

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Экз. №  27

ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
КАРТА СССР

Масштаба 1 : 200 000

*Серия Хингано-Бурейнская*

Лист М-52-ХVII

Объяснительная записка

Составила *Н. К. Осипова*  
Редактор *Л. В. Крушицкий*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
20 декабря 1973 г., протокол № 27

МОСКВА 1979

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-52-ХVII по существующему административному делению входит в состав Бурейского, Архаринского, Октябрьского, Завитинского, Ромненского районов Амурской области и частично (160 км<sup>2</sup>) Верхне-Бурейского района Хабаровского края и ограничена координатами 50°00'—50°40' с. ш. и 130°00'—131°00' в. д. Она расположена в месте сочленения юго-западных отрогов хр. Тураны и восточной окраины Амуро-Зейской равнины. Наиболее крупными орографическими единицами здесь являются два хребта, один из которых служит водоразделом рр. Малымальты, Ташины и Ниж. Мельгины, а второй — водоразделом рр. Архары и Буреи.

Первый протягивается в субширотном направлении вдоль северной границы территории, имеет плавно очерченную осевую линию с куполовидными вершинами, абсолютные отметки которых равны 800—1037 м, а относительные превышения 400—700 м. Второй хребет глубокими седловинами расчленен на ряд куполовидных возвышенностей с абсолютными отметками вершин порядка 420—600 м и относительными превышениями 200—300 м.

Склоны возвышенностей в пределах хребтов ровные, длинные (до 4 км), реже выгуклые, крутизной от 10 до 30°, часто покрытые закрепленными осыпями. К северу и югу от обоих хребтов отходят более низкие горные гряды (абсолютные отметки вершин 300—600 м; относительные превышения 200—300 м), в пределах которых склоны возвышенностей ровные, часто волнугтые, крутизной от 5 до 25°. Только в местах, где происходит глубинная эрозия (р. Бурея и низовья ее притоков, р. Алгон в низовьях, р. Гонпор), наблюдаются крутые (до 35°) выгуклые, нередко обрывистые склоны с выходами коренных пород.

Северо-западная часть территории представляет собой слабо расчлененное низкоегорье, плавно сливающееся с Амуро-Зейской низменностью. Для рельефа здесь характерно широкое распространение возвышенностей с плоскими вершинами с абсолютными отметками 150—300 м и разделяющих их широких заболоченных долин, а также одиночных останцовых гор

куполовидной формы с абсолютными отметками от 370 до 413 м, относительными превышениями 50—100 м. Склоны возвышенностей волнугые, крутизной 5—15°.

Разветвленная речная сеть на территории принадлежит бассейнам Буреи, Архары и Томи — левым притокам Амура и Зей. Главной водной артерией является судоходная р. Бурея, пересекающая территорию с северо-востока на юго-запад на расстоянии 90 км. Наиболее крупные правые ее притоки — рр. Малымальга, Чеугда, Синель, Нижний Мельгин, а левые — рр. Кузнециха, Островская, Миндукачи I-ая, Дикан, протяженность от 20 до 40 км и более.

Река Бурея имеет узкую (250—500 м) долину с врезанными меандрами, русло ее изобилует каменными и галечниковыми перекатами, а берега представляют собой протяженные обнажения коренных пород. Лишь у д. Киселево долина р. Буреи расширяется до 1,5—2 км. Ширина русла р. Буреи равна 200—450 м, глубина 3—5 м, скорость течения 1—1,5 м/с. В южной части территории протекают рр. Гонтор, Алгон, Дегдяжа, входящие в бассейн р. Архары, а в северо-западной — рр. Ташина, Мал. и Бол. Горбыль, являющиеся левыми притоками р. Томи (левый приток р. Зей).

Река Бурея с притоками, а также рр. Алгон, Гонтор и Дегдяжа — это типичные горные водотоки. Наиболее стремительное (до 2 м/с) течение притоки р. Буреи имеют в низовьях, где русла их либо зароможены крупными глыбами, либо имеют коренное ложе; нередко ручьи с висячими долинами. Реки Ташина, Мал. и Бол. Горбыль равнинные. Русла их сильно меандрируют, ширина от 3 до 15 м, скорость течения 0,4—0,6 м/с. Режим всех рек зависит от количества выпадающих атмосферных осадков.

