются прекрасным облицовочным материалом. Во вкрапленниках трахибазальтов отмечается прозрачная ювелирная разновидность оливина — хризолит. Оценка последнего в качестве самоцветного сырья не проведена.

Верхний плиоцен

Тологойская свита (N_2^3tl , dpN_2^3tl)* представлена преимущественно красноцветными глинами и суглинками, образовавшимися за счет недалекого переотложения продуктов коры выветривания [2, 3, 32, 40]. Распространены они широко, однако выходы их на поверхность закартированы на единичных участ-

* Образования тологойской свиты тесно ассоциируют с эоплейстоценовыми отложениями сибильдуйской толщи, и места граница между ними проведена условно, поэтому они показаны на карте четвертичных образований.

ках, главным образом в глубоких эрозионных врезках высоких террасоувалов и долинах рек Кудара, Хилок, Чикой. Выделяется два типа разрезов: делювиально-пролювиальный и озерно-аллювиальный. Делювиально-пролювиальный тип формировался на бортах впадин, представлен красноцветными глинами, суглинками с включениями дресвы, щебня. Для отложений характерно большое количество (до 30 %) кластического материала и слабая наклонная слоистость, обусловленная чередованием щебнистых и глинистых слоев мощностью 1—5 м. Озерно-аллювиальные отложения приурочены к внутренним частям впадин. Выражены глинами с прослоями охристых песков и валунных галечников. Мощность отложений достигает 50 м.

Отложения тологойской свиты окрашены преимущественно в ярко-бурые и коричневые цвета с различными оттенками. Реже отмечаются черные, темносиние, зеленые, белые и розовые весьма плотные, жирные глины. Отличительной особенностью их является присутствие обломков — от щебня и гравия до отдельных зерен кварца. Химический состав глин (%): кремнезем — 58—62, глинозем — 17—18, окислы железа — 5,5—6,5, марганца — 0,2, сумма щелочей натрия и калия — 7,0—7,4.

Литологический состав отложений и термический анализ глинистой фракции указывают на формирование их в степных ландшафтах при умеренно теплом климате. В опорном разрезе Береговая обнаружены остатки гиппарионовой фауны *Hipparion* sp. [6, 22], выделенные Э. А. Вангенгейм в чикойской фаунистический комплекс верхнего плиоцена.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования распространены повсеместно. Они развиты на склонах водоразделов, в долинах рек, в Хилок-Чикойской, Кударинской и Урлукской впадинах. С учетом генезиса, литологических особенностей и характера связи с рельефом четвертичные образования подразделяются на эоплейстоценовые, нижне-средне-, средне-, средне-верхне- и верхнеэоплейстоценовые, верхнеэоплейстоцен-голоценовые и голоценовые.

Эоплейстоцен нерасчлененный

Сибильдуйская толща (Q_{Esb} , al^8Esb). Отложения сибильдуйской толщи распространены в Хилок-Чикойской депрессии в контурах палеоуровня 760—800 м (восьмого эрозионно-аккумулятивного уровня). Выделены на площади впервые. На поверхности обнажаются самые верхи разреза толщи, средняя и нижняя части отмечаются только в скважинах. Выделяются два типа разреза толщи. Первый характерен для Сухаринской впадины (М-48-ХII) и некоторых районов Хилок-Чикойской депрессии. Нижние части этих разрезов являются продуктами размыва и переотложения образований тологойской свиты, накапливающихся в основании предгорных склонов. Представлены красно-бурыми суглинками со щебнем и галькой. Другой тип разреза наблюдается в южном борту Хилок-Чикойской депрессии и в бассейне р. Шазага. Основание толщи здесь слагают валунно-галечные отложения (погребенный аллювий) мощностью более 20 м. Верхние разрезы толщи представлены алевритовыми песками, часто лессовидными карбонатизированными, и алевритами с прослоями грубозернистых песков и желто-бурых глин. Генезис осадков аллювиально-озерный, аллювиаль-

ный с пролювиально-делювиальными фациями. Из-за высокого содержания алеврочастиц пески толщи не пригодны для использования в качестве строитель-материалов.

Нижние части разрезов сибильдуйской толщи либо являются переходными, либо отделены от верхних горизонтов тологойской свиты резкой границей размыва. По литолого-стратиграфическим особенностям отложения толщи сопоставляются с нижней частью (пачка 3) Засухинского разреза и низами средней толщи горы Тологой, а также кангильским погребенным аллювием Восточного Забайкалья, датируемыми эполейстоценом. Общая мощность толщи 25—80 м.

Неоплейстоцен

Нижнее—среднее звенья

Хилок-чикойская толща ($Q_{1-11}h\check{c}$, al^7I^4 — $II^1h\check{c}$). К хилок-чикойской толще отнесены отложения седьмого аккумулятивного уровня (80—120 м), развитые в бассейнах рек Хилок, Кудара и Чикой. Выделяется впервые. Стратотипической местностью толщи является Хилок-Чикойская депрессия.

Отложения толщи довольно хорошо выражены морфологически и отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках. По разрезам скважин установлено, что осадки толщи с размывом лежат на эполейстоценовых отложениях либо на образованиях тологойской свиты. Превалируют отложения аллювиально-озерного генезиса, хотя иногда отмечаются осадки чисто аллювиальных и делювиально-пролювиальных фаций. Мощность толщи, по данным бурения, 35—70 м. Пески толщи кварц-полевошпатовые с большим количеством алеврочастиц. Зерна кварца и полевого шпата слабоокатанные. Отложения верхней части разреза отличаются тонкой горизонтальной слоистостью (0,5—1,0 см), с редкими сериями косослоистых песков, образующихся в условиях слабопроточных озер. В нижней части разреза появляются пропластки и включения суглинков и прослой гравийно-галечного материала, характеризующие более динамичные условия осадкообразования с накоплением русловых фаций. В отличие от эполейстоценовых, галечники хилок-чикойской толщи преимущественно сероцветные и не содержат рухляковых галек. С глубиной пески толщи становятся хуже сортированными. Растет количество алеврочастиц. Приповерхностные слои (3—5 м) нередко переработаны золовыми процессами.

Нижняя часть разреза хилок-чикойской толщи сопоставляется с верхним горизонтом кангильской свиты нижнего, а верхняя — с нижними горизонтами забайкальской толщи и пачками 4—6 Засухинского разреза нижнего—среднего неоплейстоцена [6, 76].

Среднее звено

Кривоярская свита ($Q_{11}kj$, $al^6II^{1+2}kj$). Отложения кривоярской свиты распространены на южном склоне Хилок-Чикойской депрессии, где образуют песчаные террасоувалы высотой 40—80 м, с абсолютными отметками 620—675 м. Уровень террасы довольно уверенно дешифрируется на аэрофотоснимках. Контуры верхней границы уровня часто совпадают с линиями неотектонических разломов северо-восточного направления, а нижней — с эрозионными уступами

либо отчетливо выраженным вогнутым перегибом в рельефе. В береговых обрывах р. Елань отложения свиты представлены (сверху) [88]:

	м
1. Песок светло-коричневый мелкозернистый с гумусом	0,4
2. Погребенная почва	0,5
3. Песок палево-серый мелкозернистый облессованный. Граница с нижележащим слоем расплывчатая, постепенная	1,6
4. Песок палево-серый мелкозернистый параллельнослоистый. Состав песков по- лимиктовый, окатанность песчаных зерен средняя	15,0

Мощность разреза 17,5 м.

Пески залегают на глинах тологойской свиты и перекрываются эоловыми и делювиально-пролювиальными отложениями верхнего неоплейстоцена—голоцена. Мощность отложений по скважинам колеблется от 20 до 90 м.

Пески кривоярской свиты мелкозернистые полевошпат-кварцевые горизонтальнослоистые, нередко с косыми и наклонными сериями. Отмечаются прослойки и линзы илистого песка, гравийно-галечного материала, суглинков, приуроченные к низам разреза. Верхние части разрезов песков более тонкозернистые, нередко карбонатизированные, со смещенными за счет криогенных нарушений слоями. Пески в восточной части Хилок-Чикойской депрессии отличаются хорошей сортировкой и могут использоваться в качестве строительного материала.

Костные остатки, найденные в отложениях свиты в долине р. Чикой северозападнее пос. Усть-Киран [3], выделены Э. А. Вангенгейм в усть-киранский фаунистический комплекс среднего неоплейстоцена.

Отложения Усть-Киранской террасы ($la^5 II^{3+4}$) объединяют образования пятого аккумулятивного уровня (26—45 м) и являются переходной ступенью в серии террас, занимая промежуточное положение между озерно-аллювиальными и аллювиальными толщами песков*. Для отложений Усть-Киранской террасы характерны серовато-бурые, палево-серые мелкозернистые алевритовые пески, нередко с косыми сериями разнозернистых гравелитистых песков. Слоистость песков горизонтальная, волнистая, наклонная. В низах разрезов отмечаются прослойки суглинков, алевритов и илов. Мощность отложений по скважинам от 20 до 50 м.

В левом борту р. Хилок в отложениях террасы найдены кости *Equus hemionus* Рапп., относимые ко второму среднечетвертичному межледниковью [37].

Среднее—верхнее звенья

Представлены эоловыми, делювиально-пролювиальными и солифлюкционными образованиями. Распространены в основном в прибортовых частях Хилок-Чикойской депрессии и внутригорных частях хребтов, формируя предгорные шлейфы, часто сопряженные со склоновыми рыхлыми отложениями.

Эоловые и делювиально-пролювиальные покровные отложения (v, dpQ_{II-III} ; $v, dpII-III$). Относительная высота их распространения более 200 м над днищами долин. По латерали они фациально замещают осадки

* На геологической карте отложения Усть-Киранской террасы включены в состав кривоярской свиты ($Q_{II}kj$).

озерно-аллювиального генезиса. Представлены палево-серыми лессовидными супесями, алевритами, песками мощностью более 10 м. Средний гранулометрический состав отложений (%): мелкий песок — 24, средний — 12, крупный — 4, дресва — 10 и алеврит — 50—60. Количество грубозернистых включений возрастает вниз по разрезу. В долине р. Шазага в разрезе супесей иногда встречаются прослой (20 см) погребенной почвы [89]. На границе этих слоев, чаще в верхнем слое (1,5—1,7 м), отмечаются мерзлотные деформации, подчеркивающие аридность и холодный климат образования осадков. В описываемых отложениях в правом борту р. Тамир авторами были обнаружены кости *Mammuthus primigenius* (определения Н. П. Калмыкова, БНЦ СО РАН, 1997 г.).

Солифлюкционные отложения (sQ_{II—III}, sII—III) приурочены к выположенным водоразделам и склонам северной экспозиции. На МАКС четко отбиваются по «гофрированному» рисунку фотоизображения. Представлены селеподобным суглинисто-супесчаным дресвяно-щебнисто-глыбовым материалом мощностью более 5 м.

Верхнее звено

Верхнеплейстоценовые отложения рассматриваемой территории делятся на следующие горизонты: сувинский (III₁), томпинский (III₂), степановский (III₃) и ошурковский (III₄), отвечающие по объему соответствующим ступеням. Данные образования слагают комплекс аллювиальных надпойменных террас низкого уровня (I—IV) и связанные с ними аллювиально-пролювиальные конусы выноса, пролювиально-делювиальные и делювиально-солифлюкционные предгорные шлейфы.

1. К сувинскому горизонту отнесены пролювиально-делювиальные отложения (pdIII₁). Они выделены по дешифрированию аэрофотоснимков и морфологическому положению в предгорной выположенной части Малханского хребта и занимают высокие уровни педиментов. Отложения представлены щебнистыми бурыми, желто-бурыми супесями и суглинками мощностью до 10 м. Возраст отложений условный.

2. Отложения сувинского и томпинского горизонтов объединенных представлены аллювием IV надпойменной террасы (a⁴III₁₊₂) высотой 20—25 м. Терраса отмечается отдельными фрагментами в Хилок-Чикойской депрессии. Отложения прислонены к высоким террасоувалам и имеют двухчленное строение. Верхняя часть — пески мелкозернистые с прослоями и линзами гравия, гальки, часто нарушенными криогенными процессами; нижняя — ритмичнослоистые пески с линзами и прослоями супесей и суглинков. Мощность до 25 м. В террасовых отложениях р. Хилок обнаружены костные остатки *Rhinoceros tichorhinus*, датируемые началом позднего неоплейстоцена [76].

3. Делювиально-солифлюкционные отложения (dsIII₂) томпинского горизонта выделены на северном склоне и водоразделе Малханского хребта (Тамирская и Бичурская гривы). На аэрофотоснимках отмечается своеобразный струйчатый рисунок течения, характерный для надмерзлотного стока. Представлены суглинками и супесями с дресвой и щебнем мощностью до 5 м.

Пролувиально-делювиальные отложения (pdIII₂) широко развиты в бортах впадин и занимают предгорные шлейфы, а также верховья водотоков 1—2-го порядка. Преобладает несортированный суглинисто-супесчаный щебнисто-глыбовый материал. Слои в них нередко нарушены мерзлотными про-

цессами. В степных районах отложения представлены супесью с маломощными (5—10 см) горизонтальными, иногда диагональными сериями тонкого песка и включениями щебня, дресвы. Мощность отложений 0,5—10 м. В спорово-пыльцевых спектрах господствует пыльца трав (41—76 %), в основном *Compositae* и *Artemisia*. Обнаружены кости *Bison priscus*, *Equus caballus* и другие формы позднепалеолитического фаунистического комплекса [90].

Аллювиально-пролювиальные отложения (арIII₂) образуют конусы выноса водотоков 1—2-го порядка вдоль бортов впадин. Представлены песками, супесями с гравием, дресвой, щебнем. Содержание SiO₂ в песках 75—80 %. Слоистость тонкопараллельная с косыми сериями. Мощность до 15 м. Обломочный материал хорошо отмыт и отсортирован, что позволяет использовать его в качестве песчано-гравийных смесей. В отложениях у с. Шаралдай (М-48-III) установлены кости *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius* и *Bison priscus* [78].

4. К томпинскому и степановскому горизонтам объединенным отнесены аллювиальные отложения III надпойменной террасы (а³III₂₊₃) высотой 15—20 м, протягивающиеся прерывистой полосой вдоль левого борта долины р. Хилок. Фрагменты ее отмечаются также в долинах рек Кудара, Урлук и водотоках 2-го порядка. Верхняя часть террасы сложена преимущественно илистыми песками пойменной фации аллювия рек, не нарушенными криогенными процессами. Нижняя часть представлена русловыми гравийно-галечными, реже валунно-галечными отложениями. Степень сортировки материала в долинах крупных рек со спокойным водным режимом значительно выше, в отличие от образований мелких водотоков с высокой энергией потоков. Мощность их 10—15 м. В спорово-пыльцевом спектре отложений доминирует пыльца трав *Compositae* при незначительном содержании пыльцы древесных растений [89].

5. Аллювиально-пролювиальные и пролювиально-делювиальные отложения, отнесенные к степановскому горизонту, слагают конусы выноса водотоков 2—3-го порядка и предгорную наклонную равнину вдоль хребтов, обрамляющих впадины. Аллювиально-пролювиальные отложения (арIII₃) генезиса представлены алевритовыми песками с прослоями, линзами щебнисто-гравийного материала мощностью 5—10 м. Пролувиально-делювиальные отложения (pdIII₃) образованы супесями, суглинками с глыбово-щебнистым материалом. Мощность их более 10 м.

Указанные выше отложения степановского горизонта включены в более древние средне-верхнеоплейстоценовые образования, а сами шлейфы таких отложений часто подрезаны более молодыми верхнеоплейстоценовыми врезами и перекрыты верхнеоплейстоцен-голоценовыми отложениями.

6. Степановский и ошурковский горизонты объединенные представлены аллювием II (10—12 м) надпойменной террасы (а²III₃₊₄), распространенной фрагментарно по левому склону долин рек Хилок, Чикой, Кудара. Терраса прислонена к террасам более высокого уровня, переработана дефляционными процессами. Пески террасы мелкозернистые алевритовые с включениями гальки, гравия. Слоистость горизонтальная с косыми, наклонными сериями грубозернистых фракций. Мощность 3—15 м. Спорово-пыльцевой спектр отложений террасы р. Чикой содержит пыльцу древесных растений (75—80 %), главным образом сосны, березы, ольхи, ели, ивы; среди трав (18—25 %) наиболее распространены злаковые, эфедровые, гречишные, сложноцветные; встречаются споры (1—5 %) мхов и папоротников.

Верхнее звено неоплейстоцена—голоцен

Данные образования представлены аллювием I (6—8 м) надпойменной террасы ($a^1 Q_{III_4}—H^1$, $a^1 III_4—H^1$) и аллювиально-делювиальными, аллювиально-пролювиальными и коллювиальными отложениями.

I терраса развита в долинах рек Хилок, Чикой, Кудара. Сводный разрез I террасы по левому борту р. Чикой (сверху):

	м
1. Супесь эоловая с реликтами почвы	0,5
2. Песок мелкий желтовато-серый неяснослоистый	0,5
3. Погребенная почва	0,3
4. Суглинки (супеси) лессовидные с карбонатными стяжениями	0,5
5. Пески мелкие и тонкие тонкослоистые с криогенными нарушениями	1,5
6. Песчано-гравийно-галечный материал	1,0

Мощность 4,3 м, по другим аналогичным разрезам — от 2 до 6 м.

Терраса прислонена к террасам второго и более высокого уровня. В отложениях верхней части террасы установлена пыльца древесных форм, преобладают хвойные: сосна, сибирский кедр, реже отмечается пыльца березы. На долю пыльцы трав приходится 33 % [84].

Аллювиально-делювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения образуют склоны и русловые части долин рек 2—3-го порядка: Бол. Куналей, Бичура, Сухой Ручей, Ара-Киреть, Окинка, Топка и др.

Аллювиально-делювиальные отложения ($adQ_{III_4}—H$, $adIII_4—H$) являются переходными от пролювиально-делювиальных и делювиальных в основании склонов к аллювиальным констративного аллювия. Последний выполняет днища горных рек, образуя мощные перестилающие толщи руслового плохо сортированного аллювия. Пойменные фации в таких отложениях играют подчиненную роль. Их мощность не превышает 5 м.

Аллювиально-пролювиальные отложения ($apQ_{III_4}—H$, $apIII_4—H$) чаще вложены в аллювиально-делювиальные либо образуют постепенные фациальные переходы с ними. В горной части они сложены галечно-валунным материалом с песчаным заполнителем, образованным постоянно мигрирующими потоками. В средней части долин они сменяются более сортированными песками и галечниками, а вблизи устья образуют пологонаклонные дельты, сложенные песками от грубозернистых гравелитистых до алевритовых. В степных районах развиты аллювиально-пролювиальные отложения временных водотоков. Они вложены в образования шлейфов эолового и пролювиально-делювиального генезиса среднего—верхнего неоплейстоцена. Представлены несортированным и плохо отмытым щебнисто-дресвяно-гравийным материалом, переслаивающимся с палево-серой супесью, мощностью около 5—10 м. Отложения конусов выноса водотоков 2-го порядка и сухих дельт могут использоваться в качестве песчано-гравийных смесей.

Коллювиальные отложения ($cQ_{III_4}—H$, $cIII_4—H$) развиты в местах интенсивной эрозионной деятельности речной сети, часто предопределенной

тектоникой. На склонах таких долин, в основании тектонических «фасетов», образуются глыбово-щебнистые осыпи. Они также слагают нижние части шлейфов крутых склонов. Отложения глыбово-щебнисто-дресвяные (до 70 %) с супесчаным заполнителем мощностью более 5 м.

Голоцен

Отложения голоцена представлены аллювием высокой (3,5 м) и низкой (до 3 м) пойм крупных рек Хилок, Чикой, Кудара и нерасчлененными аллювиальными отложениями водотоков 2-го порядка, а также связанными с ними пролювиальными, озерными, озерно-биогенными и эоловыми образованиями.

Высокая пойма — верхняя часть (aH¹) крупных рек очень хорошо выражена в рельефе, имеет четкий тыльный шов и бровку. Сводный разрез отложений высокой поймы рек Хилок, Кудара (сверху):

1. Почвенно-растительный слой	м
2. Песок серый мелкий и тонкий полимиктовый горизонтальнослоистый	0,2
3. Песок серый илистый слабослоистый обохренный	0,3
4. Песок желтовато-серый мелкий с линзами среднего	0,6
5. Песок серый илистый неяснослоистый	0,3
6. Переслаивание (через 10 см) песков и галечников	0,5—1,0
	0,6—1,0

Мощность разреза 2,5—3,4 м.

В разрезах отложений высокой поймы отмечаются как пойменные, так и русловые фации. В пределах межгорных впадин пойменные фации преобладают над русловыми. Мощность отложений не превышает 5 м. На поверхности высокой поймы отмечены археологические стоянки с находками отщепов и фрагментами керамики позднего неолита и периода ранней бронзы 2,6—2,8 тыс. лет до н. э. [87, 90].

Низкая пойма — нижняя часть (aH²) сложена песчано-валунно-галечным материалом с примесью илесто-алевритовых осадков (фации прирусловых валов и отмелей) мощностью 2,5—3 м.

Пролувиальные отложения (pQ_н, pH) развиты преимущественно в Хилок-Чикойской депрессии. Они слагают конусы выноса временных водотоков овражной сети и представлены несортированными алевритовыми песками с дресвой, гравием мощностью до 3 м.

Озерные (lQ_н, lH) и озерно-биогенные (lbQ_н, lbH) отложения (илистые гумусированные тонкие пески, ил) выделены в долинах рек Хилок, Кудара. Они заполняют пониженные участки пойм блюдцеобразной формы. На аэрофотоснимках такие участки выделяются по белому фототону и точечному рисунку. Их мощность не превышает 5 м.

Эоловые отложения (vQ_н, vH) приурочены к юго-западному борту Хилок-Чикойской депрессии, где образуют дюны, барханы. Они широко распространены на поверхности террас высоких уровней. В районе оз. Черное движущиеся пески занимают площадь несколько десятков километров (урочище Большие Пески). Хорошо выделяются на аэрофотоснимках по характерным ячеистым формам и белому фототону. Мощность отложений более 10 м. Возраст их

их устанавливается на основании залегания на слое погребенной почвы с археологическими остатками [90].

Нерасчлененные четвертичные образования развиты на водораздельных и склоновых частях хребтов и мелкосопочного рельефа впадинных равнин.

Элювиальные (e), элювиально-делювиальные и солифлюкционные (ed, s), коллювиально-делювиальные (cd) отложения образуют слабонаклонные и субгоризонтальные вершинные поверхности и склоны в среднегорной части рельефа. Они представлены перемещенными либо слабосмещенными продуктами хемогенного, физического и мерзлотного выветривания. В составе их преобладает глыбово-щебнистый материал с небольшим количеством супесчаного заполнителя. Мощность до 3—5 м.

Элювиальные и делювиальные (e, d), делювиальные и коллювиально-делювиальные (d, cd) генетические типы отложений широко развиты в переходной зоне средне-низкогорного рельефа. В верхних частях склонов преобладает крупноглыбовый материал, в нижних — курумы и дресвяно-щебнистые отложения с супесчаным заполнителем. Их мощность от 1,5 до 3 м.

Делювиальные отложения (d) распространены в низкогорье, где основными склоновыми процессами являются дефлюкция и плоскостной смыв. Отложения представлены суглинком, супесью с включением дресвы, щебня и глыб в различных сочетаниях общей мощностью от 2 до 4 м.

Эоловые и делювиальные отложения (v, d) распространены в низкогорном грядово-холмистом рельефе вдоль юго-западного подножия Малханского хребта. Представлены покровными лессовидными супесями и песками с включением дресвяно-щебнистого материала, мощностью до 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Данные образования слагают около 50 % территории. Они различны по составу и возрасту и разделяются на следующие комплексы: рифейские (?) малханский метаморфический и заганский гнейсо-гранитовый; моностойский и джидинский раннепалеозойские островодужные, бичурский позднепермский и куналейский раннетриасовый анорогенные, белозерский палеогеновый субвулканический, а также раннемеловые гидротермальные образования.

РИФЕЙСКИЕ (?) МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Малханский комплекс гнейсов и сланцев (gR?m) ограниченно распространен. Выходы метаморфических пород протягиваются в виде полосы шириной 2—3 км вдоль юго-восточного подножия Заганского хребта, в северо-западном углу площади листа. Состав комплекса: биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов, гранат-биотитовых и силлиманит-биотитовых сланцев.

Метаморфические образования комплекса на южных склонах Заганского хребта разделяются условно на три части. Нижняя представлена мелко- и среднезернистыми лейкократовыми гнейсами существенно кварц-полевошпатового состава с подчиненными прослоями (мощностью до 5—10 м) мелкозернистых амфиболовых кристаллических сланцев. На контакте с гранитами заганского комплекса кристаллосланцы и гнейсы мигматизированы. Мощность 800—1000 м.

В средней части разреза наблюдается насыщенность меланократовыми амфибол-биотитовыми и амфиболовыми (иногда с силлиманитом) кристаллическими сланцами, образующими прослой и линзы среди гнейсов, не выдержанные по мощности и простирающие (до 1000 м). Завершается разрез мелкозернистыми лейкократовыми гнейсами и микросланцами с относительно редкими прослоями амфиболитов и биотит-амфиболовых кристаллосланцев (700—800 м). Общая мощность пород комплекса составляет не менее 2500 м.

В зоне разлома, проходящего по южным склонам Заганского хребта, метаморфические породы интенсивно катаклазированы и милонитизированы.

Гнейсы — серые средне-мелкозернистые породы с резко выраженной гнейсовидной текстурой. В их составе плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка, гранат, редко силлиманит. В качестве примесей отмечаются апатит, магнетит, циркон и сфен. Структура гнейсов лепидогранобластовая, гранобластовая, с участками лепидонематогранобластовой. Кристаллосланцы отличаются от них более меланократовым обликом.

Амфиболиты встречаются среди кристаллосланцев в виде линз и прослоев мощностью до 40 м. Состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и обыкновенной роговой обманки со сфеном, апатитом, цирконом, ортитом и рудным минералом в качестве аксессуариев.

По минеральным ассоциациям данные образования относятся к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. pT -условия метаморфизма 520—560 °С и давление 3,5—5,8 кбар. На контакте с гнейсо-гранитами Заганского комплекса в метапородах широко проявлены процессы мигматизации. Выделяются послойные и тневые мигматиты. Послойные мигматиты представляют собой полосчатые породы, в которых инъекции гранитов чередуются с материалом субстрата, образуя полосы шириной от 1—2 мм до 2—3 см. В тневых мигматитах субстрат уже не отличается от гранитной части, но при этом широко проявлены тневые и облачные текстуры реликтов кристаллосланцев. Переходы от мигматитов к вмещающим породам постепенные. К участкам мигматизации обычно приурочены пояса пегматитовых и аплитовых жил.

По химическому составу образования комплекса относятся к породам умеренно-щелочной петрохимической серии. При этом обособляются два поля: первое объединяет более меланократовые разновидности — кристаллосланцы и амфиболиты (SiO_2 48—58 %); второе — лейкократовые гнейсы и микросланцы (SiO_2 63—75 %). Высокоглиноземистые разности развиты крайне ограниченно.

Метаморфиты комплекса характеризуются повышенным гравитационным полем и положительными магнитными аномалиями ΔT интенсивностью 200—900 нТл.

Возраст метаморфических пород комплекса в данном регионе трактуется по-разному. Существуют три основных мнения по поводу формирования и, следовательно, возраста этих образований. Первое выражает исторически сложившееся представление о них, как о наиболее древних образованиях — фрагментах докембрийской континентальной коры, подвергшихся глубокому метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Возраст их устанавливается как дорифейский или раннедокембрийский [58, 14, 33].

Вторая точка зрения базируется на том, что сланцы и гнейсы являются продуктами прогрессивного метаморфизма допермских вулканогенных пород в процессе становления Заганского гранито-гнейсового купола [27]. В С. Платов [94], развивая эту идею и опираясь на близкие Rb-Sr радиологические датировки возраста вулканитов, гнейсов и сопряженных гранитов (270—290 млн лет), объединяет их всех в один позднепалеозойский метаморфогенно-магматический комплекс.

Е. В. Складаров трактует образование Заганского гранито-гнейсового купола с позиций концепции «комплексов метаморфических ядер» кордильерского типа. Предполагается, что его формирование происходило одновременно с образованием позднемезозойских рифтовых впадин и связано с процессами милонитизации и гнейсификации первично неоднородного, преимущественно позднепалеозойского гранитного субстрата в зонах пологих срывов при его выдвигении со среднекоровых глубин на поверхность [42].

Определения радиологического возраста кристаллосланцев, проведенные авторами на сопредельной к северу территории (М-48-ХII), показали, что Sm-Nd модельный возраст метаморфитов $T_{Nd}(DM)$ — 926, 1099 и 1840 млн лет, что соответствует среднему—позднему рифею и раннему протерозою. Возраст цирконов из кристаллосланцев — 243 ± 10 и 170 млн лет, сфена — 122 млн лет.

Суммируя вышесказанное, возраст метаморфических образований малханского комплекса принимается условно рифейским, а более молодые датировки рассматриваются как следствие их переработки под влиянием тектономагматической активизации в позднем палеозое—мезозое.

Заганский комплекс гранодиорит-гнейсо-гранитовый. Образования заганского комплекса являются самыми древними среди интрузивных пород района. Они слагают крупное куполообразное поднятие, выраженное в современном рельефе одноименным хребтом и чаще именуемое в литературе гранито-гнейсовым куполом или валом [27]. На территории листа расположен небольшой фрагмент южной оконечности купола, сложенный гранитами второй и третьей фаз комплекса. Характерной особенностью пород является наличие у них гнейсовидных и директивных текстур, а также тесная взаимосвязь с метаморфитами малханского комплекса рифея (?).