Климат района континентально-муссонный. Характерны теплое влажное лето и морозная зима. Среднегодовые количество осадков, по многолетним (с 1881 по 1960 гг.) данным гидрометеостанций Пайкан и Сектагли, составляет 776—808 мм. Большая часть их (705—742 мм) приходится на теплое время года (апрель-октябрь). Летом преобладают восточные и юго-восточные ветры, которые приносят с океана дожди, обуславливающие умеренную температуру. Абсолютный максимум (+41°) температура воздуха приходится на июль. Зимой дуют северные и северо-западные ветры, несущие ясную сухую малоснежную морозную погоду. Абсолютный минимум (—53°) температуры воздуха отмечается в январе. Среднегодовая температура воздуха отрицательная (минус 3—3,5°). Последнее обстоятельство объясняет повсеместное наличие островной многолетней мерзлоты. Весна обычно ясная, безветренная, с резкими суточными колебаниями температуры. Первые заморозки отмечаются в начале сентября, а в конце его выпадает первый снег. Окончательно снежный покров ложится в начале ноября. В это же вре-

мя происходит делостав на реках. Снеготаяние начинается в апреле, реки вскрываются в начале мая.

Растительность характеризуется смещением холоднолюбивой охотской и теплолюбивой маньчжурской флор. Большая часть территории покрыта смешанными лесами, представленными лиственницей, елью, пихтой, белгой и черной березой, оспеной, кленом, дубом, липой, редко кедром с подлеском из багульника, рододендрона, элутерококка, барбариса, шиповника, лещины и др. В западной части района нередко произрастают лиственные леса из дуба, берез, липы, почти лиственные подлеска.

Территория экономически освоена неравномерно. Все населенные пункты (пос. Чеугда, деревни Бахарово, Киселево, гидрометеостанция Пайкан) расположены на правом берегу р. Буреи. Основное занятие населения, представляющего преимущественно русских и украинцев, — лесозаготовки, сельское хозяйство и охотничий промысел. Пос. Чеугда является центром Чеугдинского лесоучастка Новобуреяского леспрохоза, контора которого расположена в пос. Новобуреяский (цент. Буреяского района). В пос. Чеугда имеются сельсовет, неполная средняя школа, почта, два магазина, больница, механические мастерские, баня, столовая, электростанция. Население деревень Бахарово и Киселево обслуживает молочно-животноводческий совхоз. Связь населенных пунктов с пос. Новобуреяский осуществляется рейсы между поселками Чеугдой и Новобуреяском. Зимой по льду р. Буреи прокладывается дорога, по которой организуется регулярное движение автобусов от ж. д. станции Бурея до пос. Чеугда. В периоды делоставы и делохода связь с пос. Чеугда осуществляется только вертолетами. Сплав леса по р. Бурее ведется плотами. Лесоразработки на территории ведутся с 30-х годов XX столетия. Запасы строевого леса сохранились только в верховьях р. Ниж. Мельгин, куда в 1971 г. проложена грунтовая лесовозная дорога круглогодичного действия длиной 50 км. Подобные дороги имеются в районе деревень Бахарово и Киселево. Остальная территория лишена не только дорог, но и хороших троп, пригодных для передвижения вьючных лошадей в летнее время.

Описываемая площадь плохо обнажена. Коренные выходы пород чаще наблюдаются в бортах речных долин, реже на гребнях хребтов в наиболее возвышенных участках района. Мощность рыхлых образований колеблется от 1—2 м на крутых склонах возвышенностей до 3—5 м и более на плоских, часто заболоченных водоразделах и у подножия сильно вытопленных склонов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

До 1941 г. территория в геологическом отношении практически была «белым пятном». Маршрутные исследования, проведенные на ней Ф. Б. Шмидтом (1862 г.), А. И. Халопонным (1910 г.), Э. Э. Анертгом (1910 г.), имеют в настоящее время только исторический интерес.

В 1941 г. с целью освещения перспектив молибденоносности узкая (10—20 км) полоса вдоль долины р. Буреи от устья р. Тырмы до пос. Новобуреинский М. И. Циксоном [18] была покрыта маршрутной геологической съемкой м-ба 1:200 000. Он объединил интрузивные породы обследованной территории в два комплекса, названные им тырмо-буреинским (палеозойский) и диканским (позднемезозойский) (табл. 1). Из полезных ископаемых на территории были установлены проявления молибдена, бериллия, олова, золота и минеральных красок.