Гранитоиды второй фазы ($\gamma_2R?z$) представлены гнейсо-гранитами и ортогнейсами. Падение гнейсовидности пород пологое, подчеркивающее куполообразную структуру поднятия. Углы падения редко превышают 30—40° и выносятся к осевой части купола. Гнейсо-граниты представляют собой мелкозернистые породы светло-серого, розовато-серого цвета, обладающие слабосланцеватой текстурой. Структура пород гранобластовая, лепидогранобластовая; большинство их катаклазировано. Отмечены редкие зонки калишпатизации и калиевого порфиروبластеза. При увеличении количества вкрапленников калишпата по составу породы приближаются к граносиенитам. Среди гнейсо-гранитов выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые разновидности. На некоторых участках широко распространены конформные, реже секущие жилы пегматитов и гранит-аплитов. На контакте с вмещающими гнейсами и сланцами малханского комплекса местами наблюдаются поля инъекционных гнейсов и мигматитов видимой мощностью до первых сотен метров.

Образования третьей фазы развиты незначительно. Они представлены преимущественно жилами и дайками умеренно-щелочных слабогнейсовидных лейкократовых гранитов, которые в пределах площади листа не выделяются. Несколькими условно к третьей фазе отнесены щелочные граниты Верхнемангиртуйского массива, выходы которых отмечаются у самой северной границы площади. Это светло-серые мелкозернистые гнейсовидные щелочные граниты и лейкограниты. Направление гнейсовидности в них хорошо согласуется со сланцеватостью вмещающих гнейсов и сланцев малханского и гнейсо-гранитов второй фазы заганского комплексов. Соотношение с породами второй фазы преимущественно субсогласное, реже секущее. Состав щелочных гранитов — калиево-натриевый полевой шпат, кварц и небольшое количество плагиоклаза. Из темноцветных минералов отмечаются эгирин-салит и катопорит — до 2—3 % [29].

Пегматиты, представляющие собой жильную фацию комплекса, образуют маломощные (от 1—2 до 15 м) согласные, реже косесекущие жильные тела протяженностью до десятков и сотен метров, а иногда до 1 км. В центральных частях жил залегают блоковые и другие типы пегматитов, постепенно переходящие к зальбандам в пегматоидные лейкократовые граниты и гранит-аплиты. Минеральный состав пегматитов: калиево-натриевый полевой шпат-пертит, альбит, олигоклаз, биотит, роговая обманка, мусковит. В акцессории содержатся сфен, лейкоксен, апатит, ортит, магнетит, гранат, берилл, турмалин и радиоактивные минералы.

Эндоконтактные изменения в гранитоидах комплекса выразились в образовании фаций мелкозернистых лейкогранитов (зона закалки) и контаминации

метаморфического субстрата. В краевой части гранито-гнейсового купола породы комплекса тектонизированы с образованием катаклазитов, милонитовых сланцев, бластомилонитов и псевдотахилитов. Происхождение тектонитов связывается с зонами крупноамплитудного растяжения в процессе позднеюрско-раннемелового рифтогенеза, приведшего к тектоническому экспонированию метаморфического фундамента на поверхность.

По петрохимическим характеристикам большая часть гранитоидов комплекса относится к умеренно-щелочным калиево-натриевой серии высоко- и весьма высокоглиноземистым; породы Верхнемангиртуйского массива — к щелочным гранитам-лейкогранитам. Для гранитов главной фазы характерно небольшое содержание магния, кальция, высокие железистость и сумма щелочей. Корреляция между кремнеземом и K_2O отсутствует, что свидетельствует о привносе последнего. Гранитоиды характеризуются умеренными или пониженными концентрациями Ba, Nb, Sr, P, Ti и обогащены легкими редкими землями. По своим основным параметрам они близки к гранитам А-типа, однако отличаются от характерных их представителей повышенными содержаниями Sr, Ba, более низкими Zr, Nb, Y [42].

Образования заганского комплекса характеризуются положительными магнитными аномалиями ΔT интенсивностью 400—900 нТл. Средняя магнитная восприимчивость гранитоидов составляет 580×10^{-5} ед. СИ. Интерпретация магнитных аномалий, проведенная Ю. А. Зориным [42] для Заганского гранито-гнейсового купола, показала, что в разрезе гнейсо-граниты имеют форму линзовидной пластины толщиной около 3 км, полого погружающейся к юго-востоку под Хилок-Чикойскую нижнемеловую депрессию. В гравитационном поле породы комплекса фиксируются относительным максимумом силы тяжести. По уровню радиоактивности (10—26 мкР/ч) они близки к породам более молодых комплексов; повышенным фоном (до 40 мкР/ч) обладают лишь жилы пегматитов из-за присутствия в них акцессорных радиоактивных минералов.

Гнейсо-граниты прорывают метаморфиты малханского комплекса условно рифейского возраста и находятся в гальке нижнемеловых конгломератов. Радиологический возраст пород Заганского хребта имеет широкий разброс датировок: Sm-Nd модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ гнейсо-гранитов — 729, 762 и 1072 млн лет; U-Pb по циркону — 153,5, 160,7 и 233 ± 25 млн лет; Rb-Sr — 270—290 млн лет [94]. В полученных результатах привлекает внимание четкая корреляция данных возрастов с основными позднепалеозойско-мезозойскими геологическими событиями развития района. На основе имеющихся материалов вопрос о возрасте гранитов заганского комплекса нельзя считать окончательно решенным. Авторы записки предполагают, что формирование их происходило в позднем рифее (720—760 млн лет) одновременно с метаморфизмом рифейских толщ. Следует согласиться с выводами Е. В. Склярова [42] о природе и позднеюрско-раннемеловом возрасте динамометаморфических преобразований пород Заганского хребта. Возможно, с этим этапом связано формирование части тел жильных пегматитов, в том числе и несущих минерализацию хлопинита, которые условно включаются в состав заганского комплекса.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Моностойский комплекс габбровый (vPZ_{1m}) объединяет разнообразные габброиды, слагающие в пределах района многочисленные ксенолиты среди палеозойских гранитоидов. Форма ксенолитов чаще вытянутая и неправильная,

реже близкая к изометричной. Размеры наиболее крупных из них достигают 30—40 км². Среди пород комплекса преобладают оливиновые, пироксеновые и амфибол-пироксеновые габбро нормального петрохимического ряда, реже встречаются анортозиты, габбро-диориты, троктолиты, горнблендиты, перидотиты и пироксениты.

Крупный массив (ксенолит габброидов) расположен в бассейнах рек Мал. Жиндокон—Урлук, в северном борту Урлукской впадины. Он протягивается более чем на 25 км от верховьев р. Сажига до восточной границы площади листа. В строении массива принимают участие в основном мелко-среднезернистые габбро, а также их крупнозернистые и пегматоидные разновидности. Реже встречаются габбро-диориты, анортозиты и горнблендиты. Иногда отмечаются небольшие тела плагиоклазовых перидотитов (бассейн р. Сажига). Общих закономерностей в размещении пород не отмечено, но характерны частая смена разновидностей и многочисленные взаимопереходы на довольно небольших расстояниях. Интрузивные контакты гранитоидов бичурского и джидинского комплексов с габброидами монотойского отчетливые. Вдоль южной границы в массиве отмечаются небольшие ксенолиты вулканитов катаевской свиты. На контакте они ороговикованы, инъецированы прожилками мелко-среднезернистых габбро и имеют облик высокометаморфизованных слюдястых сланцев.

В западной части Кударинской гривы в районе горы Ханхара образования монотойского комплекса слагают ксенолит (15 км²) среди гранитов джидинского комплекса. Форма его удлиненная согласно направлению водораздела, с неровными и извилистыми границами. К востоку через цепочку небольших тел он соединяется с крупным Шарагольским массивом, детально описанным В. Н. Мурзиным [83]. В центральной части ксенолита отмечаются массивные крупнозернистые амфиболовые габбро, среди которых обособляются участки, сложенные горнблендитами с пегматоидной структурой. На контакте с гранитоидами развиваются своеобразные полосчатые породы типа мигматитов, лейкосома которых представлена розовыми мелкозернистыми гнейсовидными биотитовыми гранитами, а меланосома — гнейсо-диоритами.

На южных склонах Тамирской гривы расположен второй по размерам (около 40 км²) выход пород комплекса. Он объединяет здесь несколько разрозненных небольших (1—5 км²) тел с не очень четкими границами из-за интенсивной гранитизации пород и обилия даек и мелких штоков гранитов джидинского комплекса. Несмотря на преобладание оливин-пироксеновых габбро и габбро-диоритов, строение этих ксенолитов неоднородное. В них довольно часто встречаются измененные (окварцованные и калишпатизированные) породы диоритового состава.

Многочисленные мелкие ксенолиты пород комплекса развиты повсеместно в непосредственной близости от крупных полей развития габброидов. Породы этих ксенолитов наиболее изменены, и состав их варьирует от габбро до габбро-диоритов и диоритов.

Габброиды — темно-зеленые, темно-серые, почти черные полнокристаллические породы с массивной, реже полосчатой и пятнистой текстурой. Структура их габбровая, габбро-офитовая, пойкилоофитовая и панидиоморфнозернистая. Они образованы (%): плагиоклазом (50—80), оливин (2—30), авгитом (10—30) и роговой обманкой (до 30). Состав плагиоклаза колеблется от андезин-лабрадора в габбро-диоритах до лабрадор-битовнита в анортозитах и троктолитах. В значительно меньших количествах присутствуют рудный минерал и акцессории — сфен, циркон, апатит. Минеральный состав перидотитов (лерцолитов):

серпентин с реликтами оливина, моноклинного пироксена и пластинками бастита, плагиоклаз (5—10 %) и рудный (до 10 %). Контактные изменения в габброидах проявлены очень широко и выражены в калишпатизации и альбитизации плагиоклазов, амфиболизации пироксенов, эпидотизации и окварцевании. По составу породы при этом приближаются к диоритам и монцодиоритам. В мелких ксенолитах изменения носят площадной характер. Гидротермальные изменения — аргиллизация, реже карбонатизация — являются постинтрузивными и сопровождают тектонические нарушения, проявленные в породах катаклазом и милонитизацией.

По данным химического анализа, породы комплекса относятся к основным нормальному ряду калиево-натриевой серии. Полезных ископаемых с габброидами на описываемой территории не установлено.

Породы монстойского комплекса имеют физические свойства, характерные для основных пород. Участки развития их уверенно коррелируются с интенсивными положительными магнитными аномалиями с максимальными значениями до 2500—3000 нТл. Судя по градиенту поля, границы ксенолитов чаще крутопадающие. Кроме того, габброиды имеют более высокую плотность по сравнению с окружающими их породами. Радиоактивность их весьма низкая — от 6—8 до 10—12 мкР/ч.

Габброиды монстойского комплекса прорывают эффузивы катаевской свиты венда (бассейн р. Урлук) и сами находятся в ксенолитах среди раннепалеозойских гранитов джидинского комплекса. На основании этих данных и в соответствии с легендой Селенгинской серии листов возраст комплекса определяется как раннепалеозойский.

Джидинский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый. Образования этого комплекса развиты главным образом в Кударинской гриве и в бассейне р. Кудара, небольшие выходы их закартированы в верховьях р. Бол. Куналей. Граниты образуют крупные массивы, измеряемые сотнями квадратных километров и тяготеющие к полям вендских вулканитов катаевской свиты островодужного генезиса. Большинство исследователей относят их к интрузивным членам этой островодужной ассоциации [10, 4]. В составе комплекса выделяются две фазы.

Первая фаза ($\gamma\delta_1PZ_1d$) представлена преимущественно гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а также кварцевыми монцонитами, составляющими краевую гибридную фацию; вторая фаза (γ_2PZ_1d) — двуполевошпатовыми гранитами и лейкогранитами, часто гнейсовидными. В петротипической местности [51] в составе последней значительную роль играют плагиограниты. К дайковым образованиям отнесены небольшие линзовидные тела и жилы аплитов (а), пегматитов (р) и мелкозернистых гранитов (γ).

В Кударинской гриве образования комплекса слагают крупный массив (более 800 км²) субширотного—северо-восточного простирания шириной 18—20 км и протяженностью более 70 км. На севере граница массива преимущественно тектоническая, на юге и востоке обусловлена выходами пермских эффузивов и морфологией интрузий гранитоидов бичурского комплекса. В центральной части отмечаются реликты метавулканитов катаевской свиты и габброидов монстойского комплекса. Истинные размеры массива значительно превышают его выходы на площади листа.

Породы ранней фазы приурочены обычно к краевой апикальной части массива либо отмечаются вблизи ксенолитов габбро монстойского комплекса. Представлены преимущественно гранодиоритами. Они обладают серой окраской,

среднезернистым сложением с массивной, иногда параллельной текстурой. Минеральный состав гранодиоритов (%): плагиоклаз — 55—60, калишпат — 5—20, кварц — 8—25, биотит — 5—10, роговая обманка — 3—7, сфен, циркон, апатит, рудный. Кварцевые диориты встречаются спорадически и сложены теми же минералами, но отличаются повышенным количеством темноцветов (амфибола) — до 15—20 % и более основным составом плагиоклаза (андезин). Особенностью пород первой фазы является обилие округлых и овальных ксенолитов габбродиоритов монотойского комплекса размером от нескольких до 20—30 см. На водоразделе Кударинской гривы, у автодороги Шарагол—Кудара-Сомон и на левобережье р. Кудара вблизи с. Семеновка установлено прорывание гранодиоритов гранитами второй фазы комплекса.

Граниты второй фазы слагают большую часть массива. Они отличаются значительной неоднородностью. По текстурно-структурным особенностям среди них выделяются равномернозернистые и порфирированные, массивные и гнейсовидные, мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности, связанные между собой взаимопереходами. Массивные граниты широко развиты в бассейне р. Кудара и на южных склонах Кударинской гривы и приурочены, по-видимому, к участкам наиболее глубокого эрозионного вреза. Это светло-серые, иногда с розоватым оттенком массивные породы средне- и крупно-, реже мелкозернистого сложения, преимущественно порфирированные. Размер вкрапленников колеблется от 2—3 до 8—10 мм, они составляют 10—30 % от объема породы. Представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Основную массу гранитов слагают почти в равном количестве (%): плагиоклаз (олигоклаз) — 30—40, слабосетчатый микроклин-пертит — 30—35 и кварц — 25—30. Из темноцветных минералов постоянно присутствует биотит (от 1 до 4—7 %), иногда появляется роговая обманка (до 2 %). Структура основной массы гранитовая, участками аплитовая. Акцессорные минералы — титаномагнетит, апатит, сфен, циркон, ортит. К специфическим особенностям гранитов относится наличие разновидностей с агрегативными скоплениями полупрозрачного темно-серого кварца каплевидной формы (овоидный кварц) размером от 2—3 до 6 мм. Они встречаются в бассейне рек Хурайка, Анагустайка, Дунгуй. Галька гранитов с овоидным кварцем отмечается в базальных конгломератах унгуркуйской свиты. Гнейсовидные разновидности гранитов выделяются в осевой, преимущественно западной, части Кударинской гривы. Они слагают здесь полосу шириной от 2—3 до 7 км и протяженностью 25 км. В восточной части Кударинской гривы эти породы встречаются спорадически и тяготеют обычно к выходам пород кровли. Для гранитов характерны директивные текстуры, обусловленные ориентировкой зерен кварца и чешуек биотита, и обилие реликтового материала. Последний представлен субогласными линзовидными ксенолитами метавулканитов и шшироподобными включениями диоритов. Ксенолиты в разной степени гранитизированы и участками напоминают полосчатые мигматиты и инъекционные гнейсы. Все породы интенсивно катаклазированы и имеют сланцеватую текстуру. Состав гнейсо-гранитов более лейкократовый. В них практически отсутствует роговая обманка, иногда отмечаются новообразования микроклина, замещающие плагиоклаз изнутри и по периферии кристаллов с выделением мирмекитов кварца. По направлению к югу от осевой части хребта степень гнейсовидности пород постепенно убывает и граниты сменяются вначале слабогнейсовидными, а затем мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами лейкократового облика.

Дайковые образования массива представлены пегматитами, аплитами, мелкозернистыми двуполевошпатовыми гранитами. Они широко развиты среди мас-

сивных и гнейсовидных гранитов. В последних обычно ориентированы в субширотном направлении согласно гнейсовидности пород. Мощность даек колеблется от 0,5 до 5, редко до 10 м; протяженность около 500 м.

В верховьях р. Бол. Куналей породы джидинского комплекса слагают небольшой (около 18 км²) ксенолит среди гранитов бичурского комплекса. Южная часть ксенолита сложена серыми среднезернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами с вкрапленниками светло-серого плагиоклаза размером до 7—8 мм. В основной массе их отмечаются (%): плагиоклаз (20—30), калишпат (30—35), кварц (30—40). Северная часть образована светло-серыми мелко-среднезернистыми существенно плагиоклазовыми биотитовыми гранитами. Эти граниты на стрелке Филипповка—Бол. Куналей прорваны щелочнополевошпатовыми сиенитами бичурского комплекса, а выше по течению р. Бол. Куналей, вблизи южной оконечности Малокуналейского массива — апофизами щелочных гранитов куналейского комплекса. Дайковые образования представлены редкими жилами и линзовидными телами пегматитов. Протяженность их достигает 50—80 м при мощности до 10 м. Простираение жил субмеридиональное с крутыми углами падения. Пегматиты довольно часто имеют зональное строение — в зальбандах отмечаются аплитовидные и графические, а в центральной части — блоковые с крупными (до 5—6 см) выделениями кварца и полевого шпата, а иногда мусковита.

По химическому составу основная группа пород джидинского комплекса относится к семейству гранодиоритов—двуполевошпатовых гранитов-лейкогранитов нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,94 \div 8,12$) с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,13 \div 2,21$). Другая группа, включающая динамометаморфизованные и гнейсифицированные разности гранитов, имеет повышенную щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,23 \div 9,42$) в основном за счет калия и характеризуется обратным соотношением щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,67 \div 0,95$). Концентрации элементов-примесей в породе находятся, как правило, на уровне кларковых, за исключением титана, свинца и вольфрама, имеющих несколько повышенное содержание. Рудной минерализации с образованиями комплекса не отмечено.

Гранитоиды комплекса характеризуются повышенными значениями гравитационного поля и отрицательными магнитными аномалиями, на фоне которых наблюдаются максимумы различной конфигурации, связанные с породами основного состава. По данным аэрогаммаспектрометрии, образования комплекса имеют повышенный радиоактивный фон (2,5—3,5 мкР/ч) преимущественно ториевой природы.

Граниты джидинского комплекса прорывают габброиды моностойского комплекса раннего палеозоя и метавулканы катаевской свиты венда (а за пределами площади в бассейне р. Джида — нижнекембрийские отложения) и находятся в гальке конгломератов унгуркуйской свиты нижней перми. В петротипической местности в бассейне р. Джида имеются абсолютные датировки гранитоидов от 306 до 500 млн лет (K-Ar), в одном случае 624 ± 50 млн лет, что не противоречит принятому значению. На основании этого возраст их принят раннепалеозойским.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Бичурский комплекс габбро-монзонит-гранитовый был выделен в конце 1950-х годов при проведении в Хилок-Чикойском междуречье геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [25, 85]. Породы комплекса широко распространены

в Бичурской, Тамирской и Кударинской гривах Малханского хребта, образуя массивы площадью до 150—200 км² среди комагматичных вулканитов тамирской и унгуркуйской свит пермского возраста. Формирование его происходило в три фазы.

К первой фазе ($\epsilon v_1 P_2 b$) отнесены небольшие тела монцогаббро. Во вторую фазу ($q\mu_2 P_2 b$) выделены кварцевые монцониты, связанные взаимопереходами с двуполевошпатовыми кварцевыми сиенитами и сиенитами. В некоторых массивах (Сарамский, Мурочинский) вторая фаза сложена щелочнополевошпатовыми кварцевыми сиенитами ($q\xi_2$). Третья фаза ($\epsilon\gamma_3 P_2 b$) — двуполевошпатовые граниты, лейкограниты, граносиениты и гранит-порфиры краевой фации. Граниты составляют примерно 60 % объема комплекса. Жильные производные: штоки и дайки гранит-порфиров ($\gamma\lambda$), дайки пегматитов (ρ), гранитов (γ), диоритовых порфиритов ($\delta\lambda$), монцогаббро (ϵv_1).

Петротипом комплекса являются два крупных массива, расположенных в среднем течении р. Бичура: Северо-Бичурский и Южно-Бичурский. Существенно гранитные массивы — Тамирский и Хамнигадайский — считаются опорными для третьей фазы комплекса.

Северо-Бичурский массив находится на водоразделе нижнего течения рек Сухой Ручей—Бичура—Бол. Куналей. Массив вытянут в широтном направлении на 20 км при ширине 3—8 км. Площадь его около 120 км². Массив трехфазный. Породы первой фазы образуют небольшие разобщенные тела в северной и северо-западной частях массива. Они представлены мелко- и среднезернистыми массивными, реже пятнистыми монцогаббро. Состоят из лабрадора (андезин-лабрадора), обыкновенной роговой обманки, титан-авгита и калишпата (3—5 %). Акцессорные — сфен, апатит и рудный минерал. Аналогичные габбро слагают два силлообразных тела мощностью 50—100 м в толще слоистых туффитов тамирской свиты на правом берегу р. Бол. Куналей, в экзоконтакте массива. Для них характерны порфировидная структура и наличие в эндоконтакте диабазов и диабазовых порфиритов. К первой фазе данные породы отнесены на основании секущих контактов их с вулканитами унгуркуйской и тамирской свит. Они наблюдались у южной окраины с. Бичура, в левом борту долины реки, и на водоразделе рек Бол. Куналей—Бутенка.

Породы второй фазы слагают большую часть массива. Представлены они в основном кварцевыми монцонитами, реже двуполевошпатовыми кварцевыми сиенитами и сиенитами. Породы средне- и крупнозернистые, преобладают равномерно- и гипидиоморфнозернистые, реже порфировидные и монцонитовые структуры. Сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, амфиболом, биотитом, кварцем. Иногда встречаются отдельные зерна моноклинного пироксена. Плагиоклаз (30—60 %) преобладает над калиевым полевым шпатом. Он обычно зонален, представлен андезином и андезин-олигоклазом с калишпатовой оторочкой. Калиевый полевой шпат (5—40 %) преимущественно без следов микроклиновой решетки и, как правило, содержит пертитовые вроски. Кварц развит в интерстициях. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, обычно с реликтами пироксена, и присутствует совместно с биотитом. По особенностям пороодообразующих минералов все породы близки друг другу, различия состоят лишь в количественном соотношении минералов. Для пород второй фазы характерно широкое развитие включений ксенолитов габброидов. Соотношения кварцевых монцонитов с туфами тамирской свиты установлены в береговых обнажениях правобережья р. Бол. Куналей (12), с габброидами первой

фазы — на право- и левобережье р. Бичура (10). В эндоконтакте породы приобретают мелкозернистую структуру и несколько обогащаются кварцем.

Породы третьей фазы слагают штокообразное тело (5×8 км) в бассейне рек Хурут и Аргинтуй. Представлены двуполевошпатовыми гранитами биотит-амфиболовыми, мелко- и среднезернистыми розовато-серой окраски. Соотношение пертитового калиево-натриевого полевого шпата и плагиоклаза примерно 2 : 1. Биотит совместно с роговой обманкой составляет 3—5 %. Контакты гранитов с породами второй фазы четкие интрузивные (11). В южном экзоконтакте массива жилы гранитов секут крупнопорфировые базальты унгуркуйской свиты. Дайки представлены гранитами, пегматитами и диабазовыми порфирами.

Южно-Бичурский массив (~150 км²) находится в бассейне среднего течения р. Бичура и ее левого притока рч. Кокуцел. Форма массива эллипсоидная, несколько вытянута в меридиональном направлении. Очертания извилистые. В южной и восточной частях он соединяется с крупными массивами — Тамирским и Теленкова. Массив двухфазный. Наиболее ранними являются среднезернистые кварцевые монциты второй фазы комплекса. Они развиты главным образом в западной приконтактной части массива и по составу аналогичны породам Северо-Бичурского массива. Основная часть массива сложена гранитами и имеет грубозональное строение. В центральной части его развиты средне-, крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты. Окраска пород розовато-серая и светло-розовая, обусловлена присутствием вкрапленников калишпат-пертита (20—30 %) на фоне серой существенно кварц-плагиоклазовой основной массы. Содержание биотита колеблется от 5 до 10 %. Ближе к периферической части эти граниты опоясаны близкими по составу среднезернистыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами и граносиенитами. В контакте с вмещающими породами (18) появляются мелкозернистые разновидности с вкрапленниками дымчатого кварца, отмечаются ксенолиты измененных вулканитов (падь Варламова). В западной приконтактной части массива граниты имеют эруптивные контакты с кварцевыми монцититами второй фазы. Внутри массива встречаются дайки аплитов, диабазов, гранит-порфиров с дымчатым и голубым кварцем.

Вмещающие породы — вулканогенные отложения тамирской и унгуркуйской свит. В экзоконтакте массива они сильно изменены, гранитизированы и ороговикованы. Ширина экзоконтактных зон около 100 м.

Тамирский массив расположен на водоразделе и южных склонах Тамирской гривы. Он вытянут в субширотном направлении на расстояние 30 км при ширине 4—8 км. Площадь массива с учетом сателлитов составляет около 200 км². В строении массива участвуют породы всех трех фаз. Породы первой фазы развиты ограниченно. Они образуют небольшие тела-ксенолиты амфиболовых габбро среди гранитоидов в верховьях пади Варламова, а также мелкие штоки и дайки в южном экзоконтакте массива (бассейн рек Шазага, Тамир). Породы второй фазы развиты в восточной, северной и южной частях массива. Они тяготеют к его эндоконтактам и представлены разнообразными породами от кварцевых монцититов и монцодиоритов до двуполевошпатовых сиенитов и сиенит-порфиров. Для них характерно обилие ксенолитов пород первой фазы и значительные колебания в содержании темноцветных минералов. Граниты третьей фазы слагают большую часть массива и имеют зональное строение. В центральной части преобладают средне-, равномернозернистые, реже порфировидные двуполевошпатовые биотитовые граниты и граносиениты. Внешняя оторочка более лейкократовая мелкозернистая. Калиевый полевой шпат (45—

60 %) имеет пертитовое строение. Образует как порфиновые выделения, так и более мелкие кристаллы, входящие в состав основной массы. Плаггиоклаз (до 25 %) — андезин-олигоклаз зонального строения, замещается калишпатом. Содержание кварца непостоянно и варьирует в широких пределах (15—30 %). Темноцветные минералы (2—5 %) представлены биотитом и амфиболом, сильно измененными вторичными процессами. В породах массива широко развиты дайки гранит-порфиров, аплитов.

Эруптивные контакты гранитов с вмещающими вулканитами тамирской и унгуркуйской свит многочисленны и сомнений не вызывают [90].

Хамнигадайский массив (50 км²) расположен на водоразделе рек Хамнигадай и Ниж. Алцагат, правых притоков р. Кудара. В плане это изометричное тело. Вмещающие породы — туфы кислого состава тамирской свиты, с которыми массив имеет крутые интрузивные контакты, в южной части осложненные разломом. Массив сложен однообразными средне- и крупнозернистыми двуполевошпатовыми биотитовыми лейкогранитами с темным дымчатым кварцем (морион-граниты). Калиевый полевой шпат в них существенно преобладает над плаггиоклазом, содержание последнего обычно не превышает 8—10 %. Биотита немного (около 1—3 %), он встречается совместно с рудным и сфеном. В эндоконтактовой зоне (первые десятки метров) зернистость заметно уменьшается вплоть до появления гранит-порфиров. Присутствуют ксенолиты ороговикованных вмещающих пород, в восточном эндоконтакте — габброидов первой фазы. В гранитах эндоконтакта увеличивается количество плаггиоклаза, калиевый полевой шпат приобретает микроклиновую решетку, чего не наблюдается в центральной части массива. Вмещающие эффузивы ороговиканы. Жильные производные — дайки гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов и аплитов — по составу и структурно-текстурным особенностям близки к краевой фации массива.

Нижняя возрастная граница пород массива определяется прорыванием ими вулканогенных образований тамирской свиты, верхняя — наличием морионовых гранитов в гальке конгломератов чернойрвовской свиты среднего—верхнего триаса [106, 9].

Как уже отмечалось выше, часть массивов бичурского комплекса имеет несколько иной состав. К ним относятся массивы Сарамский и Мурочинский, сложенные преимущественно щелочнополевошпатовыми кварцевыми сиенитами, отнесенными предшественниками [90, 107] и авторами записки ко второй фазе комплекса. Сиениты средне- и крупнозернистые биотит-амфиболовые с миаролитовой текстурой. Характерной особенностью их является зональная окраска полевых шпатов: серая в центре и розовая по периферии. Состоят на 70—90 % из микропертита, преимущественно без следов микроклиновой решетки, кварца (5—15 %), биотита и амфибола (10—15 %). Плаггиоклаз исключительно редок. Иногда отмечаются единичные зерна моноклинного пироксена. Кварцевые сиениты имеют четкие эруптивные контакты с вмещающими базальтами унгуркуйской свиты и прорываются мелко-среднезернистыми морионовыми гранитами (Сарамский массив) третьей фазы бичурского комплекса [107, 80]. Последние по составу аналогичны породам Химнигадайского массива.