В 1941—1943 гг. В Амуро-Зейском междуречье (лист М-52) геологическую съемку м-ба 1:1 000 000 провел С. А. Музылев [23]. Он предложил стратиграфическую схему, которая в общих чертах сохранилась до настоящего времени. Геологическая карта листа М-52, составленная С. А. Музылевым [2], опубликована. Почти одновременно с ним в 1943—1945 гг. А. А. Андreeвым [5] была составлена гидрогеологическая карта листа М-42 м-ба 1:1 000 000.

В 1949 г. в области сочленения хр. Тураны и Амуро-Зейской равнины проводились поисково-разведочные работы на золото Туранской экспедицией под руководством П. А. Сушкова [30]. Им установлено, что многие из речных долин являются золотоносными, но с непромышленной концентрацией металлов. П. А. Сушков считал, что золотоносные россыпи образовались за счет перемыва слабозолотоносных третичных озерно-речных отложений и за счет коренных источников.

В 1956 г. один из отрядов Амурской экспедиции [29] проводил поиски месторождений тантала в бассейне р. Алтахты, но безрезультатно. Впервые площадное геологическое картирование м-ба 1:200 000 на территории проведено в 1957—1958 гг. Э. А. Молостовским [21, 22] в связи с проектированием строительства гидростанции на р. Буреи. Среднемасштабной съемкой была покрыта узкая (до 20 км) полоса (2538 км<sup>2</sup>) вдоль долины р. Буреи. Из стратифицирующихся образований в ее пределах установлены в виде ксенолитов протерозойские (?) графитистые мраморы и кристаллические сланцы (союзненская свита), нижнемеловые порфириты и их туфы (станодирская свита), верхнемеловые липариты, фельзиты и их лавобрекчии (богучанская свита), неоген-нижнечетвертичные пески с галькой и гравием (зейская серия). Разделение широко распространяющихся интрузивных пород приведено в табл. 1.

Геологическая съемка сопроводилась шлиховым отбором ишем аллювия гидросети, площадным спектрометаллометрическим отбором дельтов в м-ба 1:200 000, штурфным отбором ишем и массивными поисками. В итоге были установлены касситерит и золото в аллювии речной сети, бериллий, олово и молибден в мелководье дельтов и уран-ториевая минерализация. Окончательная оценка выявленной минерализации уран-ториевой, дана не была. Геологические карты, составленные Э. А. Молостовским, к настоящему времени в значительной мере устарели.

В 1960 г. в междуречье Малмыглы и Сектаглы, частично захватывая территорию листа, проводились работы по поискам радиоактивного сырья под руководством Л. Г. Ермакова и О. И. Игнатьева [15]. Ими дана отрядительная оценка выявленным радиоактивным аномалиям из-за их смешанной уран-ториевой природы и низких содержаний полезных компонентов. Почти одновременно с этими работами (1960—1961 гг.) в междуречье Буреи и Архары провел специализированные поисковые работы С. П. Гробов [12]. Им впервые описано рудопроявление радиоактивных элементов «Киселево», расположенное вблизи одноименной деревни. В 1963—1965 гг. территория листа М-52-Б была покрыта комплексной геолого-гидрогеологической съемкой м-ба 1:500 000 партией № 846 под руководством А. В. Селюнина и В. К. Пугинцева [29]. Схема расчленения интрузивных пород, предложенная ими, дана в табл. 1.

В 1967—1969 гг. в восточной части Амуро-Зейской впадины В. И. Малыгиным [20] проведены поисковые работы на бурый уголь с помощью колонкового бурения. Две линии буровых скважин дошли до западной границы территории листа М-52-ХVII. Сква. 101, расположенная в верховье р. Синель, в 3,5 км западнее границы листа, вскрыла, по представлениям В. И. Малыгина, гранитоиды и залегающие на них цаганскую (81,2 м) и белогорскую (27,6 м) свиты. Сква. 102, находящаяся в бассейне р. Мал. Горбыль у западной границы листа, до фундамента Амуро-Зейской впадины не дошла. Под чехлом белогорской свиты (18 м) она вскрыла покрывающую свиту (163 м), представляющую преимущественно алевролитами и аргиллитами, содержащими богатый спорово-пыльцевой стектр. Почти в это же время в пределах Амуро-Зейской впадины, частично захватывая западную часть описываемого района, проводились тематические исследования с целью выработки рационального направления поисково-разведочных работ на формочные пески, каолины и другие полезные ископаемые [10], а к югу от р. Буреи — тематические исследования по выявлению дешифровочных признаков развитых в районе комплексов торфяных пород [8].

В геофизическом отношении территория изучена неравномерно. Гравиметрические исследования проведены на ней лишь

**СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА М-52-ХVII И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ  
ПО ДАННЫМ ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ**

По А. В. Селюкину и В. К. Путияеву, 1963—1965 гг.	По Э. А. Молоствовскому, 1957—1958 гг.	По Н. К. Осиповой (лист М-52-ХVIII), 1966—1968 гг.	По В. В. Васильевой (лист М-52-ХVIII), 1958 г.	По М. И. Ицкикону (среднее течение р. Буреи), 1941 г.
1. Диориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры, габбро-диориты ( $\gamma\delta K_1$ )				
1. Граниты и гранодиориты светло-серые и серые, амфибол-биотитовые, среднезернистые, сфенсодержащие ( $\gamma J-K_1$ )	1. Граниты мелкозернистые, биотитовые, гранодиориты, граносиениты, аплиты, аплитовидные граниты ( $\gamma_2 MZ$ ) 2. Диканские среднезернистые биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, сиениты ( $\gamma_1 MZ$ )	1. Граниты биотитовые, лейкократовые, мелкозернистые ( $\gamma_3 J$ ) 2. Граниты биотитовые, среднезернистые, редко порфировидные или мелкозернистые, светло-серые, местами гранатсодержащие ( $\gamma_2 J$ ) 3. Граниты роговообманково-биотитовые, реже биотитовые; гранодиориты среднезернистые, серые, сфенсодержащие ( $\gamma_1 J$ ) 4. Габбро, габбро-нориты, диориты ( $\nu J$ )	Диканский комплекс	1. Габбро* 2. Гранитоиды мелкозернистые и микрограниты 3. Гранодиориты, кварцевые моцониты и граниты среднезернистые
				Диканский комплекс (поздний мезозой)
1. Щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты ( $\gamma\epsilon PZ_3$ ) 2. Граниты лейкократовые, биотитовые крупно- и среднезернистые, розовые и мясо-красные ( $\gamma^1 PZ_3$ ) 3. Граниты амфибол-биотитовые и биотитовые, крупно- и среднезернистые, розовато-серые ( $\gamma PZ_3$ ) 4. Гранодиориты и граниты амфибол-биотитовые, порфировидные, крупно- и среднезернистые, серые и розовато-серые ( $\gamma^2 PZ_3$ )	1. Граниты лейкократовые, аляскиты, граносиениты мелкозернистые, порфировидные ( $\gamma_3 PZ_3$ ) 2. Граниты биотитовые, среднезернистые и порфировидные, плагнограниты, гранодиориты ( $\gamma_2 PZ_3$ ) 3. Граниты, гранодиориты биотит-роговообманковые, порфировидные и среднезернистые ( $\gamma_1 PZ_3$ ) 4. Габбро, габбро-диориты ( $\nu PZ_3$ )	1. Граниты биотитовые, лейкократовые до аляскитовых, мелкозернистые пегматоидные и гломеропорфировидные, желтовато-светло-серые и розовые ( $\gamma_2 T$ ) 2. Граниты биотитовые, роговообманково-биотитовые, лейкократовые до аляскитовых, средне- и крупнозернистые, часто порфировидные, розовато-серого, розового цвета, часто с темным кварцем ( $\gamma_1 T$ ) 3. Граниты роговообманково-биотитовые, крупнозернистые, порфировидные ( $\gamma_1 PZ_3$ ) 4. Гранодиориты, кварцевые диориты, граниты роговообманково-биотитовые, реже биотитовые, средне- и крупнозернистые, редко порфировидные, серого или розовато-серого цвета, часто гнейсовидные, сфенсодержащие ( $\gamma\delta PZ_3$ и $\gamma PZ_3$ ); кварцевые сиениты от мелко- до крупнозернистых ( $\epsilon PZ_3$ )	Харинский комплекс	
				Тырно-бурейский (палеозойский)