Анализ химических составов пород эталонных массивов показывает, что все они умеренно-щелочные и образуют единый формационный ряд: монцогаббро—кварцевый монцонит—умеренно-щелочной двуполевошпатовый гранит (лейкогранит). Породы высоко- и весьма высокоглиноземистые, калиево-натриевой серии с примерно равным соотношением калия и натрия на гранитном уровне. При этом в гранитах Северо- и Южно-Бичурского массивов чуть выше содер-

жание натрия, в Тамирском и Хамнигадайском — калия. Щелочнополевошпатовые кварцевые сиениты Сарамского и Мурочинского массивов отличаются более высокой общей щелочностью, достигающей 11—12 % (против 9—9,5 %), и приближаются по этому параметру к щелочным породам раннетриасового куналейского комплекса. Близкие суммарные содержания редкоземельных элементов и особенности их распределения в габбро, монцонитах и гранитоидах свидетельствуют, что все они являются производными одного базальтового расплава, обладавшего повышенной щелочностью, высокими концентрациями легких лантаноидов и низким начальным отношением изотопов стронция (0,70469). Закономерное изменение химизма пород связано с дифференциацией и фракционированием исходного расплава в малоглубинных условиях, с образованием промежуточного монцонитового и заключительного гранитного дифференциатов [13]. Сравнение средних составов и основных петрохимических и геохимических характеристик пород комплекса показывает полное сходство их с вулканитами унгуркуйской и тамирской свит. Близкий возраст этих образований и приуроченность к одним и тем же структурам характеризуют их как комагматы [25, 69, 89, 8, 13]. Формирование их связывают с процессами внутриконтинентального рифтогенеза, проявившегося в обстановке активной континентальной окраины андийского типа [4, 17, 13].

Массивы бичурского комплекса характеризуются слабодифференцированным отрицательным магнитным полем интенсивностью 50—200 нТл. С гранитами третьей фазы часто совмещаются гравитационные минимумы (Хамнигадайский массив). Плотность пород комплекса колеблется от 2,83 г/см³ в габбро до 2,50 г/см³ в гранитоидах.

Гранитоиды бичурского комплекса имеют эруптивные контакты с нижне-(25) и верхнепермскими (12, 18) вулканогенными образованиями и прорываются щелочными сиенитами куналейского комплекса раннего триаса. Радиологический возраст гранитов Бичурской группы массивов в пределах 235—255 млн лет (K-Ar) и 245—270 млн лет (U-Th-Pb), с наиболее вероятными по сумме данных значениями 250 ± 20 млн лет [15], соответствующими поздней перми.

С образованиями бичурского комплекса, преимущественно с его заключительной жильной порфировой фацией и полями метасоматитов (грейзены, аргиллизиты), на территории листа связаны молибденовое оруденение кварцевожильного и штокверкового типов, а также проявления молибден-меднопорфинового типа.

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Куналейский комплекс щелочных гранитов-сиенитов (EqξT₁k) под названием интрузии щелочных пород впервые выделен и описан П. И. Налетовым [34] в бассейне р. Мал. Куналей. Комплекс сложен исключительно щелочными кварцевыми сиенитами, граносиенитами и гранитами. Массивы щелочных пород имеют однофазное строение. Форма массивов лакколитообразная с четкими контактами, размеры от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров. Дайковые образования распространены незначительно, представлены щелочными кварцевыми сиенитами (Eqξ), сельвсбергитами (Eξ), грорудитами (Eγ), микрогранитами (^mγ) и гранит-порфирами

(уπ). В районе известны два довольно крупных массива: Малокуналейский и Вороти-Иначе. Они наиболее полно изучены и являются типоморфными для куналейского комплекса.

Малокуналейский массив расположен в бассейнах рек Мал. Куналей, Березовка и Лотошна. По форме массив представляет собой лакколит, слегка вытянутый в северо-восточном направлении, с крутыми, почти вертикальными контактами. Вертикальная мощность массива порядка 1,5 км, площадь 120 км². Внутреннее строение массива относительно простое. Он сложен светло- и голубовато-серыми средне- и крупнозернистыми эгирин-катафоритовыми кварцевыми сиенитами, состоящими из крупных (1—3 см) зональных кристаллов Na-ортоклаз-пертита (93 %), между которыми расположены угловатые зерна темного кварца (3—5 %), щелочные темноцветы (3 %) и ильменит [13]. В периферийной части массива они сменяются гранитами и граносиенитами (кварца до 10—17 %), образующими мелкозернистую эндоконтактовую фацию шириной до нескольких сот метров. Структура гранитов порфировидная с отдельными крупными кристаллами калиевых полевых шпатов. В узкой (20—40 м) приконтактной полосе щелочные темноцветы в них замещаются обыкновенной роговой обманкой и биотитом, ортоклаз — микроклином, увеличивается содержание кварца и сфена. В северной и восточной эндоконтактных частях массива они переполнены ксенолитами базальтов унгуркуйской свиты. Среди даек наиболее часто встречаются мелкозернистые щелочные кварцевые сиениты, реже — сельсбергиты, грорудиты, мелкозернистые двуполевошпатовые граниты и микрограниты.

Вмещающими породами на западе массива являются вулканы тамирской (13), на востоке — унгуркуйской свит (14), на юге — граниты бичурского, джидинского и габброиды монстойского комплексов. Контакты, как правило, резкие, отчетливые, сопровождаются многочисленными апофизами [89, 7, 13]. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород весьма незначительные. Они выразились в ороговикании и слабом окварцевании в зоне шириной несколько десятков сантиметров. В северной части породы массива перекрыты трахибазальтами хилокской свиты.

Массив Вороти-Иначе находится в бассейне р. Шара-Горхон, левого притока р. Бичура. Название происходит от горы Вороти-Иначе. Массив имеет овальную форму и вытянут с востока на запад на 6 км при ширине 2—2,5 км. Вмещающие породы — эффузивы тамирской свиты и кварцевые монзониты бичурского комплекса. В центральной части массива развиты средне- и крупнозернистые мясо-красные и темно-серые эгирин-эккерманит-арфведсонитовые граниты и граносиениты, среди которых местами сохранились остатки вулканогенных пород кровли. Для краевой фации шириной 0,5—1,0 км характерны постепенные переходы от средне-, крупнозернистых к мелко- и среднезернистым разностям и наличие порфировых структур. Окраска пород становится более светлой, розоватой или серой. Для массива в целом характерно преобладание в составе пород микропертитовых полевых шпатов (70—90 %), низкие содержания темноцветных минералов (1—3, редко до 6 %) и отсутствие плагиоклазов, более основных, чем альбит. Содержание кварца колеблется от 6 до 30 %. Единичные дайки представлены гранит-порфирами и приурочены к субширотной тектонической зоне в южной части массива.

В северной части массива установлен эруптивный контакт щелочных пород с кварцевыми монзонитами бичурского комплекса [88]. Экзоконтактовые воздействия во вмещающих породах не проявлены, но отмечаются апофизы щелочных гранитов. Южный контакт массива тектонический.

В бассейнах рек Бадмена, Таланская, верховья пади Кипучая имеется несколько мелких штоков площадью первые квадратные километры, сложенных щелочными эгириновыми (иногда с арфведсонитом и рибекитом) гранитами, по составу и внешнему облику аналогичными породам массива Вороти-Иначе.

Щелочные гранитоиды куналейского комплекса обладают очень высокой общей щелочностью, достигающей 13 % в сиенитах и 11 % в гранитах, и весьма высокой глиноземистостью. По петрохимическим показателям они относятся к породам щелочного ряда, насыщенным кварцем (нордмаркиты—щелочные граниты) с явно выраженной натриевой специализацией. Коэффициент аглаитности колеблется от 0,66 до 0,80. В щелочных породах повышены концентрации редкоземельных элементов (147—623 г/т), Nb, Ga, Rb и фтора, низкие концентрации Ca, Ba, Sr и четко выражен европиевый минимум. По особенностям химического состава они близки к гранитам А-типа [17]. Становление массивов происходило в гипабиссальных условиях на глубине, не превышающей нескольких километров, при температуре кристаллизации 700—900 °С [7]. Исходным являлся сиенитовый расплав, образовавшийся в результате смешения кислой коровой и мантйной базальтовой магм, с участием глубинных фтор- и щелочесодержащих флюидов [17, 13]. Щелочные гранитоиды куналейского комплекса завершают формирование позднепалеозойского Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Они тяготеют к зонам глубинных разломов и сопряжены с очагами пермского вулканоплутонического магматизма.

Массивы куналейского комплекса совмещаются со слабоинтенсивным положительным, реже отрицательным магнитным полем и локальными гравитационными минимумами.

Согласно данным радиологии, возраст пород Малокуналейского массива (млн лет): K-Ar — 225—245 [15], Rb-Sr — 233 ± 5 [39]; массива Вороти-Иначе — K-Ar — 245 ± 24 [89]. С учетом геологических данных, наиболее вероятным представляется раннетриасовый возраст куналейского комплекса.

Раннемеловые гидротермальные образования (qK_1) развиты незначительно. Пространственно они тяготеют к зоне сочленения Заганского гранитоидного купола с Хилок-Чикойской депрессией либо к краевым разломам внутривпадинных выступов фундамента. Представлены прожилками и жилами кварцевого и кварц-флюоритового (qf) состава. Мощность жил колеблется от нитевидных до 0,3—0,5 м. Иногда они образуют прожилковые зоны шириной 1,0—1,5 м. Протяженность жил составляет обычно десятки, прожилковых зон — первые сотни метров. Характерной особенностью жильных образований является халцедоновидный низкотемпературный кварц массивной, полосчатой или брекчиевидной текстуры. Иногда он содержит тонкую вкрапленность сульфидов — галенита, пирита, халькопирита, сфалерита, молибденита, а также самородного серебра и золота. Флюорит присутствует не всегда, количество его колеблется от единичных зерен до 40 %.

Кварцевые жилы секут трахибазальты хилокской и конгломераты муртойской свит нижнего мела [35] и присутствуют в гальке вышележащих нижнемеловых отложений убукунской свиты [94]. С раннемеловыми гидротермальными образованиями связаны проявления флюорита и тонкодисперсного золота балейского типа.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Белозерский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta Gb$) впервые выделен И. В. Беловым [5] в Боргойской впадине. В данном районе породы комплекса

установлены в пределах Хилок-Чикойской депрессии, где они образуют дайки и лакколиты среди пород гусиноозерской серии нижнего мела [89, 94].

Лакколиты контрастно выражены в рельефе куполовидными возвышенностями высотой до 80—100 м в северном крыле Окино-Ключевской мульды и на правом берегу р. Хилок, напротив устья р. Бичура. Форма их округлая, близкая к изометрической. Размеры от 1×1 до 2×3 км. Сложены однообразными черными трахидолеритами вариолитовой структуры. Основная масса состоит (%): из зерен моноклинного пироксена (20—40), оливина (15—20), плагиоклаза (50) и рудного минерала (1—2), иногда в небольшом количестве присутствует стекло. Структура микролитовая, пилотакситовая, микродолеритовая. Вкрапленники встречаются редко, в среднем содержание их составляет 5—10 % объема породы. Представлены оливином, пироксеном и плагиоклазом. Вторичные минералы: иллингит, гидроокислы железа, карбонат, гидрослюда.

Наряду с относительно крупными лакколитообразными телами отмечаются и немногочисленные дайки того же состава. Они встречаются преимущественно в породах фундамента в северном обрамлении депрессии. Мощность даек не превышает первые десятки, протяженность до 100 м.

По петрохимии породы комплекса относятся к низкокремнеземистым (SiO_2 — 44 %) оливиновым трахидолеритам (базанитам) низкоглиноземистым (al 0,6), высокотитанистым (среднее 2,64 %) калиево-натриевой серии. Это типичные внутриплитные образования. Глубина формирования субинтрузий белозерского комплекса незначительна и определяется несколькими сотнями метров [5].

В геофизических полях трахидолериты не проявлены из-за малых размеров тел.

Радиологический (K-Ar) возраст пород белозерского комплекса составляет $41 \pm 2,0$ и $33,6 \pm 0,8$ млн лет [2], поэтому датируются палеогеном.

Высокие декоративные качества и прочностные свойства трахидолеритов позволяют использовать их в качестве облицовочного сырья.

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемый район является частью Центральноазиатского складчатого пояса (ЦАСП) байкалид и каледонид, структура которого была существенно переработана в позднем палеозое—мезозое процессами внутриплитного магматизма и рифтогенеза [18, 4, 47] и имеет сложное блоковое строение. Здесь выделяется пять структурных этажей: байкальский, каледонский, герцинский, мезозойский и кайнозойский.

Согласно схеме тектонического районирования Забайкалья В. Г. Беличенко [4, 20], к наиболее древним структурным образованиям района относится Еравнинский островодужный террейн каледонской складчатой зоны ЦАСП, фрагменты которого сохранились на площади в пределах крупных Заганского и Кударинского поднятий.

Байкальский структурный этаж представлен метаморфитами комплекса основания (KOR?) * Еравнинского островодужного террейна каледонид. Они образуют *Заганское валообразное поднятие* — крупную (100 × 20 км) антиклинальную структуру северо-восточного простирания, морфологически совпадающую с одноименным хребтом и сложенную гнейсами, кристаллосланцами, амфиболитами малханского и гнейсо-гранитами заганского комплексов рифея. На исследуемой территории находится незначительная часть этой структуры, а большая расположена к северу на площади соседнего листа. Современная структура поднятия имеет отчетливо выраженную аркообразную форму, подчеркиваемую в центральных частях элементами гнейсовидности и сланцеватости рифейских образований, а в краевых частях — пологопадающими зонами милонитов, которые развиваются как по породам фундамента, так и по эффузивам каледонского чехла. По данным интерпретации магнитных аномалий, эта структура не имеет корней и представляет собой линзовидную пластину толщиной до 3 км, полого погружающуюся на юго-восток [42]. Судя по наличию интенсивных гравиметрических максимумов, ее подстилают плотные породы основного состава.

В центральной части поднятия, вдоль северной границы площади листа, на поверхность выведены гнейсо-граниты заганского интрузивного комплекса. С вмещающими гнейсами они связаны постепенными переходами через зоны инъекционных гнейсов и мигматитов, реже имеют секущие контакты. Метаморфические образования развиты в основном в периферических частях. Для них характерно пологое (10—30°) падение гнейсовидности и сланцеватости, хорошо согласующееся с общей структурой поднятия. В породах установлена сложная

* Здесь и далее в круглых скобках указан символ структурного этажа и яруса на тектонической схеме.

система складок с амплитудой от первых сантиметров до 35—40 м, среди которых отмечаются лежачие изоклинальные и флексуобразные. Шарниры складок ориентированы в северо-восточном (40°) и северо-западном (325°) направлениях или образуют рои между этими направлениями. Те и другие в плане асимметричны, но осевые поверхности складок северо-восточной ориентировки запрокинуты на юго-запад, а северо-западной — полого погружаются на северо- и юго-восток. Оба направления, по мнению Е. В. Склярова [42], генетически связаны между собой. Различие ориентировки объясняется изгибанием первично ориентированных складок северо-восточного направления до северо-западного в процессе неравномерного тектонического движения вещества по зонам скольжения.

Каледонский структурный этаж в пределах Еравнинского террейна представлен вулканогенными образованиями катаевской свиты венда островодужного типа (ДV?). На Заганском валообразном поднятии их выходы сохранились в виде узких фрагментов в тектонических покровах в краевой части поднятия. Все породы испытали динамометаморфизм в *pT*-условиях зеленосланцевой фации. Наиболее высокая степень преобразования пород отмечается на контакте с гнейсами малханского метаморфического комплекса. Складчатая структура свиты не установлена, хотя, по всей вероятности, она имела место. В сохранившихся фрагментах обычны моноклинальные падения пород в южных румбах, осложненные плейчатостью и гофрировкой.

На Кударинском глыбовом поднятии, расположенном в южной приграничной с Монголо-Охотским складчатым поясом части Еравнинского террейна, совместно с вулканогенными образованиями катаевской свиты широко развиты раннепалеозойские габброиды моностойского и гранитоиды джидинского комплексов (ДРZ₁), объединяемые в одну островодужную ассоциацию [10, 4]. Катаевская свита здесь представлена трахибазальтами, трахидацитами, туфами и различными динамосланцами. Выходы их сохранились главным образом в небольших ксенолитах в осевой части структуры. Большая часть поднятия сложена известково-щелочными натриевыми гранитоидами джидинского комплекса. Вблизи выходов ксенолитов вулканитов и габброидов в осевой части хребта они часто имеют гнейсовидную текстуру, постепенно сменяясь к периферии массивными разностями. Очень характерная форма массивов габбро — пластообразная, ориентированная в субширотном—северо-восточном направлении согласно простиранию общей структуры. Вблизи контактов с гранитами габброиды ороговикованы и инъецированы гранитными апофизами, в центральных частях массивов — с элементами расслоенности и ксенолитами глубинных кумулятов — перидотитов, лерцолитов.

Герцинский структурный этаж наложен на структуры Еравнинского террейна. Он представлен преимущественно вулканогенными структурами унгуркуйского (ВР) и тамирского (ВР) вулканических комплексов нижней и верхней перми и комагматичными гранитоидами позднепермского бичурского комплекса (ВР), слагающими на площади крупную Тамирскую вулкано-тектоническую структуру (ВТС).

Тамирская ВТС [89, 13] является одной из наиболее крупных структур позднепалеозойского Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса — крупнейшей рифтогенной структуры Азии. Ширина ее 40—60 км, протяженность более 100 км. Восточное замыкание структуры находится на территории Читинской области, западное постепенно переходит в структуры Орхон-Селенгинского прогиба Северной Монголии. Северной границей ВТС является

Хилокская депрессионная зона, южной — Чикой-Ингодинский структурный шов. В современной структуре она представляет собой глыбово-горстовое поднятие, ограниченное разломами широтных простираний. В гравитационном поле выделяется положительными аномалиями силы тяжести различной интенсивности.

Разрез Тамирской ВТС имеет двухчленное строение. В низах разреза выходят трахибазальты—трахиандезибазальты унгуркуйской свиты нижней перми, выше сменяющиеся кислыми вулканокластитами тамирской свиты верхней перми. В пределах северного, лучше сохранившегося крыла структуры, унгуркуйская свита образует крупный ареал (500—550 км²) в бассейне Унгуркуя и небольшие поля по периферии структуры в устье Бичуры, Мал. Куналея, верховьях Березовки и Кудары. Вулканиды свиты образуют серию пологопадающих (10—30°) на юг потоков, разделенных горизонтами лавобрекчий, иногда туфов, туфопесчаников (мощность свиты до 1500 м). Среди покровных фаций встречаются дайки, силлы базальтовых порфиритов и диабазов. Южное крыло реставрируется на склонах и водоразделе Кударинской гривы. Оно более эродированное. Здесь часто встречаются выходы раннепалеозойского гранитного фундамента и базальные слои унгуркуйской свиты, представленные аркозовыми конгломератами и песчаниками. Осевая часть этого прогиба примерно совпадает с долиной р. Кудара. Кислые вулканиды тяготеют к внутренним частям ВТС. Крупные выходы их развиты на междуречьях Кудара—Тамир, Ара-Киреть—Сухой Ручей, в бассейне Урлука. Во многих местах сохранились субвулканические и экструзивные фации, представленные трубчатыми телами трахириолит-порфиритов, флюидальных трахириодацитов, эксплозивных брекчий. В обломочной части последних отмечаются обломки базальтов унгуркуйской свиты и гранитоиды фундамента. Близкие геохимические характеристики и тесная структурная связь основных и кислых вулканогенных пород позволяют рассматривать их в составе одной гомодромной трахибазальт-трахириолитовой вулканической ассоциации, обладающей элементами бимодальных серий [13].

Глубинными аналогами вулканидов являются плутонические породы бичурского комплекса габбро-монзонит-гранитовой формации повышенной щелочности. Они слагают в междуречье Хилок—Чикой несколько сближенных массивов изометричной и вытянутой формы, размером до 150—200 км². По ориентировочным данным, мощность гранитных массивов может достигать 4—5 км [93]. Это типичные трещинные малоглубинные интрузии [7, 29, 112]. Для них характерны крутые контакты, зоны закалки, широкое развитие порфировидных структур и гибридных разновидностей.

В строении вулкано-плутонического пояса, наряду с пермскими вулканидами и гранитами, участвуют щелочные гранитоиды куналейского комплекса (ВТ₁). Массивы щелочных пород имеют изометричную, близкую к округлой или эллипсоидную форму, размеры до первых сотен квадратных километров и концентрически-зональное строение: краевые и апикальные части их более лейкократовые, сложены щелочными гранитами, центральные — щелочными кварцевыми сиенитами (нордмаркитами) и сиенитами.

Мезозойский структурный этаж. Характерной особенностью мезозойских структур является их отчетливо выраженный приразломный характер. Среди них выделяются сравнительно узкие, но протяженные вулкано-тектонические депрессии (ВТД) — Хилок-Чикойская, небольшие вулканоструктуры — Усть-Тамирская и впадины (грабен-синклинали) — Кударинская и Урлукская, разделенные поднятиями, сложенными домезозойскими образованиями. Мезозойский структурный этаж состоит из двух ярусов — ранне- и позднемезозойского.

Раннемезозойский структурный ярус представлен терригенно-вулканогенными образованиями черноморского вулканического комплекса среднего—позднего триаса (РКТ₂₋₃), слагающими Усть-Тамирскую вулканотектоническую структуру.

Усть-Тамирская ВТС приурочена к системе Кударинского глубинного разлома и протягивается в субширотном направлении на 18 км при ширине 5—6 км. Представляет собой односторонний грабен с приразломным южным бортом, разбитый разломами на серию продольных ступенчатых блоков. В строении ВТС участвуют туфогенно-осадочные (в основании) и вулканогенные образования трахиандезибазальт-трахибазальтовой формации черноморской свиты. Породы имеют преимущественно моноклинальное залегание, лишь местами осложненное пологими складками (первые сотни метров), с падением к югу под углом от 30 до 60°. Наряду с покровными фациями вулканитов, отмечаются дайки и силлы габбро-порфириров, трахибазальтовых порфириров и трахириодацитов; в гальке базальных конгломератов присутствуют породы герцинского структурного этажа — вулканиты унгуркуйской и тамирской свит и гранитоиды бичурского комплекса.

Позднемезозойский структурный ярус сложен вулканогенными и терригенными образованиями нижнего мела (РКК₁), или развитыми в пределах раннемезозойских структур, или образующими самостоятельные впадины и депрессии, приуроченные к зонам крупных разломов.

Самой крупной позднемеозойской структурой является *Хилок-Чикойская ВТД*, заложившаяся вдоль системы Хилокского глубинного разлома, разделяющего Заганский и Малханский блоки Еравнинского террейна. На площади листа представлен южный борт впадины, примыкающий с севера к Тамиро-Бичурскому поднятию. Она выполнена трахибазальтами и конгломератами хилокского вулканического комплекса и угленосными осадками гусиноозерской серии нижнего мела. Представляет собой типичный рифтовый полуграбен [42] северо-восточного простирания. Северный борт его имеет характер пологого (15—20°) сброса, который отчетливо проявлен в гравитационном поле [42] и подтвержден бурением скважин [94]. Протяженность структуры в пределах описываемой территории около 80 км при ширине на западе 20—25, на востоке — 8—10 км. В пределах впадины выделяется несколько локальных мульд второго порядка — Окино-Ключевская и Нарын-Гутайская, в ядрах которых залегают угленосные отложения гусиноозерской серии, разделенные выступами фундамента. Мульды имеют отчетливо выраженное синклинальное строение, с пологим падением (10—30°) пород от бортов к центру. Их осевые поверхности ориентированы под острым углом к простиранию депрессии. По данным гравиметрии, наибольшая глубина залегания фундамента установлена в Окино-Ключевской мульде, где мощность отложений определена в 1000—1500 м.

Урдукская впадина (5 × 20 км) находится на южном склоне Кударинской гривы и представляет собой одностороннюю грабен-синклиналь, северный и южный борта которой ограничены крутыми сбросами. Впадина выполнена конгломератами и песчаниками (с прослоями углей) нерасчлененных муртойской и убукунской свит гусиноозерской серии. Залегание их моноклинальное, преимущественно пологое (10—35°), с падением в северных румбах. Продольными и поперечными разломами породы разбиты на ряд блоков. Мощность осадков точно не установлена, по скважинам она превышает 150 м.

Кударинская впадина представляет собой небольшую (3 × 15 км) приразломную грабен-синклиналь с тектоническим южным бортом. Образована отложе-

ниями грубообломочной муртойской свиты (РКК₁) мощностью до 300 м. Породы, выполняющие впадину, с поверхности почти не обнажаются и установлены главным образом по данным бурения.

Кайнозойский структурный этаж наследует мезозойские структуры — впадины и поднятия. Он представлен палеогеновыми трахидолеритами белозерского субвулканического (ТР) и миоценовыми оливниновыми трахибазальтами снежинского вулканического (ТН₁) комплексов, приуроченными к зонам Хилокского и Чикой-Ингодинского глубинных разломов, а также недислоцированными рыхлыми неоген-четвертичными отложениями, широко развитыми в котловинах мезозойских депрессий и на прилегающих склонах хребтов.

Из разрывных нарушений на площади преимущественно развиты разломы северо-восточного (субширотного) и северо-западного (субмеридионального) направлений. Первые образуют системы разломов и относятся к главным разрывным структурам района, определяющим границы рифтогенных впадин и глыбовых поднятий, а подчиненные им разломы второго порядка обуславливают их внутреннюю ступенчато-блоковую структуру. Среди них выделяются крутопадающие разрывы типа сбросов и взбросов сдвиговой природы [18, 42]. По времени заложения многие из этих разломов связаны с позднепалеозойско-мезозойским рифтогенезом, но при этом очевидна унаследованность ими направлений более древних раннепалеозойских структур. Выделяются две системы главных разломов — Хилокская и Кударинская, которые относятся к категории глубинных. Они разграничивают крупные структурно различные блоки коры и контролируют размещение мезозойских и кайнозойских базальтоидов.

К системе Хилокского глубинного разлома относится зона пологого (15—25°) *Южно-Заганского сброса*, ограничивающая с юга Заганское валообразное поднятие. С этой пологой зоной срыва Е. В. Скляров с соавторами [42] связывают формирование тектонитов не только южного, но и северного склонов Заганского поднятия. По степени преобразования исходных пород среди тектонитов выделяются протомилониты, милониты, бластомилониты и псевдотахилиты [32]. Мощность зоны милонитизированных пород составляет 0,5—3 км.

Протомилониты наиболее широко распространены в полях развития гранитоидов и гнейсов фундамента, а также среди вулкаников катаевской свиты, входящих в состав покровных приразломных образований и располагающихся гипсометрически выше поверхности срыва. Для них характерна неравномерная степень дислокационного преобразования субстрата и как следствие этого — прерывистосланцеватые текстуры. Бластомилониты и милониты, маркирующие зону срыва, широко распространены на южном склоне Заганского поднятия. Они развиты по гнейсо-гранитам, гнейсам, гранодиоритам. В целом им присущи тонкополосчатые, линзовидно-полосчатые текстуры, обусловленные линзовидными сегрегациями слюдястых минералов, полосками кварца и полевого шпата, вмещающих порфирокласты, а также отчетливо выраженной односистемной минеральной и структурной линейностью. Псевдотахилиты образуют линзовидные тела среди бластомилонитов мощностью до 0,4 м и протяженностью до 30 м. Реже слагают тела со сложным сетчатым рисунком. Сложены они темной ультратонкокластической массой без следов какой-либо ориентировки, в которой располагаются остроугольные обломки динамометаморфизованных пород и минералов.

Еще один крупный *Хилокский разлом*, относящийся к этой же системе глубинного разлома, трассируется вдоль южного обрамления Хилок-Чикойской депрессии. Он представляет собой серию элементарных разрывов, преимущественно взбросов, северо-восточного направления, выраженных крутопадающими

(50—70°) на юго-восток зонами дробления, милонитизации, катаклаза и интенсивного рассланцевания мощностью от первых метров до 1—2 км [89].

К югу от этой зоны проходит *Синдигуйский разлом*, который также имеет характер крутого взброса. Трасса разлома намечена по цепочке субвулканических и интрузивных тел позднепермской тамиро-бичурской вулкано-плутонической ассоциации. Внутри зоны породы интенсивно рассланцованы, в них широко проявлены гидротермально-метасоматические изменения — аргиллизация, пропилитизация, окварцевание.

Шазагинский разлом субширотного простирания прослежен по долине р. Шазага в направлении верховьев р. Тамир. Установлен по зонам интенсивной трещиноватости и гидротермальной проработки в вулканитах тамирской свиты. По характеру смещения разлом относится к крутопадающему (70—80°) сбросу, сместитель которого наклонен к югу.

Система Кударинского глубинного разлома является ветвью Чикой-Ингодинского структурного шва. Она прослеживается вдоль долины р. Кудара, ограничивая с севера Кударинское глыбовое поднятие. Простирание зоны субширотное—северо-восточное, протяженность более 70 км при ширине до 5—6 км. В геологических образованиях разлом выражен как зона смятия, рассланцевания и милонитизации с метасоматическими преобразованиями вмещающих пород. Направление его четко трассируется расположением даек микродиоритов, диоритовых порфиринов, диабазов, гранит-порфиринов. Разлом вмещает интрузии гранитоидов бичурского комплекса и контролирует связанное с ними молибденовое и медное оруденение порфирирового типа. Кинематика нарушений этой зоны характеризуется взбросами (обращенными сбросами) с крутонаклонными (70—85°) сместителями [80]. Заложение его относится, вероятно, к раннему палеозою, но наибольшая активность отмечается в позднем палеозое—мезозое.

Шарагольский разлом пересекает Кударинский горст в северо-восточном (20—30°) направлении и далее прослеживается по правобережью Кудары, параллельно Кударинскому разлому, на расстояние около 60 км. Разлом отчетливо выражен в магнитном поле и прекрасно дешифрируется на МАКС. Представляет собой левосторонний взбросо-сдвиг. Горизонтальные перемещения по разлому отчетливо фиксируются разрывом магнитных аномалий и составляют примерно 7 км [83].