По А. В. Селюнину и В. К. Путинцеву, 1963—1965 гг.	По Э. А. Молоствовскому, 1937—1953 гг.	По Н. К. Осиповой (лист М-52-XXIII), 1966—1968 гг.	По В. В. Васильевой (лист М-52-XXVIII) 1958 г.	По М. И. Ицксону (среднее течение р. Бурей), 1941 г.
	1. Граниты крупнозернистые, порфиоровидные, биотитовые ( $\gamma PZ_2$ )			2. Кварцевые диориты, диориты и габбро 3. Аляскиты, катаклазированные**
1. Граниты и гнейсограниты амфиболбиотитовые, двуслюдяные, лейкократовые, мелко- и среднезернистые, светло-серые и серые ( $\gamma PZ_{1-2}$ )		1. Граниты, гранодиориты биотитовые, реже двуслюдяные, мелкозернистые, катаклазированные ( $\gamma PZ_{1-2}$ ; $\gamma \delta PZ_{1-2}$ )	1. Граниты биотитовые и двуслюдяные, мелко- и среднезернистые ( $\gamma_1 PZ_{1-2}$ )	
1. Граниты двуслюдяные и биотитовые, лейкократовые, катаклазированные, среднезернистые, светло-серые, часто с турмалином и гранатом ( $\gamma_1 PZ_1$ )	1. Граниты биотитовые и лейкократовые, катаклазированные, гнейсограниты ( $\gamma PZ_1$ )	1. Диориты, габбро и габбро-диабазы амфиболлизированные ( $\nu PZ_1$ )	Граниты биотитовые, порфиоровидные и грубозернистые, роговообманково-биотитовые ( $\gamma PZ_1$ ) Габбро амфиболлизированные ( $\nu PZ_1$ )	
2. Граниты и гранодиориты амфиболбиотитовые, крупнозернистые, порфиоровидные, катаклазированные, серые ( $\gamma \delta PZ_1$ ) 3. Габбро и габбродиориты ( $\nu \delta PZ_1$ )		2. Гранодиориты, реже кварцевые диориты, граниты биотитовые, порфиоровидные, серые, катаклазированные ( $\gamma \delta PZ_1$ ; $\gamma PZ_1$ ?)	1. Граниты биотитовые и лейкократовые, катаклазированные ( $\gamma^1 PZ_1$ )	
1. Ортоамфиболиты, амфиболбиотитовые и биотитовые гнейсо-гранодиориты, аляскитовые граниты ( $\Gamma PR_1$ )				

\* По Н. К. Осиповой, эти габбро юрские ( $\nu J$ ).

\*\* Катаклазированные аляскиты Н. К. Осиповой объединены в харинский комплекс.

В м-бе 1:100 000 [17]. Северо-восточная часть территории (1400 км<sup>2</sup>) в 1956 г. была покрыта маршрутно-площадной аэромагнитной съемкой м-ба 1:25 000 [32]. Полностью аэромагнитной съемкой м-ба 1:200 000 она была покрыта в 1958—1959 гг. [7, 27] с целью поисков сильномагнитных железных руд. В 1964 г. была подготовлена карта аномального магнитного поля СССР листа М-52-ХVII [16]. Наиболее характерной особенностью магнитного поля (рис. 1) является чередование линейных зон максимумов и минимумов северо-восточного направления.

На рассматриваемой территории более или менее отчетливо просматриваются две зоны максимумов и две зоны пониженного магнитного поля, соответствующие, по-видимому, ослабленным тектоническим зонам, а также секущая их поперек зона меридиональной ориентировки, восточная граница которой протягивается вдоль долины р. Чуулды. Северная часть этой зоны (в пределах площади листа) характеризуется положительными магнитным полем, а южная — отрицательным. Последняя почти совпадает с контуром распространения меловых вулканитов, а также пород их экзструзивной и субвулканической фаций.