Завершая описание группы субширотных разрывных нарушений, следует заметить, что многие из них прошли длительный путь развития. Современная кинематика их имеет сравнительно молодой позднемезозойский или мезозойско-кайнозойский возраст и ни в коей мере не может свидетельствовать о первоначальном генетическом типе того или иного разлома. Представляется, что большинство этих разломов закладывались как сбросы листрического типа, характерные для областей рифтовых зон и сводовых поднятий, впоследствии перерожденных во взбросы, а местами и надвиги.

Разломы северо-западного направления относятся к категории поперечных. Они выделяются главным образом геоморфологически — antecedentными участками долин рек Хилок, Бичура, Ара-Киреть и др. В пределах впадин они создают отчетливо выраженную блоковую структуру с разновысотным положением фундамента. Представлены зонами трещиноватости мощностью до 500—800 м, без четко выраженной поверхности разрыва.

Кроме того, на площади выделяется также серия дугообразных разрывных нарушений, развитых на Тамиро-Бичурском поднятии. Кольцевые структуры трудно устанавливаются при картировании на местности. По ним обычно зало-

жены долины или участки долин небольших рек — Бол. Куналей, Сухой Ручей, притоков р. Ара-Киреть. Как правило, они сопровождают выходы штокообразных и лакколитообразных интрузивов щелочных пород (Малокуналейский, Бадмена) или контролируют пояса даек, метасоматитов и тела субвулканических образований поздней перми.

Гравитационное поле рассматриваемой территории имеет разнообразный и дифференцированный облик и в значительной степени отражает ее сложное геологическое строение [93]. Характерными чертами гравитационного поля являются четкая зональность, наличие крупных чередующихся систем аномалий северовосточного простираения и отражающих локальные особенности поверхностной структуры. Крупные поднятия Заганское, Тамиро-Бичурское, Кударинское выделяются системами гравитационных максимумов, а впадины Хилок-Чикойская и Кударинская — относительными гравитационными минимумами амплитудой до 20 мГл. В локальном плане, за исключением мезозойских впадин, четкое соответствие между полем силы тяжести и поверхностным геологическим строением отсутствует. Нередко над одними и теми же комплексами пород наблюдаются гравитационные аномалии различного знака. При этом отмечается, что гранитоиды джидинского комплекса развиты в зонах повышенного уровня поля Δg , а бичурского и куналейского — чаще создают пониженные поля силы тяжести. Природу Заганской системы относительных положительных аномалий следует связывать, вероятно, с породами основного состава, которые подстилают метаморфические образования и гнейсо-граниты малханского и заганского комплексов (3—4 км), об этом свидетельствует совпадение гравиметрических и линейных положительных магнитных аномалий. Магнитное поле в региональном плане имеет сходство с гравитационным, но при этом оно резко дифференцированное и сильно возмущенное. Мозаичный характер магнитного поля связан с тем, что аномальные зоны, отвечающие крупным структурам, осложнены аномалиями более высоких порядков, которые вызваны массивами интрузивных пород, покровами базальтов, зонами разломов. Высокими положительными полями интенсивностью от 300 до 1000 нТл отмечаются Заганское, Тамиро-Бичурское и Кударинское поднятия; Хилок-Чикойская депрессия — низкими положительными или отрицательными полями интенсивностью от 200 до —300 нТл. В зоне Кударинского поднятия выделяется большое количество интенсивных положительных аномалий, связанных с массивами основных пород, их интенсивность достигает 1200—4300 нТл. На фоне спокойного пониженного поля, соответствующего осадочным образованиям Хилок-Чикойской депрессии, резко дифференцированными полями выделяются покровы базальтов. Наблюдаемая картина геофизических полей подчеркивает мозаично-блоковое строение района и отражает резкую вертикальную и латеральную неоднородность верхней части земной коры в результате интенсивно проявленных процессов позднепалеозойско-мезозойской активизации.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Рассматриваемый район располагается в пределах геологически сложно построенной территории юга Восточной Сибири (Центральноазиатский складчатый пояс), структура которой определяется взаимодействием Сибирской плиты и многочисленных террейнов, причлененных к ней в процессе коллизии [18, 4, 20, 14, 44, 58, 42]. Некоторые особенности строения литосферы данной территории были установлены при проведении глубинных сейсмических зондирований в рамках программы Байкало-Монгольского трансекта [19]. Анализ геологических и геофизических материалов, выполненный этими исследователями, показал, что многие террейны представляют собой микроконтиненты с докембрийской корой. Они разделены шовными зонами, сложенными дислоцированными палеозойскими породами, которые в формационном отношении принадлежат островным дугам, преддуговым и даже задуговым бассейнам. Земная кора по толщине в пределах исследуемого района и сопредельных территорий является типично континентальной и варьирует от 40—42 км под Сибирской платформой до 42—43 км в ее горном обрамлении. Локальное уменьшение толщины коры до 32—34 км отмечается лишь под оз. Байкал. Максимальная толщина литосферы — под Сибирской платформой (150 км) и Кяхтинским кристаллическим массивом (100 км). Под южным горным обрамлением платформы, на которую наложена Байкальская впадина, толщина литосферы уменьшается до 50 км.

Формирование складчатых сооружений Центральноазиатского пояса связано с развитием Палеоазиатского океана, существовавшего с рифея до среднего палеозоя включительно [4]. По времени проявления коллизионных процессов в пределах пояса выделяются зоны байкальской и каледонской складчатости. Территория листа располагается в южной приграничной части пояса, в пределах Еравнинского террейна каледонид. Еравнинский террейн рассматривается как энсиалическая островная дуга, фундамент которой сформировался в рифее путем аккреции докембрийских блоков. В венде на консолидированном фундаменте начали формироваться вулканогенно-осадочные образования. На описываемой территории в пределах террейна выделяются два блока: Заганский и Малханский, разделенные мощной Хилокской зоной разломов северо-восточного простиранья. Возможно, они представляют собой тыловую и фронтальную части островной дуги. В составе первой преобладают породы фундамента с фрагментами чехольного комплекса, вторая на 80 % сложена известково-щелочными натриевыми гранитами I-типа (джидинский комплекс), включающими ксенолиты габбро и метавулканитов. В фундаменте Заганского блока обнажаются высокометаморфизованные породы — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсо-граниты, слагающие крупное Заганское валообразное поднятие северо-восточного простиранья, морфологически совпадающее с одноименным хреб-

том. Длительная история развития этой структуры отразилась в облике слагающих ее образований. С одной стороны, глубокий метаморфизм и зональное строение ее имеют определенные черты сходства с древними гранито-гнейсовыми куполами [27], с другой — широкое развитие милонитов в краевых частях поднятия, отсутствие гравитационных минимумов, наличие положительных магнитных аномалий сближают с молодыми рифтогенными комплексами метаморфических ядер [42]. Вопрос этот достаточно сложный и неоднозначный. С некоторой долей условности, опираясь на Sm-Nd модельные датировки метаморфитов и гнейсо-гранитов, их возраст принимается рифейским.

Завершилось формирование ЦАСП в среднем палеозое коллизией Еравнинского террейна с Сибирским кратоном. В период коллизии проявились покровообразование и батолитовый гранитоидный магматизм (за пределами площади). Вероятно, с ним связано заложение Хилокского глубинного разлома как межблоковой шовной структуры.

Дальнейшая эволюция территории связана с явлениями внутриплитного магматизма [48]. В позднем палеозое (герцинский тектогенез) она располагалась во фронтальной части Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, представляющего собой крупнейшую континентальную рифтогенную структуру, наложенную на структуры Центральноазиатского пояса. Ее формирование связывают с геодинамикой активной континентальной окраины андийского типа [10, 4, 48]. Фрагментом вулканоплутонического пояса на площади является Тамирская вулканотектоническая структура (ВТС), сложенная гомодромным рядом вулканитов повышенной щелочности (унгуркуйский и тамирский вулканические комплексы), обладающих признаками бимодальных серий [13], и их глубинными аналогами — плутоническими породами бичурского комплекса габбро-монцит-гранитовой формации. Общее единство вещественного состава вулканогенных и интрузивных образований Тамирской ВТС отчетливо демонстрируется совпадением спектров распределения нормативных содержаний РЗЭ. Закономерное изменение химизма пород, связанное с дифференциацией начального расплава, позволяет объединить их в общую вулканоплутоническую ассоциацию, исходный базальтовый расплав которой обладал повышенной щелочностью, высокими концентрациями фосфора, никеля, легких лантаноидов и низким значением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [13].

Формирование Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса завершилось в раннем триасе внедрением интрузий щелочных гранитоидов куналейского комплекса. Как считают Б. А. Литвиновский [30] и И. В. Гордиенко [13], щелочные породы образовались из тех же эволюционирующих сиенитовых (монцититовых) расплавов, что и пермские субщелочные гранитоиды, но в условиях поступления глубинных фтор- и щелочесодержащих флюидов.

Рифтогенные процессы, начавшиеся в позднем палеозое, активно продолжались в раннем и позднем мезозое. В среднем триасе вдоль Кударинской зоны разломов заложилась Усть-Тамирская ВТС, сложенная туфогенно-осадочными образованиями и трахибазальтами чернорыбовской свиты, ассоциирующими с пластовыми интрузиями габбро-порфиритов и дайками трахириодацитов. Эту вспышку вулканической активности И. В. Гордиенко, В. С. Климук [12] связывают с зарождением и развитием в Западном Забайкалье мантийного диапира, возникшего в тылу активной окраины монголо-охотского (калифорнийского) типа, в связи с перекрытием южным краем Сибирского континента спрединговой зоны Монголо-Охотского океанического бассейна.

Позднемезозойский рифтогенез проявился на более обширной территории, образуя Монголо-Забайкальский внутриконтинентальный рифтовый пояс, прослеживающийся через все Забайкалье и проникающий в пределы Монголии. Его происхождение связывают с тепловым воздействием мантийного плюма на литосферу [46], обусловленного, вероятно, коллизионными процессами в Монголо-Охотском складчатом поясе. Рифтогенез сопровождался незначительной вулканической деятельностью. Впадины выполнены преимущественно континентальными осадочными образованиями, мощность которых местами достигает 1—1,5 км, и лишь в наиболее крупных из них присутствуют щелочные базальты. Одновременно с образованием впадин или предшествуя им, на плечах рифтов формируются мощные зоны милонитов, связанные с глубинными пологими срывами в результате крупноамплитудного горизонтального растяжения [42]. Примером такой зоны, экспонированной на поверхность и эродированной, являются тектониты Заганского хребта. Пик проявления динамометаморфизма, согласно большинству радиологических датировок, приходится на позднюю юру—ранний мел (170—120 млн лет; U-Pb, K-Ar, Ar-Ar). При этом формирование протомилонитов могло происходить значительно раньше, еще на этапе коллизии, в связи с развитием надвигов эффузивно-осадочных образований на породы фундамента островной дуги. Именно вдоль зоны надвигов отмечена максимальная степень преобразования пород. Молодые зоны милонитизации, вероятно, наследуют древние поверхности, поэтому формируют более зрелые тектониты. В современном эрозионном срезе они развиты в южном борту структуры.

С заключительной стадией раннемелового рифтогенеза связаны значительные блоковые движения, проходившие на фоне регионального сжатия, обусловленного движением континентальных масс в северном направлении [45]. В результате была создана своеобразная наклонная к югу клавишная структура района с развитием взбросов (и надвигов) с северных сторон поднятий и обратных взбросов (или сбросов) — с южных. К этому же времени относится и образование (или подновление) поперечных разломов.

Кайнозойский период характеризуется зарождением мантийного плюма на смежной территории Северной Монголии [46], влияние которого проявилось в сводообразовании и щелочном базальтоидном магматизме вдоль зон Хилокского и Чикой-Ингодинского глубинных разломов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основные черты рельефа Селенгинского среднегорья, его генезис и история подробно рассмотрены в работах Н. А. Флоренсова [45], Н. А. Логачева [31] и др. Морфоструктурный план и особенности развития рельефа в кайнозое детально отражены И. Н. Резановым [38]. Все они отмечали, что Западное Забайкалье относится к районам поднятий со слабым горообразованием и нисходящим орогенным развитием. Рельеф изученной территории с раннего кайнозоя несет следы наложенных и унаследованных морфоструктур. Главными орографическими единицами территории являются положительные элементы горных хребтов Заганского, Малханского и разделяющие их межгорные котловины: Хилок-Чикойская депрессия и другие, более мелкие структуры (Кударинская и Урлукская впадины), а также горные отроги хребтов. В морфологическом плане в рельефе четко отмечаются четыре морфоструктурные зоны: орогенная (среднегорье с абс. отм. 1740—1200 м), переходная (средне-низкогорье с абс. отм. 1200—960 м), предгорная (абс. отм. 1000—760 м) и равнинная (абс. отм. 850—550 м). Различный тектонический режим обусловил для каждой из зон характерное сочетание типов рельефа и коррелятных им осадков. Эти зоны довольно однозначно укладываются в контуры бассейнов палеоген-миоценового, миоцен-плиоценового и эоплейстоценового возраста. Они отчетливо разделяются эрозионно-тектоническими ступенями, сопровождающими отмеченные уровни. На территории различаются следующие основные категории поверхностей и форм рельефа: тектоногенные, вулканогенные, структурно-денудационные, денудационные, эрозионные, аккумулятивные и дефляционно-навеянные.

К тектоногенным поверхностям рельефа относятся треугольные фасы на южных склонах Малханского и Заганского хребтов. Такие формы обычно совпадают с основными наиболее активными зонами разломов. Тектонические признаки получают отображение в элементах рельефа, ориентированных вдоль таких разломов (обвалы, осыпи, уступы), формировавшихся в течение плиоцена—голоцена. В целом под возрастом рельефа подразумевается длительность его формирования, с учетом процессов, образующих реальный, ныне существующий рельеф.

Вулканогенные поверхности рельефа отмечены фрагментарно вдоль северной окраины Хилок-Чикойской депрессии и правобережной части р. Чикой. Это в основном изолированные холмы, представляющие собой отпрепарированные купола, неки или остатки покровов.

Структурно-денудационный рельеф широко развит в прибортовых и внутригорных частях мезозойских впадин. Он отмечен в переходной морфоструктурной зоне Малханского хребта, в верховьях долин рек Бичура, Бол. Куналей в контурах кольцевых структур. Такой тип рельефа предопределен здесь препарировкой

центральных частей интрузивных массивов. Это холмисто-увалистый рельеф с довольно пологими (до 20°), «мягкими» склонами. Водоразделы имеют дугообразную форму либо образуют сочетание гребней и вершин со склонами, расчлененными радиально расположенной речной сетью. Кольцевые и дуговые структуры обусловлены отпрепарированными вскрытыми и невскрытыми интрузиями. Одни из них приурочены к интрузивным массивам, которые выделяются в рельефе положительными формами (Малокуналейский массив), другие — отрицательными кальдерообразными формами (Южно-Бичурский массив) и представляют собой структуры, слабо реагирующие на тектоногенез. Возраст такого структурно-денудационного рельефа плиоцен-эоплейстоценовый.

Денудационный рельеф наиболее распространен. Он развит во всех морфоструктурных зонах, но наиболее широко — в среднегорной (орогенной). Здесь отмечаются массивные субгоризонтальные водоразделы с нагорными террасами и останцами морозного выветривания. Склоны таких водоразделов имеют крутизну 20—30°, созданы в верхних частях медленным сползанием курумового чехла, а в нижних расчленены глубинной эрозией. Верховья долин в этой части рельефа имеют веерообразное, конусовидное строение, обусловленное широко проявленными солифлюкционными процессами в виде надмерзлотного стока. На склонах северной экспозиции наблюдается гофрированность, обусловленная натечными солифлюкционными террасами и уступами нагорных террас. Длительность формирования рельефа этой категории охватывает широкий возрастной диапазон от палеогена до голоцена включительно. Он отражает возраст как древних реликтовых поверхностей выравнивания, так и обновленных участков, переработанных склоновыми процессами, обусловленными тектоническими и климатическими факторами. В постплиоценовое время водоразделы и склоны хребтов среднегорий были моделированы наложенными мерзлотными и мерзлотно-солифлюкционными процессами, а в низкогорном рельефе превалировали процессы дефлюкционного и склонового смыва. На территории отмечаются три поверхности выравнивания: палеоген-миоценового, миоцен-плиоценового и эоплейстоценового возраста. Реликты этих поверхностей образуют ступенчатость в рельефе и располагаются в контурах уровней бассейнов соответствующего возраста. Возраст их большинством исследователей определяется по относительному положению в рельефе на основании неотектонического и геоморфологического анализа.

Наиболее древние поверхности палеоген-миоценового возраста отмечаются в орогенной и переходной морфоструктурных зонах среднегорной части хребтов. Реликтовые площадки их отмечаются соответственно на абсолютных высотах 1300, 1000 и 800 м. Они ориентированы вдоль линий морфоструктурных зон и представляют собой полигенетические образования. На них часто отмечаются элювиально-делювиальные генотипы отложений неоплейстоценового возраста с останцами коренных пород. В результате наложенных эоловых процессов на вершинах водоразделов образуются дефляционные формы пустынного выветривания — каменистые пустыни. Такие формы эоловой обработки, как ниши, карнизы, обелиски, известны в междуречье Кудара—Чикой. Не исключается обнаружение таких поверхностей и в аккумулятивной морфоструктурной зоне. Последние представляют собой холмисто-грядовый остаточный рельеф по сути консолидированной древней поверхности указанного возраста.

В неогене происходит формирование низко-среднегорных хребтов, находящихся в предгорной и переходной морфоструктурных зонах. Это водоразделы с фрагментами миоцен-плиоценовых реликтовых поверхностей выравнивания и

склонами с массовым смещением продуктов коры выветривания, отмеченных в скважинах по коррелятным осадкам. На границе предгорной и переходной зон отмечается эрозионно-неотектоническая ступень, которая отчетливо прослеживается в рельефе отдельными площадками эоплейстоценового возраста и подтверждается коррелятными галечно-валунными осадками сибильдуйской толщи.

К *эрозионному типу рельефа* относятся склоны речных долин и днища падей, в основном распространенных в равнинной и предгорной, реже в орогенной и переходной зонах. В равнинной и предгорной зонах такие долины прорезают высокие песчаные террасоувалы, образуя уступы высотой до 25 м. В предгорной и переходной зонах отмечаются в долинах 2-го, 3-го порядков (реки Еланка, Бичура, Сухой Ручей и др.). Ориентированы долины в северо-западном, субмеридиональном, реже северо-восточном (реки Тамир, Киреть) направлениях. Заложение их обычно совпадает с направлением разломов и имеет эрозионно-тектоническое происхождение. Склоны долин изрезаны оврагами и промоинами, расположенными вкрест их простираения.

Аккумулятивный рельеф распространен в основном в пределах равнинной зоны. Он представлен поймой, террасами низкого уровня (I—IV) позднеэоплейстоценового, озерно-аллювиальной равниной ранне-среднеэоплейстоценового, предгорными шлейфами и конусами выноса позднеэоплейстоцен-голоценового возраста. В долинах рек Чикой, Хилок, Кудара развита в основном пойма (до 3,5 м), ширина которой колеблется от 0,7 до 3,0 км, и I надпойменная терраса (6—8 м). Остальные террасы слабо выражены и отмечаются отдельными фрагментами. Поверхность террас слабонаклонная, нередко заболочена. Русло рек меандрирующее, с участками фуркирующих потоков в расширениях долин. В устьевых частях р. Кудара отмечается заболачивание и засоление участков поймы. Озерно-аллювиальная равнина включает комплекс террас высоких уровней (V—VIII) ранне-среднеэоплейстоценового возраста. Поверхность этих террас субгоризонтальная, прорезана водотоками 2-го порядка, эрозионными бороздами, оврагами, часто с уступами высотой до 25—30 м.

Песчаные террасоувалы служат источниками для развевания песков. Существующие гигантские сквозные тектонические коридоры северо-западного направления способствуют ветровой деятельности и созданию эоловых форм рельефа. Об этом свидетельствует направление долин, прорезающих террасоувалы, а также ориентировка осей параболических дюн и барханных гряд. Поверхность увалов интенсивно переработана дефляционными процессами с хорошо выраженными эоловыми формами (коридоры выдувания, ячеистые и бугристые пески). Длительность развевания песков от среднего эоплейстоцена до голоцена. Современное развевание песков наблюдается на левом борту долины р. Топка (урочище Большие Пески). Особого внимания заслуживают предгорные и внутригорные эоловые равнины, интенсивно переработанные эрозионными процессами. На ранней стадии эта категория поверхности представляла собой пролювиально-делювиальные шлейфы. Впоследствии древний аккумулятивный рельеф был переработан эоловыми процессами. Подстилающие осадки иногда просвечивают через эоловый покров, а чаще фиксируются в эрозионных долинах, прорезающих эти равнины, или отмечаются в скважинах.

История развития рельефа района в кайнозое надежно восстанавливается лишь с плиоцена, с формирования кор выветривания. Достоверно установленные отложения палеогена на площади отсутствуют. Наличие их предполагается в пределах древних поверхностей выравнивания в среднегорной части хребтов, не исключается обнаружение таких отложений и во впадинах. Фрагменты миоцен-

плиоценовой коры выветривания сохранились главным образом на водоразделах хребтов. В позднем плиоцене в результате общего поднятия района большая часть ее была размыта и переотложена в виде красноцветов тологойской свиты. Климат этого периода был теплый и умеренно сухой. Дальнейшие процессы, происходившие в эоплейстоцене, выразились в плоскостном смыве и дефлюкционном сносе продуктов выветривания. Происходит денудационное выполаживание склонов, а в рельефе образуется ступень, у подножия которой формируются педименты. В условиях прогибания впадин красноцветные отложения размывались и формировались галечники сибильдуйской толщи. В межгорных впадинах преобладал слабобрасчлененный эрозионный рельеф и гидросеть развивалась по типу река—озеро—река. План гидросети почти не отличался от современного. Климат характеризуется похолоданием и резким сокращением широколиственной флоры. В течение всего неоплейстоцена территория испытывала общее поднятие с локальными опусканиями и аккумуляцией. Формирование неоплейстоценовых террас зависело от климатических условий, связанных с периодами ледниковый и межледниковый. Дальнейшее похолодание климата отразилось на литолого-фациальном составе отложений. Из разрезов исчезли красноцветные глинистые осадки, происходит накопление сероцветных озерно-аллювиальных слоистых песков хилок-чикойской толщи, кривоярской свиты и Усть-Киранской террасы, мощные скопления которых приурочены к бортам впадин перед antecedentными участками долин. Отмечается широкое развитие грубообломочных склоновых образований и проявление солифлюкционных (дефлюкционных) процессов. В голоцене отмечается активизация неотектонических движений, в результате которых у подножий склонов образуются срывы и каменные осыпи. Толщи озерных и речных песков интенсивно развеваются, покрывая чехлом близлежащие водоразделы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа из горючих полезных ископаемых известны месторождения и проявления бурых углей. Металлические полезные ископаемые представлены проявлениями, пунктами минерализации, шлиховыми, первичными и вторичными геохимическими, биогеохимическими и гидрохимическими ореолами молибдена, меди, урана, железа. Из неметаллических полезных ископаемых выявлены пункты минерализации флюорита, проявления поделочных камней, месторождения облицовочных материалов, глин кирпичных и буровых, бутового камня, песчано-гравийных смесей и песков.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь бурый. Окино-Ключевское месторождение и Баян-Булыкское проявление угля связаны с отложениями гусиноозерской серии нижнего мела, сложенными Хилок-Чикойскую и Урлукскую рифтогенные впадины.

Месторождение Окино-Ключевское (I-1-3) [110, 84, 67, 96, 113] приурочено к одноименной мульде размером 7×3 км, расположенной в западной части Хилок-Чикойской депрессии. Мульда имеет форму асимметричной синклинали складки северо-восточного простирания с более крутым северным крылом (5—15 до 30—40°). Крылья складки сложены песчаниками и алевролитами безугольной убукунской (снизу) и угленосной селенгинской свит гусиноозерской серии. Угленасыщенность разреза более высокая на северо-восточном фланге месторождения. Здесь выявлено 17 угольных пластов средней мощностью от 0,5 до 6,3 м. Пласты сложные по строению и невыдержанные по простиранию, залегают на глубинах от 5—8 до 477 м. По качеству угли бурые высокозрелые марки БЗ, переходные к каменным марки Д. По обогатимости относятся в основном к трудной и очень трудной категориям. Могут использоваться в качестве топлива для коммунально-бытовых нужд. Горнотехнические условия месторождения сложные из-за большой глубины отработки (в среднем 105 м). В настоящее время ведется угледобыча верхних горизонтов месторождения с годовой производительностью 20—25 тыс. т. Балансовые запасы категорий А + В + С₁ на 01.01.1998 г. составили 890 тыс. т, прогнозные ресурсы категории Р₁ — 150 млн т.

Проявление Баян-Булыкское (IV-4-2). В пойме руч. Баян-Булык, правого притока р. Урлук, П. Е. Луненком [81] были обнаружены выходы маломощных (1,5—2 м) пластов углей, приуроченных к терригенным отложениям нерасчлененных муртойской и убукунской свит. Качество углей и масштабы проявления не определялись.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На площади известны два пункта минерализации железа [80], приуроченные к основным эффузивам унгуркуйской свиты нижней перми. Один пункт минерализации (III-1-26) расположен вблизи пос. Октябрьский и представлен желваками магнетита в зальбандах дайки микродиоритов в зоне дробления северо-восточного простирания. Второй пункт минерализации (III-1-29) находится в урочище Итэма. Здесь в трахибазальтах встречены тонкие просечки магнетит-гематитовых руд. Содержание железа не определялось. Практического интереса они не представляют.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Наиболее перспективным геолого-промышленным типом медного оруденения в районе является молибден-меднопорфировый, парагенетически связанный с гранитоидами бичурского комплекса (проявление Кударинское). Второстепенное значение имеет минерализация самородной меди в трахибазальтах унгуркуйской свиты (проявления Могой, Егоровское, Одинокая Сосна и многочисленные пункты минерализации).

Проявление Кударинское (III-4-2) расположено в осевой части Кударинской гривы, в верховьях рек Грязнуха и Хурай, левых притоков р. Кудара. Оно выявлено и описано Я. М. Яблоковым [115] под названием Грейзенового проявления молибдена. В 1972 г. здесь были вскрыты [90] измененные граниты с медной минерализацией, что послужило основанием для детальных горно-буровых поисковых работ [60]. Участок проявления сложен гранитоидами джидинского комплекса, включающими ксенолиты раннепалеозойских габброидов, сланцев и метавулканитов катаевской свиты и перекрытыми в северо-западной части кислыми вулканокластитами тамирской свиты верхней перми. На юге проявления они прорваны дайками и небольшими штоками гранит-порфиров бичурского комплекса. На рудопроявлении выделяется два штокверка: Северный и Южный. Северный штокверк имеет форму сложного куполообразного тела (1300 × 800 м), погружающегося в северо-западном направлении. Нижняя граница находится на глубине 280 м. Южный штокверк (500 × 200 м) расположен в 1,5 км южнее Северного. Изучена только его северная часть. Границы штокверков определены по данным опробования и материалам магниторазведочных работ. Породы в пределах штокверков прокварцованы, альбитизированы, участками калишпатизированы, биотитизированы и в значительной степени грейзенизированы. Слабоминерализованное прожилковое окварцевание развито значительно шире границ штокверков. Выделяется несколько стадий окварцевания. С наиболее ранней связано формирование жильных грейзенов и пологозалегающих жил (мощностью до 0,5 м) шестовато-гребенчатого среднекристаллического кварца. Распространены они до глубины 10—15 м. Ко второй стадии отнесены прожилки молочно-белого мелкокристаллического кварца мощностью до 5 см с бедной вкрапленностью пирита, реже халькопирита, молибденита и гематита. С наиболее поздней стадией связаны нитевидные прожилки водяно-прозрачного тонкокристаллического кварца с обильной тонкой вкрапленностью пирита и халькопирита.

Главными рудными минералами являются (%): халькопирит (1—2), пирит (до 3), ильменит (1) и рутил (1), реже встречаются магнетит, гематит, халькозин, борнит, ковеллин, сфалерит, галенит, молибденит. В зоне окисления (до 20 м) развиты малахит, азурит, хризоколла, иногда совместно с халькопиритом и ковеллином. Оруденение прожилково-вкрапленное, в целом бедное и носит неравномерный характер. В Северном штокверке содержание меди составляет 0,06—0,5 % (среднее 0,26), молибдена — 0,006—0,01 %. Повышенные содержания молибдена тяготеют к краевым частям штокверка. Из сопутствующих элементов отмечено серебро (до 1 г/т) и золото в двух пробах (0,05 и 0,1 г/т). В Южном штокверке оруденелые породы прослеживаются вдоль северного фланга в виде полосы 500 × 200 м. Содержание меди колеблется от 0,06 до 0,3 % (среднее 0,14), молибдена — от 0,003 до 0,005 %. Первичные сульфидные руды с содержанием меди 0,1—0,2 % прослежены до глубины 130 м. Количество молибдена в рудах не выше 0,005 %. Прогнозные ресурсы руды категории P₂ до глубины 200 м составляют более 150 млн т (300 тыс. т меди) [72]. Рекомендуется проведение геолого-экономической оценки проявления.

Проявления Могой (III-1-21), Егоровское (III-1-18), Одинокая Сосна (III-1-25) [80] находятся в нижнем течении р. Унгуркуй и приурочены к Кударинской зоне разломов субширотного направления. Вмещающими породами являются трахибазальты унгуркуйской свиты. Незначительное оруденение в виде примазок малахита и азурита приурочено к зонкам дробления и окварцевания. Мощность зон окварцевания не превышает 1,5—5 м, протяженность — 100 м. Минералогическим анализом в протолочках в весовых количествах установлены лимонит, пирит, халькопирит, малахит, ярозит, висмутовый минерал; в знаках — азурит, молибденит, куприт, самородная медь, церуссит. По спектральному анализу содержание меди на проявлении Могой составляет 0,05—0,3 %; Егоровское — 0,28 % в кварцевой жиле и до 2 % в минерализованной дайке; Одинокая Сосна — 0,03—4 %. Проявления малоперспективны.