В 1969 г. ДВТУ была организована Чуулдинская партия под руководством Н. К. Осиповой [26], целью партий было картирование и подготовка к изданию геологической карты и карты полезных ископаемых листа М-52-ХVII. В полевых работах, кроме автора записки, принимали участие геологи А. С. Севастьянов, А. Н. Семенов, Л. П. Соболев. Почти одновременно с работой Чуулдинской партии в юго-западной части территории специализированную геологическую съемку м-ба 1:50 000 проводил В. А. Евтушенко [14], а по р. Бурею между дер. Бахареево и устьем р. Сектагли веда изыскания экспедиция «Генгидропроекта» с целью выбора места для строительства гидроэлектростанции.

На территорию имеются аэрофотоснимки м-бов 1:25 000 и 1:33 000, изготовленные по залетам 1949, 1955, 1962, 1964 гг. Качество снимков удовлетворительно, геологическая дешифрируемость плохая. Отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках лишь поверхности и уступы террас, бегогорская и сазанковская (?) свиты, большинство разрывных нарушений. При подготовке к изданию геологической карты листа были использованы геологические карты, составленные Н. К. Осиповой [26], Э. А. Молостовским [21, 22], С. А. Музыльевым [2] и В. А. Евтушенко [14], а также данные буровых скв. 101 и 102, по материалам В. И. Малыгина [20], аэромагнитная карта листа, подготовленная Л. И. Золотаревой [16], и данные дешифрирования аэрофотоснимков, изготовленных по залетам 1955—1964 гг. При подготовке карты полезных ископаемых использовались материалы автора [26], Э. А. Молостовского [21, 22], В. А. Евтушенко [14] и П. А. Сушкова [30].

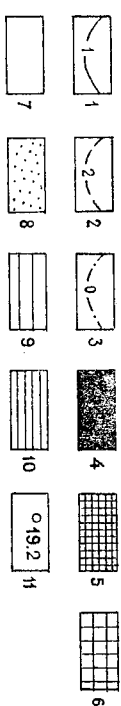
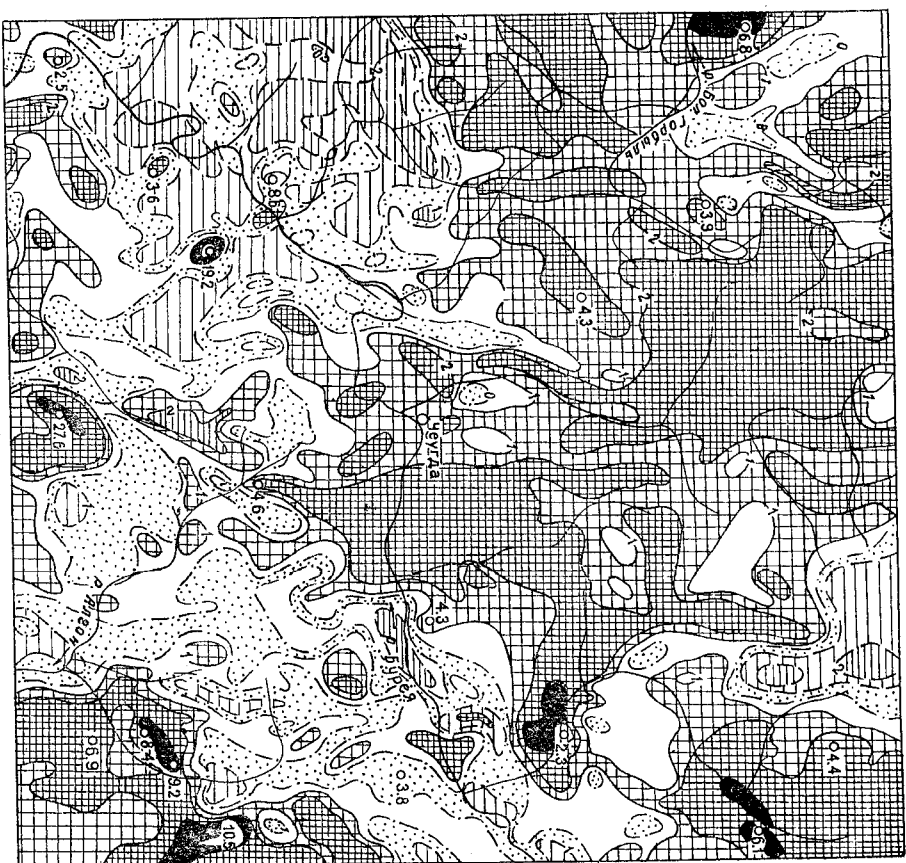