В нижнем течении р. Унгуркуй в поле трахибазальтов унгуркуйской свиты располагаются многочисленные (28) пункты минерализации меди. Все они приурочены к зонкам дробления и окварцевания среди эффузивов. Минерализация представлена убогой вкрапленностью и примазками медной зелени и самородной меди. По результатам спектрального анализа содержание меди составляет от 0,03 до 0,3 %, иногда отмечается серебро (1—3 г/т) и свинец (до 0,01 %). В протолочках установлены самородная медь, малахит, куприт.

Пункт минерализации Габбровое (IV-2-8) представлен равномерной тонкой вкрапленностью пирита и халькопирита в пегматоидном габбро центральной части расслоенного Шарагольского массива монотойского комплекса. По трещинам в породах развиты пленки малахита, азурита. Размер выходов оруденелых пород не превышает 0,05 км². Содержание меди по спектральному анализу достигает 1 %. Все перечисленные пункты минерализации из-за низких содержаний и небольших параметров самостоятельного значения не имеют.

Кроме того, выявлено четыре литогеохимических и биогеохимических ореола меди площадью от 0,5 до 3—4 км² с содержаниями от 0,01 до 0,1 %, в отдельных пробах до 1 %.

Молибден. На территории листа известны Ивановское штокверковое и Тамирское жильное проявления, а также несколько пунктов минерализации, первичных литохимических и гидрхимических ореолов молибдена.

Проявление Ивановское (Улан-Ганга) (III-1-34) [115, 80] расположено на левобережье р. Кудара, в 2,5 км к юго-западу от д. Ивановка. Представлено кварц-молибденитовым штокверком, локализованным в измененных вулканитах тамирской свиты, прорванных дайками микродиоритов, диоритовых порфириров, гранит-порфириров. Рудоконтролирующей структурой является Кударинская зона разломов. Штокверк овальной формы, вытянутый в субширотном направлении, площадью 2,7 км². Включает ядро площадью 1,5 км² со средним содержанием молибдена 0,05 %, окаймленное прожилково-жильными зонами с содержанием молибдена до 0,03 %. На глубине выявлено несколько рудных зон с содержанием молибдена 0,03—0,05 % мощностью 6—250 м. Минеральный состав прожилков: кварц, калиевый полевой шпат, в незначительных количествах — турмалин, берилл, мусковит и флюорит; рудные — молибденит, пирит, халькопирит, гематит, магнетит, вольфрамит, шеелит, галенит, сфалерит, халькозин, повеллит, станнин, ковеллин, киноварь, теннантит, тетраэдрит, висмутин. Вторичные изменения вмещающих пород: калишпатизация, березитизация, вторичные кварциты. По распределению рудных элементов в первичных ореолах предполагается, что проявление сформировано в надынтрузивной зоне и имеет незначительный эрозионный срез [80]. Прогнозные ресурсы молибдена категории Р₁ в количестве 177 тыс. т при переоценке [71, 72] не были приняты. Рекомендуется доизучение центральной части и флангов рудного поля.

Проявление Тамирское (III-2-2) [115, 90] находится на южном склоне Тамирской гривы, в верховьях р. Тамир. Вмещающими породами являются биотитовые среднезернистые граниты бичурского комплекса с ксенолитами туфов тамирской свиты, прорванные дайками гранит-порфириров и трахириолит-порфириров. Рудная минерализация представлена молибденитом в кварцевых жилах и прожилках, приуроченных к субширотной зоне разлома. Кварцевые жилы образуют три жильные зоны, разделенные интервалами 150 м. В зонах жилы имеют сближенное кулисообразное расположение. Мощность жил 0,1—0,3 м, длина 30—40 м, единичные жилы прослежены на 50—150 м. Простираение жил субширотное, с падением на север 10—12°. Вмещающие породы вблизи кварцевых жил (до 10—20 см) грейзенизированы. Кварц молочно-белый, светло-серый мелко-среднезернистый, иногда крупнозернистый, содержащий пустотки со щеточками горного хрусталя. Молибденит мелкочешуйчатый, образует в зальбандах жил гнезда и прожилки, частично окислен с образованием ферримолибдита. Во вмещающих породах молибденит присутствует в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Содержание молибдена колеблется от 0,003 до 0,3 %. Прогнозные ресурсы молибдена категории Р₂ в количестве 185 тыс. т при переоценке [71, 72] не были приняты. Проявление относится к непромышленному жильному типу, малоперспективно.

Пункты минерализации Кварцевый (I-3-5), Хойцинский (I-3-6), Бадмена (II-2-1) [88] имеют сходную геологическую обстановку. Они приурочены к зонам дробления и окварцевания вулканокластитов тамирской свиты и гранитоидов бичурского комплекса. Вмещающие породы обычно интенсивно изменены вплоть до образования вторичных кварцитов, пиритизированы, обохрены. Простираение зон северо-восточное (около 70°). Прожилки кварца, иногда с флюоритом, образуют в них небольшие линзы мощностью до 10 см и протяженностью до 10—20 м. Спектральным анализом сколковых проб из зон дробления и окварцевания установлены (%): молибден (0,0001—0,03), медь (до 0,1), цинк (0,1), свинец (0,03), мышьяк (0,003—0,02), в отдельных пробах отмечается золото (до 0,15 г/т).

Пункты минерализации Сандагойский (III-1-31) [115] и Улан-Дабанский (IV-2-1) [83] расположены вблизи Ивановского проявления молибдена. Приурочены к зонам дробления и катаклаза в кислых вулканитах тамирской свиты и гранитах джидинского комплекса, насыщенных жилами и прожилками кварца с гематитом и молибденитом. Мощность жил от 0,6 до 1,5 м, протяженность 10—15 м. Простираение северо-западное с падением на северо-восток под углом 60—70°. Содержание молибдена по спектральному анализу от 0,01 до 0,15 %.

Пункты минерализации Гуджертуйские (IV-2-4, 5, 6), Хуторское (IV-2-9) и Сэбэр-Кундуйский (IV-2-3) [83] представлены зонами жильного и метасоматического окварцевания с вкрапленностью молибденита. В Гуджертуйской группе выявлено 18 кварцевых жил и многочисленные развалы кварца, в Хуторском — зона окварцевания мощностью около 200 м и протяженностью 6,5 км, в Сэбэр-Кундуйском — зона прожилкования протяженностью 70 м. Мощность кварцевых жил от 0,1 до 1,5—2 м, протяженность от 20 до 150 м. Рудные минералы в жилах: молибденит, азурит, халькозин. Содержание молибдена колеблется от 0,006 до 0,22 %, меди — от 0,01 до 0,6 %. Пункты минерализации самостоятельного значения не имеют.

Несколько литохимических и гидрохимических ореолов молибдена с содержаниями от 0,0001—0,002 до 0,03—0,05 % располагаются в полях распространения различных пород, и их поисковая значимость не определена. Размеры ореолов до 2—3 км².

Олово. Проявлений и пунктов минерализации олова на площади не выявлено. Установлено четыре литогеохимических и биогеохимических ореола с содержаниями от 0,0003 до 0,03 %. Размеры ореолов 0,5—1,5 км².

Ртуть. Несколько биогеохимических ореолов ртути расположены в междуречье Кудара—Чикой. Природа их не ясна. Содержание ртути до 0,00013 %, размеры ореолов от 1,5 до 5 км².

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. В пределах исследуемой территории проявлений золота не обнаружено, но по результатам шлихового опробования редкие знаки золота в шлихах встречаются часто, не образуя значительных сгущений. Отдельные пробы с содержаниями золота до 0,1—0,15 г/т отмечаются на известных молибденовых и молибденово-медных рудопоявлениях. В результате проведенных авторами геохимических исследований на фоне рассеянной, несколько повышенной золотоносности выделены слабоконтрастные потоки рассеяния золота по рекам Бичура, Кудара, Ара-Киреть, Урлук, Унгуркуй, Топка и др. Протяженность потоков 5—10, редко до 15 км. Отмечается также слабая зараженность золотом рыхлых неоген-плейстоценовых отложений в междуречье Чикой—Кудара, в полосе предполагаемого палеоруслa р. Чикой. Относительно повышенная золотоносность площади связана, по-видимому, с зонами сульфидизации и перераспределением золота в широко развитых здесь зонах катаклаза и милонитизации.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Проявление Варламовское (II-3-2) [90] расположено в верховьях одноименного ручья, левого притока р. Бичура. Локализовано в субширотной зоне дробления шириной 50—300 м среди туфов тамирской свиты, в зоне контакта их с гранитами бичурского комплекса. Вмещающие образования — пропилиты, аргиллизиты и вторичные кварциты. Оруденение приурочено к разноориентированным мелким зонкам дробления мощностью от 0,2 до 5 см, в узлах пересечения которых иногда формируются рудные гнезда. Рудные минералы концентрируются в центральных частях трещин и представлены отенитом, уранофаном, бета-уранотилом и торбернитом. Иногда они выполняют пустотки выщелачивания. Кроме них встречаются флюорит, барит, корунд, пирит, окислы железа. Содержание урана, по данным радиометрического и рентгеноспектрального анализов, колеблется от 0,008 до 0,114, в среднем 0,035 %. По результатам химического анализа, содержание урана варьирует от 0,001 до 0,119 %. Кроме того, отмечаются (%): молибден (до 0,02), мышьяк (0,01—0,1), свинец (0,004—0,08), цинк (0,014—0,5), медь (0,014—0,015), серебро (до 1 г/т). Прогнозные ресурсы урана категории P_1 при содержании 0,03 % составляют 108 т [60]. Оценивается отрицательно. На продолжении этой зоны к востоку отмечаются зонки повышенный радиоактивности пород интенсивностью до 60 мкР/ч, приуроченные к гранитам бичурского комплекса.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Флюорит. На территории выявлено два пункта минерализации и два шлиховых ореола флюорита.

Пункты минерализации Усть-Эдуйский (I-1-2) и Эдуйский (I-1-1) представлены кварц-флюоритовыми жилами и прожилками, приуроченными к зонам дробления и милонитизации в гнейсах и сланцах малханского комплекса. Содержание флюорита составляет от первых до 20—30 %. В жилах отмечаются повышенные концентрации (0,01 и 0,1 г/т) золота. Шлиховые ореолы с весовыми содержаниями флюорита установлены в бассейне р. Кудара (3,5 км²) и верховьях р. Усачиха (9 км²).

Керамическое сырье. Проявления Хамнигадайское (III-2-11), Кударинское (III-1-35) и Алцегатское (III-3-3) [90] приурочены к выходам вулканитов тамирской свиты, интенсивно измененным в зоне разлома. Вулканиты преобразованы в белоснежные по окраске, рассыпающиеся в тонкозернистую аморфную массу сланцы. Их состав (%): кварц (50—60), каолинит (30—40), серицит (5—15), окислы железа (до 0,5). Простирается зона северо-восточное 50—60°, мощность 250—300 м; прослежена на 1000 м. По химическому составу, данным микроскопического и термического анализов породы полностью отвечают требованиям к керамическому сырью. Прогнозные ресурсы категории P_3 более 1 млн т [72].

Каолиновые глины, приуроченные к коре выветривания кварц-серицитовых динамосланцев по вулканогенным породам, выявлены в районе Ивановского проявления молибдена [70]. Средняя мощность их около 2 м, площадь распространения 0,5 км². Представлены порошкообразным агрегатом кварца, гидро-

слюд, каолинита. Технологические свойства не изучались. Прогнозные ресурсы категории P_3 составляют 2 млн т [72].

Драгоценные и поделочные камни. На исследованной территории известны единичные находки горного хрусталя, дымчатого кварца, мориона, берилла, приуроченные обычно к кварцевым и пегматитовым жилам.

Пункты минерализации горного хрусталя Тамирское (III-2-3), Ивановское (III-1-36), Кударинский (III-1-37) представляют собой многочисленные сближенные кварцевые и кварц-микроклиновые жилы мощностью от 0,2—0,5 до 1—2 м, длиной до 20—150 м. Дымчатый кварц и горный хрусталь выполняют пустоты выщелачивания до 30—40 см в поперечнике. Кристаллы размером от 0,5 × 2 до 14 см в длину, прозрачные и полупрозрачные, часто деформированы, сдвойникованы, свилеватые. Совместно с кристаллами кварца встречаются единичные желтовато-, голубовато-зеленые кристаллы берилла размером 2—3 × 18 мм. На ограночное сырье не оценивались.

Пункт минерализации берилла Колодцы (IV-2-2) представлен кристаллами размером до 5 см в поперечнике, совместно с черным турмалином в зональной альбит-микроклиновой пегматитовой жиле мощностью 2 м и протяженностью 200 м.

Все пункты минерализации поделочных камней пока представляют собой минералогические находки, и их перспективы не ясны, нужны специализированные поиски промышленно-ценных объектов.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Облицовочные материалы. Месторождение агломератов Ара-Киретское (I-2-3) [97] представлено пачкой агломератовых туфов смешанного и кислого состава тамирской свиты. Площадь выходов агломератовых туфов около 3 км², средняя мощность 2,5 м. Порода состоит из пестроцветного цемента и обломков эффузивов и минералов размером 0,8—10 мм. Цемент преимущественно зеленого цвета с серым, коричневым и вишневым оттенком. По текстурному рисунку особенно выделяются туфы с обломками коричнево-красных полевых шпатов, лиловых и лилово-бурых порфиринов. По декоративности туфы относятся к рядовым, с благоприятным размещением и сочетанием цветов. Полируемость хорошая (130—160 баллов). Размер блоков соответствует V группе. Выход кондиционных блоков 41 %. Месторождение имеет промышленное значение. Рекомендуется для освоения с целью получения декоративной крошки для крупнопанельного домостроения, изготовления облицовочных плит и сувенирной промышленности. Балансовые запасы на 1.01.1998 г. категории C_1 (тыс. м³): декоративных туфов — 343, строительного камня — 5949. Прогнозные ресурсы не менее 30 млн м³.

Месторождение базальтов Амбонское (I-1-4) [54] приурочено к выходу оливиновых трахидолеритов белозерского комплекса. На поверхности породы обнажаются в виде невысокой сопки изометричной формы размером 0,75 × 0,4 км. Трахидолериты оценивались на пригодность в качестве облицовочного материала. По результатам лабораторных испытаний трахидолериты признаны пригодными, но низкая (V группа) блочность камня не позволяет рекомендовать место-

рождение для промышленного освоения. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 764 тыс. м³, выход естественных блоков V группы 45 %.

Месторождения цветных туфов и агломератов Тамирское (III-2-8), Безымянное (III-2-9), Бичурское (III-3-2), Анготыйские-I (IV-1-1) и II (III-2-15) и Кудара-Сомонское (III-2-17)* [85] представлены туфами трахириодацитов, кварцевых трахириолитов тамирской и трахибазальтами чернорювской свит. Цвет пород лиловый, кремовый, коричневый, розовый, сиреневый, зеленый различных оттенков с вкрапленниками полевого шпата таблитчатой формы. Обломки эффузивов в цементе образуют причудливую разноцветную мозаику. Породы обладают высокой прочностью, низкой трещиноватостью, хорошей полируемостью и высокой декоративностью. Могут использоваться как облицовочный и поделочный материал. Качество сырья не изучалось, запасы не подсчитывались. Рекомендуется постановка поисково-оценочных работ.

Месторождение долеритов Бичурское* (I-3-4) [62] представлено смоляно-черными плотными трахибазальтами хилокской свиты. Площадь выхода около 1 км², на глубину не разведано. Мощность вскрышных пород 2—10 м. Лабораторные испытания не проводились, запасы не подсчитывались. Возможно использование в качестве бутового камня, производства минеральных волокон, каменного литья, щебня для заполнителя бетонов и строительства дорог. Рекомендуются оценочные работы.

Месторождение базальтов Тамирское* (III-2-10) [55] находится в 6 км на юго-восток от с. Тамир и представлено субвулканическим линзовидным телом черных габбро-порфиритов размером 50—250 × 600 м среди вулканокластитов тамирской свиты. Породы сильно трещиноватые, декоративность 25,9 балла. Максимальный объем естественных блоков до 1,2, средний — 0,2—0,3 м³. Выход блоков от 20 до 80, в среднем 50 %, в том числе блоков IV группы — не более 20 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 720 тыс. м³.

Месторождение монцонитов Бичурское* (I-3-10) [55] расположено в 6 км на юго-восток от с. Бичура. Выход естественных блоков II—V групп в среднем 65 %, декоративность 21—25 баллов. Прогнозные ресурсы категории P_2 23 млн м³ в горной массе.

Месторождение гранитов Топкинское* (II-1-2) [55] представлено штоком оранжево-красных мелко-среднезернистых лейкократовых гранитов бичурского комплекса. Объем естественных блоков до 4,5—5 м³, в основном 0,5—1,0 м³. Декоративность пород 23 балла. Прогнозные ресурсы блочного камня I—V групп категории P_2 1890 тыс. м³.

Глинистые породы

Глины кирпичные. Все месторождения и проявления глин на исследованной площади, за редким исключением, представлены переотложенными красноцветными корами выветривания неогенового возраста (тологойская свита).

* Эти месторождения строительных материалов разрабатываются местным населением и специально изучались на стадии ГСР-50 для оценки декоративности пород, но запасы по ним не подсчитывались, поэтому они показаны на карте полезных ископаемых в ранге малых месторождений (*Прим. авт.*).

Отдельные проявления суглинков аллювиально-озерного генезиса приурочены к верхнеолейстоцен-голоценовым образованиям низких террас и пойм.

Месторождение Бухтуйское (II-3-8) [98] представлено пролювиально-делювиальной залежью площадью 0,22 км² и мощностью от 1 до 5,3 м (средняя 2,5 м). Мощность вскрышных пород составляет от 0,1 до 0,5 м (средняя 0,3 м). Кондиции на сырье не устанавливались. Балансовые запасы на 1.01.1998 г. категорий В + С₁ 441 тыс. м³.

Месторождение Кудара-Сомонское (Гуджиртуйское) (IV-2-11) [57]. Площадь месторождения 0,11 км², мощность прослоев суглинков 0,1—6 м, супесей 1,8—3,5 м (средняя 2 м). Суглинки пригодны для изготовления кирпича без добавки отощителя. Подсчитанные запасы на 1.01.1982 г. составили по категориям А + В + С₁ 370 тыс. м³ (в том числе по категориям А + В 282 тыс. м³). Не эксплуатируется.

Месторождение Участок Кирпичный (I-3-15) [98] представлено пластовой залежью размером 360 × 200 м и мощностью 2,6—6,8 м (средняя 4,0 м). Мощность вскрышных пород 0,63 м. Суглинки пригодны для изготовления кирпича марки «75». Подсчитанные запасы по категории С₂ составляют 240 тыс. м³. Запасы не утверждались.

Месторождение Окино-Ключевское (I-1-6) [53] представлено субгоризонтальной залежью мощностью 1—3 м (средняя 2 м). Площадь распространения суглинков 0,2 × 0,4 км. Мощность вскрышных пород 0,3—1,2 м. Суглинки пригодны для изготовления кирпича марок «75» и «125». Балансовые запасы категорий В + С₁ 92 тыс. м³.

Месторождения Мухор (I-3-13), Хойцановское (I-3-14), Кокуцельское (II-3-4) [98] представлены линзообразными залежами глин и суглинков. В 1985—1988 гг. проведены поисково-оценочные работы [49]. Параметры залежей (м): Мухор — 85 × 100, мощность 0,4—0,7; Хойцановское — 95 × 150—180, мощность 2,8—10,2 (средняя 8,2); Кокуцельское — 95 × 195—190, мощность 2,0—9,9 (средняя 6,8). Глины высоко- и умеренно-пластичные с большим содержанием глинистой фракции. Пригодны для изготовления кирпича марок «75» и «100». Балансовые запасы на 1.01.1998 г. (тыс. м³): Мухор по категории С₁ — 41; Хойцановское по категориям С₁ — 94, С₂ — 23; Кокуцельское по категориям В + С₁ — 3248. Месторождение Мухор эксплуатируется.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Месторождение Бичурское (I-3-12) [63] приурочено к высокой пойме р. Хилок и представляет собой пластообразное тело размером 800 × 400—680 м и мощностью 8,8 м. Мощность вскрыши 1,69 м. Среднее содержание (%): гравия в смеси — 60,5, песка — 39,5. По результатам ползаводских испытаний песчано-гравийная смесь пригодна для дорожно-строительных работ и в качестве заполнителя бетонов марок «150» и «200»; песок-отсев — для приготовления строительных растворов. Балансовые запасы на 1.01.1999 г. составили по категориям (тыс. м³): В + С₁ — 3945 (в том числе по категории В — 837), С₂ — 4402. Месторождение эксплуатируется.

Месторождение Хаянское (I-2-4) [109, 48] приурочено к аллювиальным отложениям III надпойменной террасы р. Хилок, перекрытым современными золовыми супесями. Полезная толща представлена песчаными отложениями в виде

пластообразного тела размером 460×160 м и мощностью 1,3—4,2 м (средняя 3,0 м). Мощность вскрышных пород 0,3—1,0 м (в среднем 0,7 м). Пески месторождения пригодны для приготовления обычных штукатурных и кладочных (марки М-50 и М-75) растворов. Подсчитанные запасы на 1.01.1998 г. по категориям В + С₁ — 91 тыс. м³ (в том числе категории В — 44 тыс. м³).

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глины буровые. Месторождение Амбонское (I-1-5) [48] приурочено к пролювиально-делювиальным отложениям верхнего неоплейстоцена. Представлено линзообразной залежью площадью 2,9 км² и мощностью 1,2—6,8 м (средняя 2,5 м). Мощность вскрышных пород 0,3—1,2 м. Глины высоко- и среднепластичные с низким содержанием песка. Глины использовались для приготовления буровых растворов, качество их не определялось. Прогнозные ресурсы категории Р₂ составляют 7,3 млн м³. Не эксплуатируется.

Месторождение Хаянское (I-2-5) [96] представлено пластообразной залежью площадью около 1 км² среди неогеновых отложений. Залежь не выдержана по строению и качеству сырья, сложена коричневыми, серыми и желтыми глинами с прослоями дресвы, щебня и песка. Мощность залежи от 0,5 до 19,8 м, средняя 9,6 м. Мощность вскрышных пород 0,2—2 м. По результатам испытаний глины пригодны для буровых растворов марки Б-2Н, также могут быть рекомендованы в качестве сырья для производства гончарных изделий. Балансовые запасы на 1.01.1998 г. категорий В + С₁ составили 536 тыс. т (в том числе категории В 158 тыс. т). Не эксплуатируется.

Месторождение Окино-Ключевское (I-1-7) [96] представлено небольшими (до 10×10 м) линзами пролювиально-делювиальных ярко-желтых глин, перекрытых современными эоловыми супесями мощностью 0,3—1,5 м. Глины жирные, высокопластичные с примесью мелкозернистого песка (до 3—4 %) и включениями карбонатных минералов. Глина использовалась для приготовления буровых растворов; добыто около 600 т. Прогнозные ресурсы не подсчитывались.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Согласно минерагеническому районированию территории Республики Бурятия, изученная площадь расположена в пределах Бичурской и Селенга-Витимской структурно-металлогенических зон (СМЗ) [65, 66]. В пределах СМЗ выделяются минерагенические зоны (МЗ), рудные узлы и поля [73, 72], границы которых определяются полями развития рудоносных формаций и распространения рудных объектов (месторождений, проявлений и др.), а также их прямых и косвенных поисковых признаков. Наиболее древней (R?) является Заганская редкометалльная зона. К герцинской эпохе относится Бичурская СМЗ с Кударинской МЗ, включающей прогнозируемые Кударинский молибденово-медный рудный узел, Тамирское, Ивановское и Хойцынское молибденоворудные поля. К мезозойской Селенга-Витимской СМЗ на описываемой площади относится Хилокская зона золото-флюоритовой минерализации с Харлунским флюоритовым рудным узлом. В мезозое в пределах впадин происходило также угленакпление и формирование залежей железистых фосфоритов. На все основные виды полезных ископаемых разработаны прогнозно-поисковые модели рудных узлов [73] и выделены эталонные объекты.

Заганская редкометалльная зона (I.Ta, Nb/R?) выделена на южных склонах Заганского хребта, где среди кристаллосланцев малханского комплекса развиты обширные поля пегматитов с убогой Ta-Nb минерализацией. В пегматитовых жилах также встречаются отдельные кристаллы берилла и мориона. Незначительные содержания тантала и ниобия, а также ювелирных и поделочных камней, как и небольшие размеры пегматитовых жил, позволяют дать отрицательную оценку зоны на указанные виды минерального сырья.

Кударинская молибденово-медная минерагеническая зона (II.Cu, Mo/PZ₃) выделена в пределах Бичурской, Тамирской и Кударинской грив западной оконечности Малханского хребта. Ведущим геолого-промышленным типом Кударинской МЗ является молибден-меднопорфировый штокверковый, парагенетически связанный с малыми порфировыми интрузиями гранитов позднепермского бичурского комплекса. Второстепенное значение имеет минерализация самородной меди в трахибазальтах унгуркуйской свиты. Почти все известные на площади проявления меди сконцентрированы в южной части Кударинской МЗ, в контурах Кударинского прогнозируемого рудного узла. Молибденовая минерализация развита значительно шире. В пределах Кударинского рудного узла она обычно сопровождает медную, также выделяются прогнозируемые молибденоворудные поля — Хойцынское, Тамирское и Ивановское.

Кударинский (II.0.1.Cu, Mo) прогнозируемый рудный узел (500 км²) контролируется сочленением Кударинской зоны разломов северо-восточного простира-

ния с разломами субширотного и северо-западного направлений. На площади узла имеется перспективное Кударинское проявление молибден-меднопорфировой формации, определяющее высокую степень его перспективности, а также пункты минерализации и литохимические ореолы меди (0,06—0,5 %), молибдена (0,003—0,01 %), литохимические потоки (0,015 г/т) и шлиховые пробы с золотом. Отмечаются выходы штоков и даек гранит-порфиров, диоритовых порфиров бичурского комплекса, сопровождающиеся метасоматическими преобразованиями — грейзенизацией, аргиллизацией и окварцеванием вмещающих пород. Подсчет ресурсов узла произведен методом аналогии с эталонным Эрдэнэтским рудным узлом (Монголия) по его удельной продуктивности 10 тыс. т/км² меди, коэффициент подобия принят равным 0,2. Прогнозные ресурсы узла по категории P₃ составляют 200 млн т руды и 1 млн т меди [72].

Ивановское (II.0.0.3.Мо) прогнозируемое рудное поле (50 км²) контролируется субширотной зоной Кударинского разлома. Предполагается связь его с невоскрывшей интрузией гранитов бичурского комплекса, проявленной на поверхности в виде отдельных даек гранитов и гранит-порфиров. В пределах рудного поля известно штокверковое проявление Ивановское (Улан-Ганга) и пункты минерализации молибдена и меди; геохимические ореолы молибдена (0,03—0,05 %), вольфрама (до 0,02 %), олова (до 0,03 %); шлиховые пробы с золотом. Широко развиты вторичные изменения вмещающих пород: аргиллизация, калишпатизация, вторичные кварциты, каолинизация. По результатам интерпретации геофизических материалов выделены участки, благоприятные для локализации оруденения. Предполагается незначительный эрозионный срез проявления, поэтому перспективность поля оценивается как средняя со средней надежностью определения. Прогнозные ресурсы Ивановского проявления по категории P₁ в количестве 177 тыс. т молибдена при переоценке не были приняты [72].

Тамирское (II.0.0.2.Мо) прогнозируемое рудное поле (50 км²) располагается в южном эндоконтакте одноименного гранитного массива и приурочено к зоне сочленения разломов северо-восточного простирания с широтным Шагагинским разломом. Оруденение контролируется небольшими жильными телами гранит-порфиров бичурского комплекса. Здесь обнаружены проявления молибдена, шлиховые ореолы шеелита и флюорита. По результатам интерпретации геофизических материалов рудное поле вписывается в кольцевую структуру, что является благоприятным фактором для локализации рудных объектов. Перспективность его, учитывая жильный тип оруденения, не имеющий промышленного значения, оценивается как низкая.

Хойцинское прогнозируемое рудное поле (100 км²) охватывает пункты минерализации и литохимические ореолы молибдена (0,001—0,03 %), меди (до 0,1 %), цинка (0,1 %), свинца (0,03 %) и серебра, литохимические потоки (0,003—0,01 г/т) и шлиховые пробы со знаками золота в междуречье Бичура—Ара-Киреть, контролируемые зоной Синдигуйского разлома северо-восточного простирания в контурах локальной кольцевой структуры. Предполагается парагенетическая связь зон минерализации с гранитоидами бичурского комплекса. Здесь широко развиты вторичные изменения: окварцевание, серицитизация, аргиллизация, пропилитизация, вторичные кварциты. Перспективность рудного поля оценивается как средняя с малой надежностью определения. Для конкретных рекомендаций по направлению поисковых работ имеющихся данных недостаточно.

Помимо меди и молибдена, в пределах Кударинской МЗ отмечается также минерализация урана и золота. Рудопоявление урановой формации и радиоак-

тивные аномалии локализованы преимущественно в зонах дробления и трещиноватости среди туфов тамирской свиты и в гранитоидах бичурского комплекса. Оруденение трещинно-жильного типа. К поисковым признакам могут быть отнесены геохимические ореолы молибдена, свинца, цинка, висмута, фтора и повышенные концентрации урана и тория в гранитах. Ввиду невысоких содержаний урана и незначительных размеров проявления, перспективы обнаружения крупного уранового месторождения оцениваются отрицательно.

Золоторудная минерализация носит рассеянный характер. Многочисленные, но слабоконтрастные (0,002—0,03 г/т) потоки золота в донных отложениях выявлены по рекам Бичура, Кудара, Ара-Киреть, Топка, Унгуркуй, Урлук и их притокам. Потоки рассеяния золота обычно сопровождаются знаками золота в шлиховых пробах либо приурочены к известным молибденовым и молибденно-медным проявлениям, где также в отдельных пробах установлены повышенные концентрации (0,15 г/т) золота. Выявленные признаки золоторудной минерализации согласуются с зонами окварцевания и аргиллизации, что позволяет предполагать возможность обнаружения низкотемпературного золото-серебряного оруденения. Вероятно, она связана с мезозойскими зонами милонитизации, а отчасти с молибденовыми и медными проявлениями. В целом перспективы территории на выявление золоторудных объектов невысоки, но имеются благоприятные предпосылки на участках перераспределения и возможной концентрации золота в зонах крупных разломов — Кударинского и в обрамлении Урлукской впадины. Также заслуживает внимания и южный борт Хилок-Чикойской депрессии в пределах Хойцинского рудного поля, с широко проявленными зонами милонитизации и метасоматоза, экстрюзиями вулканитов, где возможно обнаружение не вскрытого эрозией золотого оруденения. Эти участки требуют проведения специализированных исследований на рудное золото.

Хилокская золото-флюоритовая минерагеническая зона (III.Au, f1/K₁) ограничена зоной влияния крупного Южно-Заганского разлома в северном борту Хилок-Чикойской мезозойской депрессии. Проявления и пункты минерализации флюорита на площади имеют четкую приуроченность к узлам пересечения разломов, контролирующих заложение впадины с поперечными разрывными нарушениями, и парагенетически связаны с мезозойскими вулканогенными магматическими формациями. В юго-западной части Хилокской МЗ выделяется Харлунский рудный узел, большая часть которого расположена на соседней к северу территории листа М-48-ХII. Харлунский рудный узел (15 км² в пределах площади) располагается в блоке, ограниченном Южно-Заганским разломом и субмеридиональным разломом, приуроченным к долине р. Хилок. Оруденение контролируется зонами дробления и трещиноватости в гнейсо-гранитах заганского и гнейсах малханского комплексов. В Харлунском узле (за пределами площади) известны проявления и пункты минерализации флюорита с ураном и золотом (месторождение Светлана), многочисленные шлиховые пробы с флюоритом, отдельные пробы с золотом и серебром. Перспективы рудного узла определяются подсчитанными ресурсами с вполне надежной оценкой и составляют 4,1 млн т руды при содержании флюорита до 20—30 % [72]. В настоящее время здесь проводятся поисковые работы на рудное золото балецкого типа.

Уголь бурый. Угольные месторождения Забайкалья, в том числе и рассматриваемого района, относятся к вулканогенно-терригенной средне-высокоугленосной формации активизированных зон [40]. Региональными структурами, ограничивающими бассейны угленакопления, являются мезозойские рифтогенные депрессии и впадины: Хилок-Чикойская и Урлукская, где в пределах не-

больших синклинальных складок-мульд локализованы месторождения и проявления углей. Угленосность впадин связана с отложениями нижнемеловой гусиноозерской серии. Угли бурые высокозрелые, переходные к каменным. Перспективными являются в основном тонкотерригенные (русловые и озерно-болотные фации) верхние части разреза гусиноозерской серии (селенгинская свита), в нижней, грубообломочной (муртойская и убукунская свиты), отмечаются лишь единичные угольные пласты и линзы. Расположенное в центральной части Хилок-Чикойской депрессии Окино-Ключевское месторождение приурочено к осадкам селенгинской свиты. Балансовые запасы месторождения категорий А + В + С₁ составляют 890 тыс. т, прогнозные ресурсы Р₁ — 150 млн т. В настоящее время ведется разработка верхних горизонтов месторождения. Рекомендуется доразведка глубоких горизонтов. Перспективы угленосности нижнемеловых отложений небольшой Урлукской впадины не ясны, но в свете вышеописанного представляется, что они невысоки.

Ф о с ф о р и т ы. Для активизационных структур Забайкалья в пределах мезозойских депрессий наиболее вероятны проявления фосфоритовой терригенной формации, связанной с глинисто-песчаными сероцветными образованиями континентальных пресноводных озер. На исследованной территории фосфоритоносные отложения установлены в Хилок-Чикойской депрессии, среди терригенных образований нижнемеловой убукунской свиты Нарин-Гутайской мульды. В непосредственной близости к северной границе площади листа М-48-ХVIII известно одно проявление фосфоритов с непромышленными содержаниями пятиоксида фосфора. Учитывая слабую изученность, перспективы потенциально фосфоритоносных образований оцениваются как средние с малой надежностью определения.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На площади листа М-48-ХVIII гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000 проведена в 1959—1961 гг. В. И. Карповым, по материалам которой позднее была издана Государственная гидрогеологическая карта того же масштаба [23]. Последующие работы проводились на ограниченных площадях и имели узкоспециализированную направленность — водоснабжение населенных пунктов, орошение земель и инженерные исследования [75].

В пределах территории (рис. 2) по условиям формирования и типам выделяются подземные воды горных массивов и воды тектонических впадин и речных долин, которые подразделяются на следующие: 1) порово-пластовые воды четвертичных отложений; 2) пластово-трещинные воды осадочных отложений впадин; 3) трещинные воды вулканогенных пород и кристаллических массивов; 4) жильные воды тектонических зон.

Порово-пластовые воды четвертичных отложений делятся на подземные следующие водоносных горизонтов и комплексов: а) верхненеоплейстоцен-голоценовых аллювиальных отложений; б) средне-верхненеоплейстоценовых делювиально-пролювиальных отложений; в) эоплейстоцен-средненеоплейстоценовых речных и озерных отложений высоких террас.

Водоносный комплекс верхненеоплейстоцен-голоценовых аллювиальных отложений приурочен к долинам крупных рек Хилок, Чикой, Кудара, а также их притоков. Имеет широкое распространение и значительную практическую ценность. Водовмещающие породы в долинах крупных рек представлены песками, гравием и галечниками, а их притоков — гравийно-галечным материалом. Мощность их изменяется от первых до 50 м и более. Среди них иногда отмечаются линзы глин, служащие местными водоупорами. В отдельных случаях в основании водоносного аллювия залегают водоупорные глины тологойской свиты, затрудняющие циркуляцию вод с нижележащими водоносными комплексами. Зеркало грунтовых вод находится на глубине от 1 до 10 м, воды выходят на поверхность, образуя заболоченности и родники. Дебиты скважин изменяются от 1—2 до 6—7 л/с при понижении до 8 м. Удельные дебиты колодцев колеблются от 0,03 до 6,8 л/с. По химическому составу воды аллювия гидрокарбонатно-кальциевые с незначительными изменениями катионного состава. Минерализация от 0,2 до 0,5 г/л. Питание водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков и подземных вод окружающих водоносных комплексов. Режим вод в значительной мере связан с атмосферными осадками и режимом поверхностных вод.

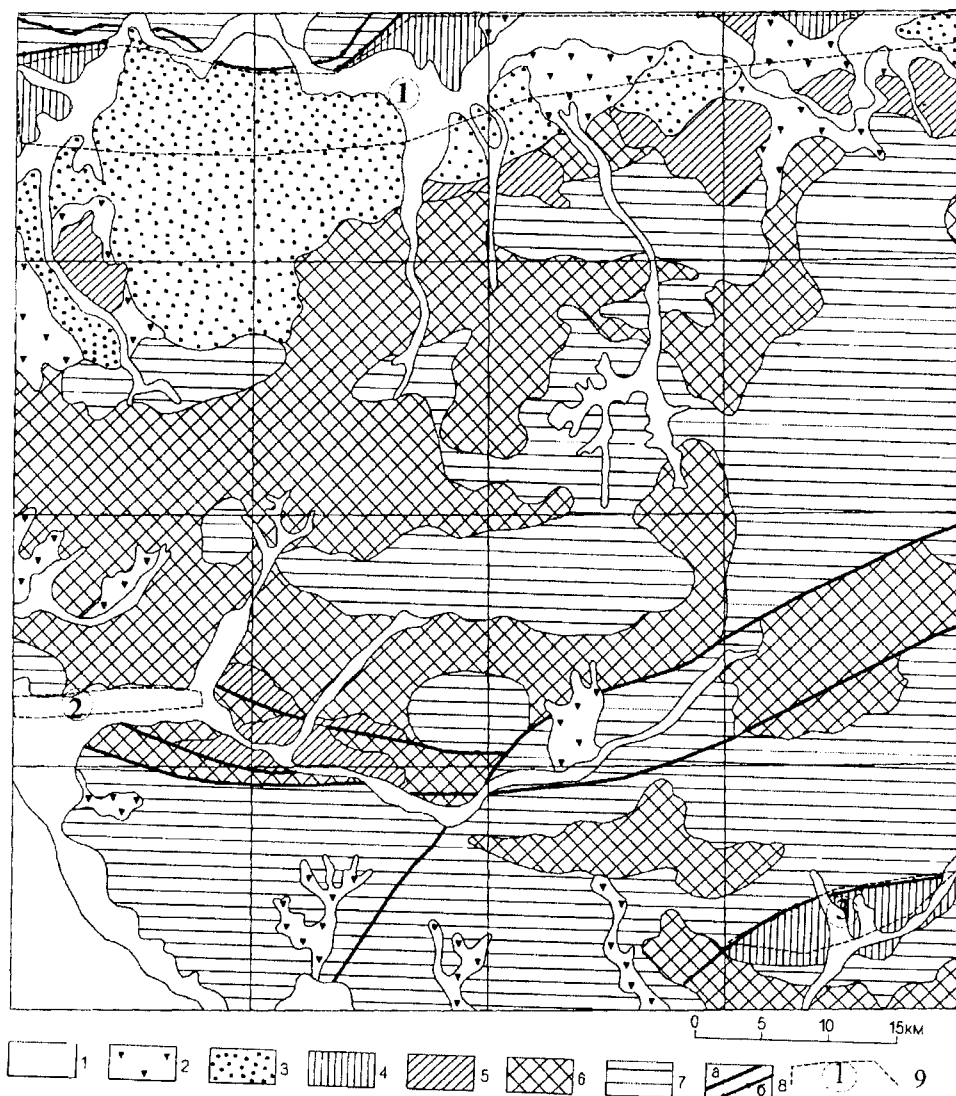


Рис. 2. Гидрогеологическая схема площади листа М-48-ХVIII.

1—3 — порово-пластовые воды: 1 — верхнеплейстоцен-голоценовых аллювиальных отложений, 2 — средне-верхнеплейстоценовых пролювиально-делювиальных отложений, 3 — эоплейстоцен-среднеплейстоценовых отложений высоких террас; 4 — пластово-трещинные воды осадочных пород гусиноозерской серии; 5—7 — трещинные воды: 5 — трахибазальтов и конгломератов чернойаровской и хилокской свит, 6 — основных и кислых вулканитов унгуркуйской и тамирской свит, 7 — интрузивных и метаморфических пород; 8 — разломы: а — не изученные на водоносность, б — водоносные; 9 — артезианские бассейны (цифры в кружках): 1 — Хилок-Чикойский, 2 — Кударинский, 3 — Урлукский.

Водоносный комплекс средне-верхнеолейстоценовых делювиально-пролювиальных отложений распространен на склонах долин, в пределах предгорных шлейфов, сухих распадков и падей. Водоносные породы имеют сильную фациальную изменчивость и представлены дресвяно-щебнистым материалом с валунами и примесью песка. Мощность их составляет 10—30 м, в предгорных шлейфах — до 50 м. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 5 до 30—40 м. Водообильность отложений весьма изменчивая, участками они являются безводными. Воды комплекса имеют тесную гидравлическую связь с водами подстилающих комплексов, изредка, на участках развития глин, имеют местный напорный характер. Дебит скважин составляет от 0,04 до 2 л/с при понижениях до 10 м. Минерализация вод изменяется от 0,1 до 0,5 г/л, а по химическому составу они гидрокарбонатно-кальциевые, реже натриевые и сульфатные. Питание вод комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков и трещинных вод изверженных пород. Благодаря довольно широкому распространению, небольшой глубине залегания и хорошему качеству, воды комплекса представляют значительный интерес, особенно для отгонного животноводства.

Водоносный комплекс эолейстоцен-среднеолейстоценовых речных и озерных отложений высоких террас распространен в пределах Хилок-Чикойской депрессии и тяготеет к южной ее части. Образован гравийно- и песчано-галечным материалом мощностью до 100 м и более. Довольно часто в основании комплекса залегают водоупорные глины тологойской свиты. Воды обычно имеют свободную поверхность с глубиной залегания от 5 до 70 м, в отдельных случаях обладают местным напором. Минерализация их изменяется от 0,2 до 1,0 г/л с незначительным увеличением к центру впадины в районе с. Окино-Ключи. По составу воды гидрокарбонатно-кальциевые и натриевые, в единичных случаях встречаются гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые. Дебиты скважин варьируют от 0,5 до 4,7 л/с, при понижениях от 0,2 до 26 м; дебит родников 0,1—5 л/с. Питание водоносного комплекса происходит преимущественно за счет трещинных вод, в меньшей степени — вод других комплексов. Воды хорошего качества и представляют большой практический интерес.

Трещинно-пластовые воды осадочных отложений впадин довольно широко распространены и приурочены к меловым образованиям гусиноозерской серии. Они выполняют центральные части впадин (Хилок-Чикойской, Кударинской, Урлукской), представляющие собой одноименные артезианские бассейны. В большинстве случаев данный водоносный комплекс является вторым от поверхности, так как перекрыт водоносными четвертичными отложениями. В Хилок-Чикойской впадине основными коллекторами являются трещиноватые песчаники, аргиллиты и конгломераты. В Урлукской впадине водовмещающие породы представлены конгломератами и песчаниками, а в Кударинской — преимущественно конгломератами.

Воды комплекса чаще относятся к грунтовым, но в ряде мест вскрываются воды с напором до 30—40 м. Глубина залегания уровня вод от поверхности составляет 10—25 м. Минерализация их изменяется от 0,2 до 0,9 г/л и почти не увеличивается до глубины 150 м. В бортах Хилок-Чикойской впадины минерализация составляет 0,3—0,4 г/л, в центральной части — до 0,9 г/л. В пределах Урлукской она равна 0,5—0,6 г/л и до глубины 200 м увеличивается на 0,2 г/л. По составу воды гидрокарбонатно-натриевые, реже кальциевые и смешанные. Дебиты скважин в зависимости от водоносных пород изменяются от 0,06 до 3,5 л/с при понижениях от 2,5 до 20 м. Воды комплекса обладают хорошим каче-

ством, распространены в обжитых районах и могут служить надежным источником водоснабжения.

Трещинные воды вулканогенных пород и кристаллических массивов имеют самое широкое распространение и играют значительную роль в формировании подземных и поверхностных вод речных долин и впадин. Они являются основным источником пополнения артезианских бассейнов. Водовмещающими породами служат трещиноватые эффузивные, интрузивные и метаморфические образования различных комплексов и свит. По характеру водообильности и условиям циркуляции вод выделяется несколько водоносных комплексов.

Водоносный комплекс мезозойских эффузивно-осадочных пород чернойривской и хилокской свит и трахидолеритов белозерского комплекса приурочен к зоне трещиноватости трахибазальтов, трахиандезибазальтов, их туфов, туфопесчаников и конгломератов. Развит вдоль бортов Хилок-Чикойской и Кударинской впадин. Зона трещиноватости прослеживается до глубины 80—100 м, а глубина зеркала грунтовых вод колеблется от 3—5 до 60—80 м. Водоносный комплекс имеет свободную поверхность, лишь на отдельных участках глины образуют верхний водоупор. Водообильность пород непостоянна, дебиты скважин изменяются от 0,2 до 2,6 л/с при понижениях 10—20 м, в единичных случаях дебиты достигают 3,6 л/с. Родники имеют дебиты от сотых долей до 3,5 л/с. Воды пресные с минерализацией от 0,15 до 0,4 г/л, по составу гидрокарбонатно-кальциевые, натриевые и натриево-магниевого. Водоносный комплекс находится в зоне транзита трещинных вод горных массивов. По качеству воды пригодны для водоснабжения предприятий и населенных пунктов.

Водоносный комплекс вулканитов унгуркуйской и тамирской свит распространен на склонах Бичурской, Тамирской и Кударинской грив. Приурочен к трещиноватым трахибазальтам, трахириодацитам, трахириолитам и их туфам, реже туфопесчаникам и туфоконгломератам. Зоны трещиноватости прослеживаются до глубины 60—80 м. Воды комплекса носят грунтовый характер и залегают на глубине от 5 до 60 м. Водообильность пород различная: дебит скважин в кислых эффузивах составляет 0,16—0,3 л/с при понижениях до 16—30 м, в основных — от 0,4 до 3,5 л/с при понижениях не более 32 м. Дебиты родников 0,4—0,6 л/с. Состав вод гидрокарбонатно-кальциевый, натриевый, реже кальциево-магниевого с минерализацией от 0,03 до 0,5 г/л. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков и трещинных вод других комплексов. Качество вод хорошее, они могут использоваться для водоснабжения и других целей.

Трещинные воды интрузивных и метаморфических пород распространены в пределах горных массивов и приурочены к зоне трещиноватости мощностью до 80 м и более. Воды комплекса относятся к грунтовым с глубиной залегания от 1,5—6,0 до 70—80 м. Установлено, что молодые гранитоиды (куналейский комплекс) менее водообильны, с дебитом скважин до 0,06, а родников — до 0,7 л/с. В большинстве случаев дебит скважин колеблется от 0,1 до 2,4, изредка до 4,7 л/с, родников — от 0,01 до 4,0 л/с. Воды комплекса по составу гидрокарбонатно-кальциевые, кальциево-натриевые, реже смешанного состава. Минерализация их от 0,04 до 0,6 г/л. Питание комплекса происходит за счет атмосферных осадков, а они, в свою очередь, являются источником пополнения артезианских бассейнов других соседних водоносных комплексов. По качеству воды комплекса пригодны для водоснабжения, но имеют незначительную практическую ценность из-за удаленности от населенных пунктов.

Жильные воды тектонических зон приурочены к зонам дробления, катаклазитах и милонитам, протягивающимся вдоль бортов впадин и в горных массивах. Во всех разломах воды носят безнапорный характер и тесно связаны с окружающими водоносными комплексами. Водовмещающие породы обладают различной водообильностью с дебитом скважин от 1,4 до 2,5 л/с при понижениях 0,7—16 м. Иногда дебит скважин достигает 4,7 л/с при понижении 4,8 м. Слабообводненными являются зоны милонитов с дебитом десятые доли литра в секунду при понижении 30—40 м. Дебиты родников 0,1—0,5 л/с. По составу воды комплекса гидрокарбонатно-кальциевые, кальциево-натриевые с минерализацией от 0,05 до 0,3 г/л.

В настоящее время основным источником водоснабжения населенных пунктов являются грунтовые воды четвертичных отложений и поверхностные воды рек и водотоков. Реже используются пластово-трещинные воды мезозойских отложений впадин и трещинные воды вулканогенных и интрузивных пород.

Эколого-геохимические исследования ряда водотоков в скважинах и колодцах выявили, что поверхностные воды и грунтовые воды четвертичных отложений часто подвержены загрязнению. Участки опасного загрязнения вод отмечены по всем основным долинам рек Хилок, Чикой, Кудара и тяготеют к населенным пунктам и полям сельхозугодий (см. следующую главу). Установлено, что степень загрязнения этих вод выше, чем в неглубоких скважинах. В то же время воды артезианских бассейнов значительно меньше подвержены загрязнению и удовлетворяют санитарно-гигиеническим нормам. Поэтому наиболее реальным и защищенным источником водоснабжения в будущем могут стать артезианские воды мезозойских впадин.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Природные условия. По физико-географическому районированию Восточной Сибири территория листа М-48-ХVIII относится к Южно-Сибирской бореально-континентальной области с горно-таежными, лесостепными и степными ландшафтами. Характеристика природных ландшафтов и их геохимические свойства приведены в условных обозначениях к эколого-геологической схеме.

Горно-таежные ландшафты обладают высокой и средней геохимической устойчивостью, а горные лесостепи, степи и долины рек — соответственно средней и низкой. Горно-таежные ландшафты саморегулируют процессы загрязнения: природные процессы ориентированы здесь на вынос элементов (коэффициент местной миграции <1), а интенсивность выноса элементов сопоставима с их поступлением (коэффициент радиальной дифференциации <1). Горные степи и лесостепи в силу природной низкой геохимической устойчивости и повышенной техногенной нагрузки начинают исчерпывать свой природный потенциал. Коэффициенты местной миграции и радиальной дифференциации в этих ландшафтах превышают единицу для Mn, Co, V, Mo и Pb, т. е. происходит накопление и соответственно загрязнение почв этими элементами.

Интенсивность биологического круговорота по сумме Mn, Cu, Mo, Pb и Zn уменьшается от горно-таежного к лесостепным и степным ландшафтам и составляет соответственно 18,1, 12,3 и 8,4, что также указывает на более низкую самоочищающую возможность степного ландшафта и его низкую устойчивость к техногенной нагрузке.

Неблагоприятные геологические процессы обусловлены экзогенными и эндогенными факторами. Экзогенные процессы представлены оползнями-оплывинами, курумообразованием, плоскостным смывом, водной эрозией, эоловыми процессами, засолением, заболоченностью, наледями, морозным пучением и подтоплением. Наиболее широко развиты и имеют тенденцию к усилению плоскостной смыв, водная эрозия и эоловые процессы. Плоскостной смыв развит повсеместно, и при крутизне склонов более 5° он способствует образованию промоин и оврагов. С водной эрозией связано образование оврагов в лесостепных и степных ландшафтах; интенсивность оврагообразования изменяется от средней до очень сильной при расчлененности территории от 0,3 до 1,5. Интенсивность эоловых процессов колеблется от средней до очень сильной, причем в результате хозяйственной деятельности человека площадь распространения песков по сравнению с 1961 г. [23] увеличилась в 3 раза при скорости 0,5—1,0 % в год. Неблагоприятным эндогенным фактором является повышенная

сейсмоопасность района, с зонами возможных землетрясений с расчетной силой до 9 баллов по шкале Рихтера вдоль рек Кудара и Чикой [92].

Сравнительно высокой геодинамической устойчивостью обладают горно-таежные ландшафты. Средняя устойчивость свойственна лесостепному ландшафту и частично степному. Низкая геодинамическая устойчивость присуща степным ландшафтам.

Хозяйственно-функциональные условия. В отраслевой структуре материального производства территории основное место занимает сельское хозяйство и в незначительной мере — промышленность. Сельскохозяйственное производство представлено растениеводством и животноводством. Площадь, занятая под сельскохозяйственное производство, составляет около 40 % от общей, в том числе под пашнями около 20—25 %. Остальная площадь используется под пастбища и сенокосы. Урожайность зерновых не превышает 13 ц/га, кормовых культур — 13—15 ц/га. В связи со спадом производства растет количество заброшенных и эродированных (маргинальных) земель, достигающее 10—15 %. Промышленность представлена обрабатывающими (пищевая, лесная) и горнодобывающими предприятиями. Предприятия пищевой промышленности заняты производством молочных и мясных продуктов питания. Лесная промышленность ограничивается лесозаготовкой и в незначительном объеме — деревообработкой. Горнодобывающая промышленность связана с разработкой местных строительных материалов и добычей бурого угля на Окино-Ключевском месторождении открытым способом.

По хозяйственно-функциональным условиям выделяется шесть типов воздействия на окружающую среду (ОС): селитебный, коммуникационный, сельскохозяйственный, водохозяйственный, лесохозяйственный и горнодобывающий.

Источниками воздействия на ОС в *селитебном типе* являются населенные пункты и сопровождающие их свалки с хозяйственно-бытовым мусором. Этот тип воздействия характеризуется умеренными нарушениями почвенно-растительного слоя, приповерхностного слоя горных пород (до глубины 2—3 м), режима поверхностных и грунтовых вод.

Коммуникационный тип включает в себя четыре источника воздействия на ОС: дороги, нефтезаправочные станции, линии электропередач, паромы. В результате воздействия этих источников происходит в целом умеренное нарушение почвенно-растительного слоя, приповерхностных слоев горных пород и режима поверхностных и грунтовых вод.

Сельскохозяйственный тип характеризуется следующими источниками воздействия: пашни, фермы, скотомогильники, склады удобрений, которые обуславливают сильное нарушение почвенно-растительного слоя, умеренное — приповерхностных слоев горных пород и незначительное — режима поверхностных и грунтовых вод.

Водохозяйственный тип воздействия на ОС складывается из оросительно-осушительной системы и дамб для защиты от подтоплений. Этот тип воздействия характеризуется значительным нарушением первоначального состояния почвенно-растительного слоя и уровня грунтовых вод, приводящим к заболачиванию и засолению почв; интенсивность воздействия средняя.

Лесохозяйственный тип воздействия характеризуется умеренными и значительными нарушениями почвенно-растительного слоя. Интенсивность воздействия на ОС: от низкой в орехово-промысловых зонах до средней в эксплуатируемых лесах и средней—сильной на лесных гарях.

Горнодобывающий тип воздействия на ОС характеризуется значительными нарушениями почвенно-растительного слоя, глубокими преобразованиями слоев горных пород на глубину до 10 м и более, существенным нарушением уровня грунтовых вод. К источникам воздействия этого типа относятся карьеры строительных материалов. Интенсивность воздействия на геологическую среду изменяется от незначительной на участках поисковых работ до средней на добычных строительных карьерах и значительной на Окино-Ключевском буроугольном разрезе. При использовании этот уголь представляет собой некоторую экологическую опасность. Во вмещающих породах месторождения установлены повышенные содержания Sn, Mn, Zn, Ni, V, Cu и Pb, превышающие ПДК почв в 1—2 раза. В угле в количествах, превышающих ПДК почв, отмечаются Cr (15), As (5), Ni (2,2), Cu (1,3), Zn (1,8), Sn (2,2) и S (50). В золе угля содержания этих элементов увеличиваются в 1,2—8 раз. Кроме того, уголь имеет способность к самовозгоранию.

По степени экологической опасности условно выделены три категории состояния исследуемой территории: удовлетворительная, близкая к напряженной и напряженная.

Удовлетворительное экологическое состояние ОС характерно для горно-таежного ландшафта. Здесь выявлены локальные участки с нарушениями почвенно-растительного покрова в результате лесозаготовительных и геологоразведочных работ, а также лесных пожаров. Последние возникают как от природного (засуха, грозы), так и антропогенного (выжигание покосов, неумелое обращение с огнем) факторов. Загрязнение природной среды (почв, донных отложений, воды) отмечается лишь на локальных участках и связано с природными источниками — пунктами рудной минерализации; уровень загрязнения в этих точках не превышает опасного. Загрязнение атмосферы, оцененное через снеговой покров, характеризуется как умеренно-опасное. В твердом осадке снега установлены (здесь и далее в скобках — коэффициенты концентрации): Al (606), Cd (150), Zn (13), Mn (8), Cu (48), Cr (28), Pb (7,5), V (9,0), Co (14), Ni (6,0), Mo (35).

Главной экологической проблемой является деградация лесов и соответственно истощение охотничьих ресурсов. Деградация лесов может приобрести необратимый характер в силу того, что процесс лесовозобновления в естественных условиях Бурятии происходит только в узких (10—12 м) полосах полуденной тени от невырубленных или несгоревших деревьев.

Природоохранные мероприятия должны включать охрану лесов от вырубок и пожаров, лицензирование деятельности по лесоразработке, охоте, сбору дикорастущих трав и плодов, а также организацию лесовосстановительных работ.

Экологическая обстановка, близкая к напряженной, сложилась примерно на 40 % исследуемой территории; она охватывает лесостепной и степной ландшафты. Ее возникновению способствовала интенсивная сельскохозяйственная деятельность человека: большое количество (от 1 до 4 на 5 км²) ферм, машинно-тракторных станций, населенных пунктов со свалками, наличие пашен с оросительными системами, а также прогрессирующее развитие неблаго-

приятных экзогенных процессов — оврагообразования, распространения золотых песков, засоления, участков подтопления. Эта категория площадей требует режима особого хозяйствования. По авторским оценкам, около 20 % пахотных земель перешли в категорию маргинальных и требуют специальных восстановительных мероприятий.

Почвы и донные отложения этой площади в результате действия атмосферных осадков обогащаются Mn, V, Cr, Ni, Mo, Sn, Zn, Pb и Cd. Наиболее высокие коэффициенты обогащения установлены у Sn (56—141), Zn (5—9), Pb (6,0) и Cr (3,5—5); менее высокие — у Ni (1,7—2,3), Mn (1,1—1,6) и V (1,2—1,9). Очаги загрязнения донных отложений (по индексу загрязнения) пространственно совпадают с загрязненными пойменными почвами. Загрязнение почв, а также донных отложений на отдельных участках достигает умеренно-опасного и даже опасного уровня. В пахотных землях выявлены микроэлементы Be, Ba, Sn, Sr и Pb в содержаниях, превышающих норму в 1,5 раза и более, и тем самым негативно влияющие на развитие растений. Около 35 % от общего количества исследованных проб пахотных земель загрязнены Zn, Pb, Mn, Cr, V, Co. Почвы повсеместно заражены Cs-137 в концентрациях от 1,5 до 164 Бк/кг; максимальные концентрации Cs-137 установлены в долине р. Бичура и на водоразделе Кударинской гряды. Растительность (злаковые) также деградирует: она начинает испытывать дефицит Mn и Cu, нарушен баланс отношения Fe/Mn, в корнях нередко аккумулируются Hg и Cd. Уровень загрязнения растительности варьирует от умеренного до опасного.

В поверхностных водах около населенных пунктов, ОТФ, МТФ отмечаются повышенные содержания нитратов (до 10—29 при фоновых 0,4—0,9 мг/л). Отмечаются водные потоки как природного концентрирования, так и техногенного характера, с содержаниями Mn, Fe и Al, превышающими ПДК в 1,1—1,5 раза. Подземные воды классифицируются как слабозагрязненные. На 30—35 % рассматриваемой категории площади подземные воды по содержанию нитратов и отношению Na/K (<10) представляют собой реальную угрозу здоровью человека. Кроме того, в подземных водах на локальных участках выявлены F, Mn, Al, Fe, V, Hg в концентрациях, превышающих ПДК в 1,1—1,5 раза, а Rn — до 3—5 ПДК.

Уровень загрязнения атмосферы, по результатам исследования снегового покрова, умеренно-опасный с очагами высокоопасного. Источниками загрязнения атмосферы являются Гусиноозерская и Иркутская промышленные зоны. В твердом осадке снега выявлены в повышенных концентрациях типичные элементы, образующиеся при сжигании угля: Zn (6—11), Cu (11—16), Mo (до 10), Mn (3—6), Co (5), Pb (3—7), Al (до 9), Cr и Ni (3—6), Cd (2).

Главной экологической проблемой данной категории площадей являются эрозия и деградация почв, загрязнение природной среды, прежде всего — подземных вод и атмосферного воздуха. Почвы и донные отложения в этой зоне способны к самовосстановлению после прекращения поступления токсикантов. Природоохранные мероприятия должны заключаться в рекультивации нарушенных земель и борьбе с эрозией почв, совершенствовании очистки выбросов загрязняющих веществ в атмосферу, соблюдении режима зон санитарной охраны водозаборов.

Напряженная экологическая обстановка установлена на четырех участках (2—3 % от общей площади) в зоне с экологической обстановкой,

близкой к напряженной. Два из них находятся в долине р. Хилок вблизи сел Бичура и Мал. Куналей, один — в долине р. Кудара между селами Ара-Алцагат и Мал. Кудара и еще один — в долине р. Шазага.

Почвы на этих участках характеризуются опасным или высокоопасным уровнем загрязнения Pb, Zn, V, Mn, Sn в концентрациях, превышающих ПДК в 1,5—2 раза. Пахотные почвы загрязнены Pb, Zn, Mn, Co, V, Cr, нередко в концентрациях, превышающих ПДК в 2—3 раза. Уровень загрязнения растительности достигает высокоопасного, увеличивается дефицит Mn, Zn, Cu и отношение Fe/Mn. В поверхностных водах отмечаются высокие содержания нитратов (от 26 до 45 мг/л), а также Mn, Al, Fe (в концентрациях, превышающих ПДК в 1,5—3 раза). Подземные воды загрязненные, а по отношению Na/K (<5) — реально угрожающие здоровью человека; содержания нитратов, Mn, Rn, U достигают 1,5—4 ПДК. Загрязнение атмосферы обусловлено воздействием местных источников (котельные и печное отопление). Загрязнение в этих очагах достигает высокоопасного уровня. В твердом осадке снега установлены повышенные концентрации: Cu (16), Mn (5), Co (5), Al (3), Zn (11), Ni (5), Pb (7), Cd (17), а в фильтрате талого снега — повышенные содержания нитратов, аммония и сульфат-иона.

Главной экологической проблемой территории являются эрозия, деградация и засоление почв, загрязнение природной среды. Загрязнение подземных вод и атмосферного воздуха будет иметь обратимый характер и приведет к улучшению экологической ситуации только после выполнения мероприятий по очистке выбросов загрязняющих веществ в атмосферу и при соблюдении режима зон санитарной охраны водозаборов. Почвы способны к самоочищению после прекращения поступления загрязняющих веществ.

Рациональное природопользование. Природные ресурсы исследуемой территории имеют сельскохозяйственный, лесохозяйственный, минерально-сырьевой и рекреационный потенциалы.

Сельскохозяйственные земли оцениваются как обладающие высоким и средним потенциалом для развития животноводства, средним и низким — для развития овощеводства и зерноводства.

Лесохозяйственный потенциал площади средний и низкий, что связано с особенностями восстановления лесов. Природно-климатические условия территории благоприятны для многих ценных дикорастущих растений, которые могут быть использованы в пищевой и медицинской промышленности. Особое место занимает кедровый орех. Следует провести исследования на возможность заготовки лекарственных растений: бадана — в горно-таежной, чабреца и измогена — в степной зонах.

Развитие рекреационного потенциала возможно в двух областях: медицинской (в бальнеологических целях) и научно-познавательном туризме (археология и геология). Объектами научно-познавательного туризма являются многочисленные археологические памятники (могильники, стоянки) хуннов (гуннов) — первого кочевого народа Бурятии. Геологическое направление — это организация постоянно действующих экспедиций по изучению и исследованию опорных разрезов унгуркуйской, тамирской и хилокской свит, гранитоидов бичурского и куналейского комплексов.

Минерально-сырьевые ресурсы территории имеют высокий потенциал на строительные материалы, энергетическое сырье (бурые угли), медь, молибден и уран.

В пределах площадей с напряженной и близкой к напряженной экологической обстановкой рекомендуется продолжить эколого-геохимические исследования, направленные на детализацию и уточнение экологической ситуации:

1. На участках с экологической ситуацией, близкой к напряженной, рекомендуется провести эколого-геохимические исследования природной среды масштабов 1 : 50 000—1 : 100 000, а на участках с напряженной обстановкой — масштабов 1 : 25 000—1 : 10 000.

2. Исследуемая территория осваивается давно, но без должного учета природных факторов. Необходимо наладить систему контроля за состоянием геологической среды — техногеомониторинг; опираясь на его результаты, в дальнейшем составить более конкретные природоохранные меры на основе оценки современного состояния геологической среды и прогноза ее изменения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект Госгеолкарты-200 листа М-48-ХVIII представляет собой обновленную модель геологического строения территории, созданную с использованием современных электронных технологий картографирования. В работе обобщены все материалы предшествующих 40-летних средне- и крупномасштабных съемок, поиска и разведки месторождений и материалы авторов по доизучению площади листа. Получены новые данные о возрасте протолита и мезозойских динамометаморфических преобразований докембрийских пород Заганского хребта, доизучены петротип бичурского комплекса и стратотипы тамирской и унгуркуйской свит, уточнены представления о структуре района и его геологической истории. Впервые создана КЧО-200 и разработана новая схема стратиграфии четвертичных образований, явившаяся основой для серийной легенды Госгеолкарты-200 второго поколения юга Бурятии. Уточнены перспективы выявления месторождений молибдена, меди, урана, являющихся объектом лицензирования; обнаружены интересные литохимические потоки золота в южном борту Хилок-Чикойской мезозойской депрессии и в ряде водотоков Тамиро-Бичурской и Кударинской грив, требующие проведения здесь специализированных исследований. Выделены под лицензирование две площади: Окино-Ключевская по доразведке месторождения бурого угля и Кударинская — перспективная на выявление месторождения молибденомеднопорфирового типа. Новые данные по экологии особо актуальны для ведения хозяйственной деятельности с учетом охраны окружающей среды, развития сельского хозяйства, промышленности и транспорта, туризма.

Наряду с этими в процессе ГДП-200 определился и ряд новых проблем, для решения которых необходимы специальные исследования. К таким проблемам относятся:

- определение возраста метаморфических пород малханского комплекса и вулканитов катаевской свиты и выяснение соотношений между ними;
- дальнейшее изучение структуры Заганского поднятия, в том числе мощной зоны тектонитов в южном его обрамлении;
- изучение стратотипических разрезов четвертичных отложений с целью их детализации и уточнения возраста палеонтологическими и радиологическими методами;
- оценка перспектив золотого мезозойского оруденения балейского и других нетрадиционных для Бурятии геолого-промышленных и генетических типов месторождений;

— продолжение более детальных экологических исследований в пределах участков с напряженной экологической обстановкой по заявкам хозяйствующих субъектов.

Решение проблемных вопросов возможно как в рамках ГДП-200 на сопредельных территориях, так и при совершенствовании легенды Селенгинской серии листов и специальных исследованиях академических и отраслевых институтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Амантов В. А., Владимирович В. П., Радченко Г. П. Биостратиграфия континентального триаса обрамления Монголо-Охотской геосинклинальной области в ее западном окончании (Монголия в сопоставлении с Забайкальем). — В кн.: Вопросы биостратиграфии и палеогеографии мезозоя. Западно-Забайкальский фил. Геогр. об-ва СССР, 1970, вып. 46.
2. Багдасарьян Г. П., Поляков А. И., Рощина И. А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья. — Геохимия, 1983, № 1.
3. Базаров Д. Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986, с. 181.
4. Беличенко В. Г., Скляр Е. В., Добрецов Н. А. и др. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Вост. сегмент. — Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 29—39.
5. Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 102—108.
6. Вангенгейм Э. А., Ербаева М. А., Жегалло В. И. и др. К палеонтологическому обоснованию стратиграфии антропогена Западного Забайкалья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 10, с. 87—95.
7. Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойские щелочные граниты Западного Забайкалья. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 253, с. 175.
8. Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойский интрузивный магматизм Юго-Западного Забайкалья. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1979, вып. 413, с. 159.
9. Гордиенко И. В. Состав и возраст тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 7, с. 84—91.
10. Гордиенко И. В. Магматизм и геодинамика палеозоя северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Геология и геофизика, 1984, № 4, с. 19—31.
11. Гордиенко И. В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987, с. 238.
12. Гордиенко И. В., Климук В. С. Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье). — Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 5, с. 23—37.
13. Гордиенко И. В., Баянов В. Д., Жамойцина Л. Г. и др. Бимодальные вулcano-плутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования. — Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 2, с. 190—203.
14. Гусев Г. С., Хаин В. Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири). — Геотектоника, 1995, № 5, с. 68—82.
15. Загрузина И. Л., Голубчина М. И., Гескадеров А. Д. и др. Основные итоги геохронологических и изотопных исследований в зоне Байкало-Амурской магистрали и прилегающих районах. — В кн.: Изотопный возраст и его геологическая интерпретация. Л., 1984, с. 28—43.
16. Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Андреев Г. В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция (геология и петрология). М.: Наука, 1985, с. 232.

17. *Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Беа Ф.* Процессы дифференциации при формировании субщелочной и щелочной сиенит-гранитных серий (Харитоновский массив, Забайкалье). — *Геохимия*, 1994, № 8—9, с. 1180—1199.
18. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. Ш.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, т. 1, с. 327, т. 2, с. 334.
19. *Зорин Ю. А., Беличенко В. Г.* Байкало-Монгольский трансект. — *Геология и геофизика*, 1994, № 7—8, с. 94—100.
20. *Зорин Ю. А., Беличенко В. Г., Турутанов Е. Х.* и др. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области. — *Отечественная геология*, 1997, № 10, с. 37—44.
21. *Иванов В. Г.* Позднемезозойско-раннекайнозойские щелочные вулканиды Западного Забайкалья. — В кн.: Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Тез. докл. ИЗК СО РАН, 1995, т. 2, с. 49—50.
22. *Иваньев Л. Н.* К вопросу стратиграфического расчленения кайнозойских красноцветов Западного Забайкалья по данным палеонтологии. — *Изв. Вост.-Сиб. отд. ВГО*, 1966, т. 65, с. 82—94.
23. *Карнов В. И.* Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-48-ХVIII (Бичура). Объяснительная записка. М.: Недра, 1971.
24. *Козубова Л. А., Радченко Г. П.* Новые данные к уточнению возраста вулканогенных толщ Джиде-Хилокской серии в Западном Забайкалье. — В кн.: Материалы совещания по разработке стратиграфических схем Забайкалья (май, 1960 г.). Л.: Госгеолтехиздат, 1961.
25. *Козубова Л. А.* О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Малханского хребта. — В сб.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. Л.: Госгеолтехиздат, 1962.
26. *Комаров Ю. В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Докт. дис. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1970.
27. *Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А.* и др. Байкальский мегаэвд (структуры, магматизм, металлогения). Новосибирск, 1984, с. 120.
28. *Котляр Г. В., Попенко Л. И.* Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья. — *Западно-Забайкальский филиал Геогр. об-ва СССР*, 1967, вып. 28.
29. *Леонтьев А. Н., Литвиновский Б. А., Гагрилова С. П., Захаров А. А.* Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981, с. 331.
30. *Литвиновский Б. А., Посохов В. Ф., Занвилевич А. Н.* Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья. — *Геология и геофизика*, 1995, т. 36, № 12, с. 65—72.
31. *Логачев Н. А.* Саяно-Байкальское становое нагорье. — В кн.: *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья*. М.: Наука, 1974, с. 16—132.
32. *Мазукабзов А. М., Скляр Е. В.* Милониты Заганского метаморфического ядра (Западное Забайкалье). — В кн.: Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Тез. докл. ИЗК СО РАН, 1995, т. 1, с. 92—94.
33. *Макарычев Г. И.* Фрагменты докембрийской и континентальной коры в Северной Монголии. — *Геотектоника*, 1997, № 2, с. 39—42.
34. *Налетов П. Н.* Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 280.
35. *Новиков В. А., Новикова А. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, серия Западно-Забайкальская. Лист М-48-ХVIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1966.
36. *Обручев В. А.* Геологические исследования юго-западной части Забайкальской области. — *Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги*, 1897, вып. 15.
37. *Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А.* и др. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири. — *Тр. ГИН АН СССР*, 1964, вып. 105, с. 281.
38. *Резанов И. П.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988, с. 128.
39. *Рублев А. Г., Козубова Л. А.* О пермском возрасте щелочных интрузий куналейского комплекса в Западном Забайкалье. — *ДАН СССР*, 1976, т. 231, № 5, с. 1197—1199.

40. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / К. А. Марков, В. А. Трофимов, Ю. Г. Старицкий и др. Под ред. Д. Д. Рундквиста. Л.: Недра, 1981.
41. *Салтыковский А. Я., Оролмаа Д.* Позднепалеозойский—мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 203 с.
42. *Скляр Е. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И.* Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН ИИЦ ОИГТМ, 1997, с. 182.
43. ТерКСОП бассейна оз. Байкал. Основные положения, т. 1, 2. М.: Госкомитет РФ по архитектуре и строительству, 1990.
44. *Федоровский В. С., Владимиров А. Г., Хаин Е. В.* и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии. — Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.
45. *Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 258.
46. *Ярмолюк В. В., Иванов В. Г.* Магматизм и динамика формирования позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия). — В кн.: Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Тез. докл. ИЗК СО РАН, 1995, т. 2, с. 128—129.
47. *Ярмолюк В. В., Воронцов А. А., Коваленко В. И., Журавлев Д. З.* Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальной ассоциации). — Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 6, с. 1142—1147.

Фондовая *

48. *Баранова М. И.* Хаянское месторождение глин. Результаты поисков и детальной разведки с подсчетом запасов на 01.01.85. Отчет Бичурской партии за 1981—1984 гг. 1984.
49. *Баранова М. И.* и др. Месторождения кирпичных глин Мухор, Хойцановское, Кокуцельское и Ключневское. Отчет Бичурского отряда за 1985—1988 гг. о результатах поисков и детальной разведки с подсчетом запасов на 01.01.88. 1988.
50. *Барская А. А.* Рабочая опорная легенда к Геолкарте-50 БурАССР. Селенгинская серия листов. 1989.
51. *Баянов В. Д., Хохлов В. В., Языков А. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части бассейна р. Джиды. Отчет Дабанской партии за 1984—1992 гг. Улан-Удэ, 1992.
52. *Белоголовов В. Ф.* Комплексное эколого-геохимическое изучение загрязнения природной среды химическими элементами на территории бассейна оз. Байкал. СО АН СССР, БИЦ БОПП, Улан-Удэ, 1990.
53. *Белоусов В. М.* Окино-Ключевское месторождение кирпичных глин. Отчет Тугнуйского отряда за 1990—1991 гг. 1991.
54. *Белоусов В. М.* Результаты поисково-оценочных работ на облицовочный камень на Амбонском, Водораздельном, Зандином проявлениях базальтов и Таракановском месторождении доломитовых мраморов. Отчет Тугнуйского отряда за 1990—1993 гг. 1993.
55. *Белоусов В. М.* Результаты поисковых работ на облицовочные камни в центральных районах Республики Бурятия. Отчет Нерудной партии за 1990—1994 гг. 1995.
56. *Будунов А. А., Мельник Б. Л.* и др. Результаты комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 200 000 в Западной Забайкалье. Отчет аэропартии № 3 по геол. заданию 1-77 за 1981—1983 гг. 1984.
57. *Булатов К. С., Сакс Ю. А.* Отчет о результатах геологоразведочных работ и подсчет запасов по Кудара-Сомонскому месторождению кирпичных суглинков в Кударинском аймаке БМАССР в 1956 г. 1956.

* Материалы, для которых не указано место хранения, находятся в Бурятском ТГФ.

58. *Булгатов А. И.* Атлас геодинамических карт и карт глубинного строения земной коры Забайкалья. 1995.
59. *Верник В. Л., Богатырь В. Я.* Варламовское рудопроявление урана. Отчет о результатах поисково-оценочных работ Варламовского отряда Южной комплексной ГСП за 1974 г. 1974.
60. *Верник В. В., Приходько В. П.* и др. Результаты поисковых работ на Кударинском, Чикойском, Мало-Убукуновском, Хамбинском, Халютинском и Кварцитовом рудопроявлениях. Отчет Хамбинской ГПП за 1977—1979 гг. 1979.
61. *Гордиенко И. В.* Информационная записка. О возрасте тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья. 1978.
62. *Григорьев Г. К.* Отчет о поисковых работах, проведенных на базальты и базальтовые туфы в Бичурском районе БМАССР в 1952 г. 1953.
63. *Грудницкий В. С., Савельева Е. Г.* и др. Бичурское месторождение песчано-гравийной смеси. Результаты поисков и детальной разведки с подсчетом запасов на 01.01.75. Отчет о работе Бичурской ГРП за 1973—1974 гг. 1974.
64. *Давыдов В. И., Малышев А. А.* и др. Геологическая карта БурАССР масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. Отчет о работах по темам 220, 181, 253 за 1972—1975 гг. 1976.
65. *Давыдов В. И., Малышев А. А.* и др. Металлогеническая и прогнозная карты БурАССР масштаба 1 : 500 000. Отчет по темам 273 и 302 за 1976—1981 гг. 1981.
66. *Давыдов В. И., Малышев А. А.* и др. Объяснительная записка к металлогенической карте БурАССР масштаба 1 : 500 000. 1991.
67. *Дугаров П. Б.* Результаты детальной разведки верхней части пласта Кишиневского Окино-Ключевского бурогольного месторождения. Отчет о работах Окино-Ключевской ГРП за 1969—1970 гг. 1970.
68. *Жалсабон Д., Чесноков В. С., Скрипкина В. В.* и др. Изучение палеозойских и мезозойских эталонных массивов рудоносных интрузий БурАССР. Отчет по теме 85 за 1962—1963 гг. 1964.
69. *Жалсабон Д., Максимова Э. А., Скрипкина В. В.* и др. Мезозойские интрузивные формации юга Бурятии. Отчет по теме 122 (Расчленение мезозойских интрузий юга Бурятии). 1967.
70. *Зак Ю. Л.* Заключение по проверке заявок на огнеупорное сырье в южных районах БурАССР. 1958.
71. *Игнатович В. И.* Геолого-экономический обзор территории БурАССР. Отчет партии перспективного планирования за 1988—1991 гг. 1991.
72. *Игнатович В. И., Якимов Л. И., Бондаренко О. И.* Оценка прогнозных ресурсов Бурятии на 01.01.98. Отчет по теме 483 за 1997—1998 гг. 1998.
73. *Карбаинов А. А., Маняхин В. П., Александрова И. А.* и др. Прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1 : 200 000 Селенгинского рудного района. Отчет по теме 442 за 1990—1992 гг. 1993.
74. *Клевенский Б. М.* Геологическая съемка в Кяхтинском аймаке. Отчет по работам 1934—1935 гг. 1936.
75. *Ковригин В. Е., Ковригина М. А., Дашинимаева Г. А.* и др. Результаты комплексной гидрогеологической, инженерно-геологической и геологической съемки четвертичных отложений масштаба 1 : 50 000 в пределах Кударинской впадины и среднего течения р. Чикой. Листы М-48-58-А, Г, 70-А, Б, 71-А, Г. Отчет Чикойской партии за 1983—1987 гг. 1987.
76. *Корнутова В. И., Хотина Е. Б., Заморув В. В.* Стратиграфия четвертичных отложений юга Забайкалья. Отчет по теме 17. 1967.
77. *Костяков Н. П., Сапожников В. П.* и др. Окончательный отчет Красночикойской партии по геологической съемке и поискам в масштабе 1 : 200 000, проводимых в среднем течении р. Чикой. Лист М-49-ХVIII. 1961.
78. *Кошкин В. В., Леонов В. Е., Извеков А. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Тугнуй—Сухара. Листы М-48-35-В (в, г), Г, 36-В, Г, 49-25-Г (ГС-50) и

М-49-25-А, Б, В (ГДП-50). Отчет Тугнуйской партии о результатах ГСР-50 за 1984—1989 гг. Кн. 1, 2. 1989.

79. *Кременецкий И. Г., Леонов В. Е., Одегов А. С.* Результаты геолого-экологических исследований и картографирования масштаба 1 : 1 000 000 территории РБ. Отчет ЦЭГХП за 1993—1997 гг. 1997.

80. *Леонов В. Е., Радченко П. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Чикой. Трапеции М-48-58-А, Б, В, Г, 58-В, 70-А, Б (а, б, г), 71-А. Отчет Кяхтинской ПСП за 1981—1984 гг. 1985.

81. *Луценко П. Е.* Геологический очерк района среднего течения р. Чикой. 1937.

82. *Мулюков Э. М., Литвинцев Н. С.* и др. Результаты комплексных аэрогеофизических поисков, съемки и наземной оценки аномалий на Бичурской, Утуликской площадях и Нашитуйском участке БурАССР. Отчет Аэрогеофизической партии за 1979 г. 1980.

83. *Мурзин В. Н., Мурзина С. Б., Радченко П. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Кудары и Чикоя. Трапеции М-48-71-В, Г, 72-В, 83-Б (а, б), 83-А (а, б). Отчет Чикойской партии по ГДП-50 за 1981—1983 гг. 1984.

84. *Наумов Л. С.* Результаты поисково-разведочных работ на площади Окино-Ключевской впадины (уголь) и поисково-ревизионных работ (редкие металлы) в Бичурском районе БурАССР. Отчет Тугнуйской ГРП за 1960 г. 1961.

85. *Новиков В. А., Новикова А. Н., Ребман А. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Хилка и Чикоя (Западное Забайкалье). Листы М-48-ХVIII и ХХIV (кларн). Отчет Южной ГСП за 1958—1959 гг. 1960.

86. *Новиков В. А., Новикова А. Н.* и др. О результатах поисковых работ на золото балейского типа в пределах Боргойской и Хилок-Чикойской впадин (Юго-Западное Забайкалье). Отчет Южной партии по работам 1962 г. 1963.

87. *Новиков В. А., Пичуев Г. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Бичуры (Юго-Западное Забайкалье). Трапеции М-48-60-А (в, г) и В (а, б). Отчет Тамирской ГСП за 1968 г. 1969.

88. *Новиков В. А., Богатырь В. Я., Верник В. Л.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Бичуры и Ара-Кирети (левобережье р. Хилок). Листы М-48-59-Г, 60-А (в, г) и В (а, б). Отчет Тамирской ГСП за 1968—1969 гг. 1970.

89. *Новиков В. А.* Геологическое развитие Южной Бурятии в мезозое (Юго-Западное Забайкалье). Канд. дис. 1972.

90. *Новиков В. А., Богатырь В. Я., Кузнецова Л. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Хилок-Чикойского междуречья (бассейн рек Кудары, Тамира и Бичуры). Листы М-48-60 В (в, г), 71-Б и 72-А. Отчет Кударинской ГСП за 1970—1972 гг. 1973.

91. *Очиров Р. Ц., Иванькова Н. И., Кошкин В. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые хр. Заганский. Трапеции: М-48-47-А, Б, 48-А, Б, 37-А (ГСР-50). Отчет Заганской партии о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенных в 1987—1992 гг. 1992.

92. *Пиннекер Е. В., Базаров Д. Б.* и др. Комплексные геологические исследования бассейна оз. Байкал в 1971—1975 гг. Сводный отчет ИЗК СО АН СССР, Иркутск, 1975.

93. *Писменный Б. М.* и др. Отчет Тамирской партии о результатах гравиразведочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных на Тамирской площади. 1987.

94. *Платов В. С., Ермаков Г. А., Кирюшин Ю. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Хилка. Листы М-48-46-Б-в, г, 47-В-г, 59-А, 60-А-а, б. Отчет Хилокской партии за 1987—1994 гг. о результатах ГСР-50 и поисков фосфоритов в Хилокской впадине (Хилокский и Гутайский участки). 1994.

95. *Попов П. А.* Результаты гравиметрической съемки территории БурАССР в масштабе 1 : 1 000 000. Отчет гравиметровой партии за 1960 г. 1961.

96. *Приходько В. П., Жалсабон Д., Хлескина В. И.* Результаты поисковых работ на уголь на площади Хилокской впадины (Бичурский район БурАССР). Отчет Бичурской партии за 1978—1980 гг. 1981.

97. *Реутова Е. А., Реутов В. А.* Результаты поисково-оценочных работ на облицовочный камень в Улан-Удэнском, Селенгинском и Бичурском районах БурАССР. Отчет Топхорской ГРП за 1977—1980 гг. 1980.
98. *Савина В. Т.* Результаты разведки глин на участке Бухтуй. Отчет Бурят-Монгольской сельской партии за 1954 г. 1955.
99. *Ситников А. Н., Беликов П. Г.* и др. Отчет о работах Структурной партии за 1966 г. (Хилок-Чикойская впадина, участки Гачитский, Флюоритовый, поиски водоподводящих структур в районе г. Кяхты). 1967.
100. *Скобло В. М., Лямина Н. А.* Материалы к биостратиграфическому расчленению мезозойских вулканогенных и нормально-осадочных образований БурАССР. Отчет по теме 15 за 1960—1962 гг. 1963.
101. *Скобло В. М., Лямина Н. А.* Материалы к биостратиграфии вулканогенного мезозоя юга и центра БурАССР. Отчет об итогах работ по теме 15 за 1961—1963 гг. и работы по теме 110 за 1964 г. 1965.
102. *Скобло В. М., Лямина Н. А.* Биостратиграфия и фации верхнего мезозоя Западного Забайкалья. Отчет по теме 1-2-3/223 ВостСибНИИГГиМС за 1976—1978 гг. и по теме 262 БГГУ за 1975—1978 гг. 1978.
103. *Скобло В. М., Лямина Н. А.* Результаты исследования некоторых опорных разрезов юга Восточной Сибири. Отчет по работам 1983—1986 гг. 1986.
104. *Скобло В. М., Лямина Н. А., Руднев А. Ф.* и др. Разработать и внедрить корреляционные стратиграфические и фациальные схемы мезозоя Западного и Центрального Забайкалья. Отчет по теме 003 за 1987—1989 гг. 1990.
105. *Скобло В. М., Лямина Н. А.* и др. Составить, подготовить к изданию монографию «Стратиграфия и фации юрских и меловых отложений Иркутского угольного бассейна, Западного и Центрального Забайкалья». Отчет по теме 608 за 1993—1996 гг. 1996.
106. *Скрипкина В. В., Холод Ю. М., Максимова Э. А.* и др. Мезозойские вулканогенные формации юга Бурятии. Отчет о работах по теме 132 за 1966—1968 гг. 1968.
107. *Скрипкина В. В., Рейф Л. И., Козлов В. Д.* и др. Особенности позднемеловых субвулканических гранитоидов юга Бурятии. Отчет по теме 309 за 1979—1982 гг. 1982.
108. *Скрипкина В. В.* Материалы к легенде для Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000 Центрального рудного района Бурятии. Отчет по теме 354 за 1983—1985 гг. 1985.
109. *Стангрит А. К.* Хаянское месторождение строительного песка. Результаты поисков и детальной разведки с подсчетом запасов на 01.01.82. Отчет Сутайской ГРП за 1980—1981 гг. 1981.
110. *Стругов А. С.* Отчет Бичуро-Кяхтинской партии о поисково-разведочных работах на уголь в Хилок-Чикойской депрессии Западного Забайкалья в 1945 г. 1946.
111. *Суслеников В. В., Белоглазова О. Е.* и др. Отчет Забайкальской аэромагнитной партии за 1958 г. 1959.
112. *Тихомиров И. Н., Козубова Л. А., Орлова Ж. В.* и др. Мезозойские магматические формации Северо-Западного Забайкалья и их металлогенические особенности. ВСЕГЕИ, БурГГФ, 1972.
113. *Федорова Л. Г.* Окино-Ключевское буроугольное месторождение. Отчет Угольного отряда за 1985—1994 гг. 1994.
114. *Штильков А. А., Мулюков Э. М.* и др. Результаты аэромагнито-электрогамма-спектрометрической съемки и наземной оценки аномалий на Заганской, Ботогольской, Витимской и Куйтунской площадях (БурАССР). Отчет аэрогеофизической партии за 1977 г. 1978.
115. *Шульга Ф. И.* Результаты обобщения данных о загрязнении подземных вод на территории БурАССР. Отчет по теме 235 за 1972 г. (сводка в рамках темы 538-71 ВСЕГИНГЕО). БГУ, Улан-Удэ, 1972.
116. *Яблоков Я. М., Гаврилова Н. П., Измайлов П. А.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на молибден Нижне-Хилокской партии в районе Кударинской гривы за 1953—1954 гг. 1955.

**Список месторождений полезных ископаемых,
показанных на карте полезных ископаемых листа М-48-ХVIII
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К — коренное)	Ссылка на лите- ратуру	Состояние эксплуатации
Твердые горючие ископаемые					
Уголь бурый					
I-1	3	Окино-Ключевское	К	110, 84, 67, 112	Эксплуатируется
Неметаллические ископаемые					
Строительные материалы					
Магматические породы					
I-1	4	Амбонское базальтов	К	55	Разведано
I-2	3	Ара-Киретское агломератов	К	97	»
I-3	4	Бичурское долеритов	К	88	Не разведано
I-3	10	Бичурское монцитов	К	55	»
II-1	2	Топкинское гранитов	К	55	»
III-2	8	Тамирское туфов	К	85	»
III-2	9	Безьянское туфов	К	90	»
III-2	10	Тамирское базальтов	К	55	»
III-2	15	Анготьёйское-II туфов	К	90	»
III-2	17	Кудара-Сомонское туфов	К	90	»
III-3	2	Бичурское агломератов	К	85	»
IV-1	1	Анготьёйское-I туфов	К	90	»

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), гидрохимических (ГДХА), биогеохимических (БГХА) и радиоактивных аномалий (РА), показанных на карте полезных ископаемых листа М-48-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Ссылка на литературу	Тип объекта, краткая характеристика
Твердые горючие ископаемые				
Уголь бурый				
IV-4	2	Баян-Булыкское	67	П. Маломощные (1—1,5 м) прослои бурых углей
Металлические ископаемые				
Черные металлы				
Железо				
III-1	26	Пос. Октябрьский	80	ПМ. Желваки магнетита в зальбандах дайки диоритов
III-1	29	Итэма	80	ПМ. Развалы трахибазальтов с жилками магнетита и гематита
Цветные металлы				
Медь				
III-1	18	Егоровское	80	П. Кварцевая жила с вкрапленностью малахита, азурита, самородной меди
III-1	21	Могой	80	П. Зонки окварцевания с халькопиритом, малахитом, ярозитом
III-1	25	Одинокая Сосна	80	П. Кварцевые прожилки с галенитом, халькопиритом, малахитом
III-4	2	Кударинское	115, 90, 60	П. Два штокверка с молибденово-медным оруденением
III-1	3	Ульянтуйское	80	ПМ. Жилы и прожилки кварца с убогой медной минерализацией
III-1	4	Озеро Черное	80	ПМ. Зоны дробления и слабого окварцевания с малахитом
III-1	5	Река Ульянтуйка	80	ПМ. Зонки окварцевания с самородной медью, купритом, малахитом
III-1	6	Реки Топка—Морошка	80	ПМ. Зона дробления и слабого окварцевания
III-1	2	Хайласон	80	ПМ. Дробленные измененные трахибазальты

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Ссылка на литературу	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	3	Т. н. 1-151-1	80	ПМ. Кварцевые прожилки с малахи- том и самородной медью
III-1	4	Т. н. 1-146	80	»
III-1	5	Моностой	80	ПМ. Зона окварцевания с вкраплен- ностью самородной меди, малахита и куприта
III-1	6	Т. н. 1-56	80	ПМ. Кварцевые прожилки с малахи- том и самородной медью
III-1	7	Унгуркуйский-1	80	»
III-1	8	Т. н. 1-58-1	80	»
III-1	9	Полкановский	80	»
III-1	10	Унгуркуйский-2	80	ПМ. Зона дробления трахибазальтов с малахитом
III-1	11	Т. н. 7-49-1	80	ПМ. Окварцованные трахибазальты с медной минерализацией
III-1	12	Верхнее-1	80	ПМ. Кварцевые прожилки с само- родной медью
III-1	13	Верхнее-2	80	»
III-1	14	Нижнеунгуркуйский	80	ПМ. Кварц-эпидотовые прожилки с медной минерализацией
III-1	15	Азагорский	80	ПМ. Кварцевые прожилки с вкрап- ленностью самородной меди
III-1	16	Убурский	80	»
III-1	17	Т. н. 1-116	80	»
III-1	19	Степной	80	ПМ. Кварцевые прожилки с вкрап- ленностью малахита
III-1	20	Убур-Киретский	80	ПМ. Окварцованные трахибазальты
III-1	22	Т. н. 1-107-2	80	ПМ. Кварцевые прожилки с вкрап- ленностью малахита
III-1	23	Хужарский	80	»
III-1	24	Т. н. 6-53	80	»
III-1	27	Кундуйский	80	ПМ. Ороговикованные трахибазаль- ты и их туфы
III-1	28	Т. н. 1-215	80	ПМ. Туфы трахибазальтов с примаз- ками малахита
III-1	30	Хадинский	80	ПМ. Окварцованные трахибазальты с примазками малахита
III-1	32	Ивановский	80	ПМ. Трахибазальты с халькопиритом, ковеллином, азуритом
III-2	6	Киретский	80	ПМ. Обломки кварца с вкрапленно- стью халькопирита

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Ссылка на литературу	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	14	Орангутуйский	80	ПМ. Кварц-эпидотовые прожилки
IV-2	7	Шарагольское	83	ПМ. Зона грейзенизации с халькопиритом и гематитом
IV-2	8	Габбровое	83	ПМ. Габбро с вкрапленностью сульфидов и пленками малахита
I-3	9	Правобережье р. Бичура	88	ВГХО. Меди 0,003—0,01, олова 0,001—0,004, молибдена 0,0003 %
II-1	8	Междуречье Унгуркуй—Киреть	80	БГХА. Меди 0,02—0,1, цинка 0,1—3, марганца 0,8—10 %
III-2	1	»	80	БГХА. Меди 0,02—0,08 %
IV-3	6	Среднее течение р. Анагустайка	83	БГХА. Меди 0,02—1 %
Ц и н к				
I-3	11	Правобережье р. Аргинтуй	88	ВГХО. Цинка 0,01—0,1, ванадия 0,01 %
III-2	13	Среднее течение р. Кудара	80	ГДХА. Цинка 0,03—0,1, меди 0,01 %
М о л и б д е н				
III-1	34	Ивановское (Улан-Ганга)	80	П. Кварц-молибденовый штокверк
III-2	2	Тамирское	90	П. Кварцевые жилы с молибденитом
I-3	5	Кварцевый	88	ПМ. Брекчированные и окварцованные туфы трахириодацитов
I-3	6	Хойцинский	88	ПМ. Окварцованные и пиритизированные туфы трахириолитов
II-2	1	Бадмена	88	ПМ. Зона окварцевания
III-1	31	Сандагойский	80	ПМ. Туфы трахириолитов с кварц-гематитовыми прожилками
IV-2	1	Улан-Дабанский	83	ПМ. Кварцевые прожилки с молибденитом, гематитом и малахитом
IV-2	4, 5, 6	Гуджертуйские	83	ПМ. Кварцевые жилы с халькопиритом, гематитом, молибденитом
IV-2	3	Сэбэр-Кундуйский	83	ПМ. Кварцевые прожилки со знаками молибденита
IV-2	9	Хуторское	83	ПМ. Кварцевые метасоматиты
I-3	3	Левобережье р. Бичура	88	ПГХО. Молибдена 0,0001—0,03, мышьяка 0,003—0,2 %
II-2	2	Барун-Киретский	115, 87	ПГХО. Повышенные содержания молибдена

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Ссылка на литературу	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	16	Уладый	90	ПГХО. Повышенные содержания молибдена, меди, вольфрама, свинца, цинка
III-1	33	Левобережье р. Кудара	80	ПГХО. Молибдена 0,001—2, олова до 0,04, вольфрама 0,001—0,06 %
III-3	1	Малобичурский	115, 87	ПГХО. Повышенные содержания молибдена
III-4	1	Бичурский	115, 87	»
I-3	2	Правобережье р. Бичура	88	ВГХО. Молибдена 0,0001—0,04, свинца до 0,05 %, золота до 0,008 г/т
II-4	2	Верховье р. Теленкова	85	ВГХО. Молибдена 0,05 %
IV-3	2	Водораздел рек Дунгуй—Гуджертуй	80	ВГХО. Молибдена 0,0003—0,0008 %
III-2	5	Среднее течение р. Тамир	80	ГДХА. Молибдена 0,03 %

Вольфрам

III-2	4	Верховье р. Тамир	90	ШО. Шеелита — знаки и редкие знаки
III-4	3	Верховье р. Шивирь	115	»

Олово

I-3	7	Междуречье Хурут—Бичура	88	ВГХО. Олова 0,0003—0,005 %
IV-3	1	Междуречье Дунгуй—Гуджертуй	80	ВГХО. Олова 0,0005 %
II-4	1	Междуречье Борисиха—Дарчен	85	ГДХА. Олова 0,003—0,03, титана 0,1—0,3, хрома 0,003—0,01 %
IV-2	10	Правобережье р. Чикой	80	БГХА. Олова 0,0005—0,02 %

Ртуть

IV-3	3	Верховье р. Анагустайка	80	БГХА. Ртути 0,000006—0,00013 %
IV-3	4	»	80	БГХА. Ртути 0,000006—0,000012 %
IV-3	5	»	80	БГХА. Ртути 0,000006—0,000014 %
IV-3	7	»	80	БГХА. Ртути 0,000006—0,00001 %

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Ссылка на литературу	Тип объекта, краткая характеристика
Радиоактивные элементы				
У р а н				
II-3	2	Варламовское	90	П. Линейные зоны аргиллизитов с отенитом, уранофаном, бета-уранотилом, торбернитом
Благородные металлы				
З о л о т о				
I-2	1	Река Еланка	Данные авторов	ВГХП. Золота 0,002—0,005 г/т
I-2	2	Река Ара-Киреть	»	ВГХП. Золота 0,003—0,01 г/т
I-3	1	Река Бичура	»	ВГХП. Золота 0,002—0,015 г/т
II-1	1	Река Топка	»	ВГХП. Золота 0,002—0,03 г/т
II-3	1	Река Бичура	»	ВГХП. Золота 0,002—0,015 г/т
III-1	1	Река Унгуркуй	»	ВГХП. Золота 0,002—0,04 г/т
III-3	4	Река Кудара	»	ВГХП. Золота 0,006 г/т
III-3	5	»	»	ВГХП. Золота 0,002—0,015 г/т
IV-1	2	Правый борт р. Чикой	»	ВГХП. Золота 0,002 г/т
IV-4	1	Междуречье Кудара—Урлук	»	ВГХП. Золота 0,002—0,005 г/т
С е р е б р о				
I-3	8	Водораздел Мухор—Шара-Горхон	87	ВГХО. Серебра 0,01—0,1, меди 0,01, цинка и сурьмы 0,03 %
II-1	9	Междуречье Унгуркуй—Киреть	80	ВГХО. Серебра 0,0001—0,0003 %
Неметаллические ископаемые				
Ф л ю о р и т				
I-1	1	Эдуйский	94	ПМ. Кварц-флюоритовые жилы
I-1	2	Усть-Эдуйский	94	»
III-2	7	Верховья р. Усачиха	90	ШО. Флюорит — в весовых содержаниях
III-2	12	Водораздел рек Усачиха—Правый Мапдал	90	ШО. Флюорит — в весовых содержаниях и знаках
Б а р и й				
II-1	7	Междуречье Унгуркуй—Киреть	80	ВГХА. Бария 0,015—3 %
Керамическое сырье				
III-1	35	Кударинское	90	П. Кварц-серицитовые метасоматиты

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного иско- паемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Ссылка на литературу	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	11	Хамнигадайское	90	П. Кварц-серицитовые метасомати- ты
III-3	3	Алцегатское	90	»
Драгоценные и поделочные камни				
III-1	36	Ивановское	115, 90	ПМ. Кварцевые жилы с занорышами горного хрусталя
III-2	3	Тамирское	115, 90	ПМ. Кварцевые жилы с редкими кристаллами берилла, дымчатого кварца и горного хрусталя
III-1	37	Кударинский	115, 90	ПМ. Кварцевые жилы с занорышами горного хрусталя
IV-2	2	Колодцы	115	ПМ. Пегматитовая жила с редкими кристаллами берилла

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу М-48-ХVIII

Название рудного узла, структуры; полезные ископаемые	Ресурсы по категориям
Окипо-Ключевская мульда, уголь	P_1 — 150 млн т
Кударинский прогнозируемый рудный узел, медь	P_3 — 1 млн т

**Список месторождений полезных ископаемых,
показанных на карте неоген-четвертичных образований листа М-48-ХVIII
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	Помер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Ссылка на литературу	Состояние эксплуатации
Неметаллические ископаемые				
Строительные материалы				
Глинистые породы				
I-1	6	Окино-Ключевское	53	Разведано
I-3	13	Мухор	98	Эксплуатируется
I-3	14	Хойцановское	98	Разведано
I-3	15	Участок Кирпичный	98	»
II-3	3	Бухтуйское	98	»
II-3	4	Кокуцельское	98	»
IV-2	11	Кудара-Сомонское	57	»
Обломочные породы				
I-2	4	Хаянское песков	109	Разведано
I-3	12	Бичурское песчано-гравийных смесей	63	Эксплуатируется
Прочие ископаемые				
Глины буровые				
I-1	5	Амбонское	48	Разведано
I-1	7	Окино-Ключевское	96	Не разведано
I-2	5	Хаянское	96	Разведано

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых по листу М-48-ХVIII

Индекс клетки	Номер на карте	Перспективный участок		Прогнозируемый объект, полезное ископаемое	Запасы полезных ископаемых, млн т				Вероятность под-твержде-ния прогноза	Рекомендации по недропользованию			
		Площадь, км/глубина, м	Географиче-ские коорди-наты центра, с. ш./в. д.		Балансовые по категориям		Забалансо-вые	Прогнозные ресурсы по категориям			Вид нед-рополь-зования	Работы по геологиче-скому изучению недр	
		A + B + C ₁	C ₂					P ₁	P ₂	P ₃			
I-1	3	Окино-Ключев-ской 20.0/480	50°35'20"/107°01'00"	Среднее месторож-дение бурого угля	0,89	—	—	150	—	—	Высокая	Доразведка и добыча	Детальная разведка до глуб. 500 м
III-4	2	Кударинский 1.0/200	50°11'20"/107°47'25"	Среднее месторож-дение меди	—	—	—	0,3	—	—	»	Оценка объекта	Поисково-оценочные работы, бурение до глуб. 300 м

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте листа М-48-ХVIII

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина, 211,0 м, вскрывает разрез хилокской свиты нижнего мела и катаевской свиты венда (?)	[94], скв. 6
2	Скважина, 245,3 м, вскрывает разрез селенгинской и убукунской свит нижнего мела	[112], скв. 304
3	Скважина, 642,2 м, вскрывает разрез убукунской свиты нижнего мела	[84], скв. 2
4	Скважина, 183,7 м, вскрывает разрез убукунской и хилокской свит нижнего мела	[84], скв. 1
5	Стратотип хилокской свиты	[101, 104]
6	Скважина, 176,0 м, вскрывает разрез отложений перми	[88], скв. 8
7	Скважина, 180,2 м, вскрывает разрез отложений нижнего мела и верхней перми	[88], скв. 3
8	Скважина, 250,0 м, вскрывает разрез хилокской свиты нижнего мела	[88], скв. 2
9	Петротип бичурского комплекса (Северо-Бичурский массив)	[85, 25, 8]
10	Опорное обнажение (прорывание кварцевыми монцонитами второй фазы габброидов первой фазы бичурского комплекса)	Обн. 303 + 700 м
11	Опорное обнажение (прорывание гранитами третьей фазы кварцевых монцонитов второй фазы бичурского комплекса)	Обн. 091
12	Опорное обнажение (прорывание кварцевыми монцонитами второй фазы бичурского комплекса туфов тамирской свиты верхней перми)	Обн. 298
13	Опорное обнажение (прорывание щелочными кварцевыми сиенитами триаса вулканитов тамирской свиты верхней перми)	Обн. 293 + 300 м
14	Опорное обнажение (прорывание щелочными кварцевыми сиенитами триаса трахибазальтов унгуркуйской свиты нижней перми)	Обн. 2351
15	Скважина, 141,5 м, вскрывает разрез тамирской свиты верхней перми	[88], скв. 5
16	Петротип куналейского комплекса (Малокуналейский массив)	[34, 7]
17	Петротип бичурского комплекса (Южно-Бичурский массив)	[85, 25, 8]

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
18	Опорное обнажение (прорывание позднепермскими гранитами бичурского комплекса вулканитов тамирской свиты верхней перми)	Обн. 495
19	Стратотип тамирской свиты	[34, 109, 9]
20	Опорное обнажение (налегание трахибазальтов черныяровской свиты среднего—верхнего триаса на туфы трахириолитов тамирской свиты верхней перми)	Обн. 066
21	Скважина, 451,2 м, вскрывает разрез тамирской свиты верхней перми	[80], скв. 11
22	Скважина, 320,0 м, вскрывает разрез тамирской свиты верхней перми	[80], скв. 1
23	Опорное обнажение (прорывание позднепермскими гранитами бичурского комплекса трахибазальтов унгуркуйской свиты нижней перми)	Обн. 30 + 50 м
24	Скважина, 305,0 м, вскрывает разрез унгуркуйской свиты нижней перми	[83], скв. 1-А
25	Опорное обнажение (прорывание позднепермскими габбро бичурского комплекса трахибазальтов унгуркуйской свиты нижней перми)	Обн. 27
26	Опорное обнажение (налегание туфов кислого состава тамирской свиты верхней перми на трахибазальты унгуркуйской свиты нижней перми)	Обн. 256 + 300 м
27	Скважина, 177,4 м, вскрывает разрез гузиноозерской серии нижнего мела	[23], скв. 91

**Список буровых скважин и опорных обнажений,
показанных на карте неоген-четвертичных образований листа М-48-ХVIII**

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина, 115 м, вскрывает разрез аллювиально-пролювиальных отложений верхнего неоплейстоцена—голоцена (0—24 м) и эоплейстоцена (24—60 м)	[96], скв. 22
2	Скважина, 31 м, вскрывает эоловые пески голоцена (0—10 м) и аллювиально-пролювиальные отложения верхнего неоплейстоцена (10—31 м)	[23], скв. 4-к
3	Скважина, 90 м, вскрывает разрез отложений Усть-Киранской террасы (0—26 м) и кривоярской свиты среднего неоплейстоцена (26—83 м)	[94], скв. 155
4	Скважина, 103 м, вскрывает отложения Усть-Киранской террасы (0—24 м), кривоярской свиты (24—75 м) среднего неоплейстоцена и тологойской свиты верхнего плиоцена (75—85 м)	[94], скв. 70
5	Скважина, 99 м, вскрывает отложения кривоярской свиты среднего неоплейстоцена (0—68 м) и тологойской свиты верхнего плиоцена (68—80 м)	[94], скв. 46
6	Скважина, 103 м, вскрывает аллювиально-пролювиальные отложения верхнего неоплейстоцена—голоцена (0—22 м), кривоярской свиты среднего неоплейстоцена (22—73 м) и тологойской свиты верхнего плиоцена (73—88 м)	[94], скв. 50
7	Скважина, 166 м, вскрывает отложения хилок-чикойской толщи нижнего—среднего неоплейстоцена (0—98 м) и тологойской свиты верхнего плиоцена (98—136 м)	[96], скв. 26
8	Скважина, 103 м, вскрывает разрез аллювиально-пролювиальных отложений верхнего неоплейстоцена—голоцена (0—20 м), хилок-чикойской толщи нижнего—среднего неоплейстоцена (20—30 м) и тологойской свиты верхнего плиоцена (30—76 м)	[94], скв. 64
9	Скважина, 26 м, вскрывает аллювиально-пролювиальные отложения верхнего неоплейстоцена—голоцена (0—20 м)	[94], скв. 69
10	Скважина, 188,5 м, вскрывает разрез отложений хилок-чикойской (0—25 м) и сибильдуйской (25—46 м) толщ нижнего—среднего неоплейстоцена и эоплейстоцена и тологойской свиты верхнего плиоцена (46—50 м)	[87], скв. 16
11	Скважина, 102 м, вскрывает эоловые и пролювиально-делювиальные отложения среднего—верхнего неоплейстоцена (0—20 м), хилок-чикойской (20—65 м), сибильдуйской (65—82 м) толщ и тологойской свиты (82—95 м)	[80], скв. 442

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
12	Скважина, 235,5 м, вскрывает отложения сибильдуйской толщи эоплейстоцена (0—134,5 м)	[88], скв. 15
13	Скважина, 36 м, вскрывает эоловые (0—5 м) и пролювиально-делювиальные (5—32 м) отложения среднего—верхнего неоплейстоцена	[80], скв. 253
14	Скважина, 35 м, вскрывает эоловые и пролювиально-делювиальные отложения среднего—верхнего неоплейстоцена (0—15 м) и сибильдуйской толщи эоплейстоцена (15—32,5 м)	[80], скв. 117
15	Опорное обнажение эоловых и пролювиально-делювиальных отложений среднего—верхнего неоплейстоцена (0—3,5 м), сибильдуйской толщи (3,5—5,5 м) и тологийской свиты (5,5—7,5 м)	[88], Р-1—Р-8
16	Скважина, 33 м, вскрывает аллювиально-пролювиальные отложения верхнего неоплейстоцена (0—4 м) и эоплейстоцена (4—10,5 м)	[86], скв. 937
17	Скважина, 55 м, вскрывает аллювиальные отложения верхнего неоплейстоцена—голоцена (0—20 м) и эоплейстоцена (20—53 м)	[80], скв. 93
18	Скважина, 70 м, вскрывает разрез отложений среднего—верхнего (0—42,5 м), нижнего—среднего (42,5—51 м) неоплейстоцена и верхнего плиоцена (51—67 м)	[80], скв. 11
19	Скважина, 68 м, вскрывает эоловые и пролювиально-делювиальные отложения среднего—верхнего неоплейстоцена (0—22 м) и хилок-чикойской толщи (22—67,5 м)	[80], скв. 1
20	Скважина, 28 м, вскрывает эоловые и пролювиально-делювиальные отложения среднего—верхнего неоплейстоцена (0—16 м) и тологийской свиты (16—25,5 м)	[83], скв. 38
21	Скважина, 31 м, вскрывает аллювиально-пролювиальные отложения верхнего неоплейстоцена—голоцена (0—7 м), эоловые и пролювиально-делювиальные отложения среднего—верхнего неоплейстоцена (7—16,5 м) и тологийской свиты (16,5—31 м)	[83], скв. 410
22	Скважина, 20,6 м, вскрывает пролювиально-делювиальные отложения верхнего неоплейстоцена (0—19 м)	[23], скв. 90
23	Скважина, 79 м, вскрывает пролювиально-делювиальные отложения верхнего неоплейстоцена (0—20 м)	[23], скв. 92
24	Скважина, 177,4 м, вскрывает пролювиально-делювиальные отложения верхнего неоплейстоцена (0—45,1 м)	[23], скв. 91
25	Скважина, 35 м, вскрывает эоловые и пролювиально-делювиальные отложения среднего—верхнего неоплейстоцена (0—16 м) и тологийской свиты (16—25,5 м)	[83], скв. 89
26	Опорное обнажение отложений голоцена (0,2—0,9 м) и верхнего неоплейстоцена (0,9—3,2 м)	[83], обн. 8-23
27	Скважина, 55 м, вскрывает эоловые и пролювиально-делювиальные отложения среднего—верхнего неоплейстоцена (0—12 м), хилок-чикойской толщи нижнего—среднего неоплейстоцена (12—50 м) и тологийской свиты (50—51 м)	[83], скв. 74

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
1	Трахидолериты белозерского комплекса	Калий-аргоновый	41	[1], обр. 13571
2	»	»	33,6	[1], обр. 13565
3	»	»	41	[1], обр. 13570
4	Трахибазальты хилокской свиты	»	133— 143	[21], ХИ-3/12, 8/3, 4/3, 3/3
5	Граниты щелочные куналейского комплекса (массив Вороти-Иначе)	»	243	[88], СР-3
6	Граниты третьей фазы бичурского комплекса (Южно-Бичурский массив)	»	266	[88], обр. 168
7	Сиениты щелочные куналейского комплекса (Малокуналейский массив)	Калий-аргоновый, рубидий-стронциевый	233 233 ± 5	[39], обр. 340 [13]
8	Трахирioлиты, трахириодаци- ты тамирской свиты	Рубидий- стронциевый	253 ± 5	[13], обр. 94-60, 61-2, 62, 55a, 59b
9	Морион-граниты третьей фазы бичурского комплекса (Хамнигадaiский массив)	Калий-аргоновый	230	[90], А-18
10	Трахирioлиты тамирской свиты	»	244	[15], обр. 712

Список пунктов находок ископаемых органических остатков, показанных на листе М-48-ХVШ

Номер на карте	Свита, генетический тип	Порода	Органические остатки	Возраст	Номер источника по списку литературы, место отбора
1	Хилокская K_1hl	Алевролит	Раковины двустворок	Нижний мел	[104, 105]
2	Убукунская K_1ub Селенгинская K_1sl	» »	Остракоды » Раковины двустворок	» »	[104, 105], скв. 304 [104, 105], скв. 304
3	Хилокская K_1hl	»	Папоротники Гинкговые Хвощи Хвойные Остракоды	»	[84], скв. 1
4	v, рdII—III	Супесь лессовидная	Фрагменты газовых костей шерстистого носорога	Верхний неоплейстоцен	[87], обн. 3281, 3395
5	»	»	Большая берцовая кость ископаемого кулана	»	[87], обн. 3280
6	арIII—IV	Овражный аллювий	Фрагмент рогового стержня современной косули	Голоцен	[87], обн. 3276

7	арIII—IV	Супесь с гравием	Фрагменты костей верхнепалеолитического и современного облика	Верхний неоплейстоцен—голоцен	[87], обн. 1726
8	Кривоярская а ¹ П ₁₊₂ к ₁	Песок мелкий	Фрагмент бедренной кости мамонта	Средний неоплейстоцен	[94], обн. 14
9	а ³ П ₂₊₃	»	Позвонок ископаемой лошади	Верхний неоплейстоцен	[94], обн. 2058
10	арIII	Песок	Большая берцовая кость ископаемой лошади	»	[94], обн. 11
11	Кривоярская а ¹ П ₁₊₂ к ₁	Песок мелкий	Второй шейный позвонок бизона	Средний неоплейстоцен	[94], обн. 12
12	адIII—IV	Песок	Зуб мамонта	Верхний неоплейстоцен	[88], обн. 1665
13	арIII—IV	Супесь	Фауна Зубы сурка	Верхний неоплейстоцен—голоцен	[90], обн. 5193
14	рдIII ₂	Супесь с дрессвой туфоалевролит	Фауна	Верхний неоплейстоцен	[90], обн. P-1
15	Тамирская P _{2/т}	Туфоалевролит	Кордаитовые	Верхняя пермь	[9]
16	v, рdII—III	Супесь лессовидная	Третий нижний моляр мамонта	Верхний неоплейстоцен	Обн. 442
17	Черноярская T ₂₋₃ с ₁	Алевролит	Папоротники	Средний—верхний триас	[9, 105], обн. 421
18	»	»	»	»	[105], обн. 334
19	рдIII ₂	Песок с гравием и галькой	Кости	Верхний неоплейстоцен	[90], скв. 5401
20	Муртойская и убу-кунская нерасчлененные K _{1тг} —ub	Аргиллит	Флора	Нижний мел	[81]

Каталог памятников природы, показанных на листе М-48-ХVIII

Номер на карте	Вид памятника	Краткая характеристика
1—3	Тектонический	Лакколиты палеогеновых трахидолеритов
4	»	Складчатая структура вулканитов перми
5—8	Обрядовый	Места поклонения (амбоны)
9	»	Новый дацан
10—14	Геоморфологический	Позднесоплейстоценовые речные террасы
15	»	Грязевой псевдовулкан
16	»	Оползни
17	»	Движущиеся пески
18—21	»	Сквозные долины
22—27	»	Останцы выветривания, высота, м
28—30	»	Нагорные террасы
31	Геологический	Обнажения с остатками ископаемых организмов
32	»	Прорывание щелочными сиенитами триаса вулканитов перми
33, 34	»	Обнажения с ископаемыми растительными остатками перми
35	»	Обнажения с ископаемыми растительными остатками триаса
36	Ботанический	Места распространения гнездовки клубочковой
37	»	Места распространения любки двулистной
38	»	Места распространения абрикоса сибирского
39	Зоологический	Места обитания палласова толстуна
40	Гидрогеологический	Соленое оз. Амбон
41—47	Археологический	Памятники древней гуннской культуры
48	»	Наскальные письма и рисунки (гора Городовой Утес)
49—51	Криогенные	Наледи

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	5
Стратиграфия	8
Интрузивные и метаморфические образования	31
Тектоника	46
История геологического развития	53
Геоморфология	56
Полезные ископаемые	60
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	70
Гидрогеология	74
Эколого-геологическая обстановка	79
Заключение	85
Список литературы	87
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых	93
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, первичных геохимических ореолов, вторичных геохимических ореолов и потоков, гидрохимических, биогеохимических и радиоактивных аномалий, показанных на карте полезных ископаемых	94
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	100
<i>Приложение 4.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте неоген-четвертичных образований	101
<i>Приложение 5.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых	102
<i>Приложение 6.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте	103
<i>Приложение 7.</i> Список буровых скважин и опорных обнажений, показанных на карте неоген-четвертичных образований	105
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	107
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов находок ископаемых органических остатков	108
<i>Приложение 10.</i> Каталог памятников природы	110

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Селенгинская

Лист М-48-ХVIII (Бичура)

Объяснительная записка

Редактор *В. И. Малахова*

Технический редактор *Т. В. Брежнева*

ЛР № 040884 от 2.04.98 г.

Подписано в печать 23.12.2002. Формат 70 × 100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 7,00 + 2 вкл. Уч.-изд. л. 11. Тираж 150 экз.
Заказ № 4030



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕИЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153