Рис. 1. Карта аномального магнитного поля

Изолинии (Δ) Та в миллигессах (мГ): 1 — положительная; 2 — отрицательная; 3 — нулевая. Шкала интенсивности магнитного поля, мТ: 4 — от 10 до 5; 5 — от 5 до 2; 6 — от 2 до 1; 7 — от 1 до 0; 8 — от 0 до -1; 9 — от -1 до -2; 10 — от -2 до -3; 11 — экстремальная точка положительной магнитной аномалии и ее интенсивность, мТ.

Химико-аналитические работы проведены в центральной химической лаборатории ДВГТУ химиками-аналитиками А. Д. Злыгостевой, Л. А. Кяно, Л. А. Силовой и спектро-графистами А. И. Перминой и Л. Н. Бельковой. Определение абсолютного возраста горных пород аргоновым методом проведено в лаборатории ДВГТУ Т. К. Ковальчук. Палинологические анализы сделаны палинологами Л. Л. Казачихиной и Л. А. Лукашовой. Описание шлифов выполнено Н. К. Осиповой и А. С. Севастьяновым, определение констант плагноклазов — Н. Ф. Петровской, а количественный подсчет минералов в шлифах — В. В. Васильевой. Пересчет химических анализов горных пород на числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого и определение коэффициента алпаитности произведены на ЭВМ «Минск-32».

В процессе подготовки публикуемой карты к изданию выявились невязки геологических контуров с уже изданной геологической картой м-ба 1:200 000 листа М-52-ХVIII. Причина невязок обусловлена, главным образом, тем, что схемы расчленения интрузивных образований автора и предшественников различны. В. В. Васильевой [1] разнотипные гранитоиды вдоль западной границы листа М-52-ХVIII отнесены к одному комплексу ( $\gamma_1PZ_3$ ), а нами среди них выделены гранитоиды четырех интрузивных комплексов ( $\gamma_1I$ ;  $\gamma_1T$ ;  $\gamma_0PZ_3$  и  $\gamma_1PZ_3$ ). Граниты второй фазы харинского комплекса относимся В. В. Васильевой к раннему палеозою, по-видимому, благодаря различию в них гнейсовидных текстур.

### СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают около 25% территории. Причем около 22% из них приходится на долю миоцен-четвертичных отложений древней и современной речной сети; около 2% — на долю меловых эффузивов и пресноводноконтинентальных терригенных отложений; около 1% — на долю гнейсов и карбонатных пород протерозоя. Последние сохранились только в виде останцов кровли среди интрузивных пород основания Бурейнского массива. Меловые терригенные отложения участвуют в строении разреза вулканогенно-осадочных образований, выходящих восточную часть Амуро-Зейской впадины, а эффузивы распространены преимущественно в горном обрамлении впадины, по ее восточной окраине.

### НИЖНИИ ПРОТЕРОЗОИ

#### Амурская серия

#### Тулловихинская свита ( $PR_{1,tl}$ )

Свита слогаает разрозненные останцы кровли площадью от 0,3 до 3 км<sup>2</sup> среди разновозрастных гранитоидов, которые группируются в узкую (до 7 км) полосу северо-восточного направ-

ления, прослеживающуюся от р. Дикан на юго-западе до Верхний р. Борисова на северо-востоке. Свита представлена биотитовыми гнейсами с единичными прослоями роговообманково-биотитовых гнейсов и кварцитов. Судя по разрозненным обнажениям по левому борту долины р. Алтон, выше устья р. Делджи, биотитовые гнейсы слогают пачки мощностью более 65 м, которые переслаиваются с пачками мощностью около 25 м более часто (через 2—6 м) переслаивания гнейсов. Кварциты и темно-серые роговообманково-биотитовых гнейсов. Кварциты совместно с биотитовыми гнейсами наблюдались только в деловин в 1 км севернее вышеприведенного частного разреза. Мощность туловчихинской свиты в пределах описываемой территории, определенная по карте с учетом элементов залегания пород, оценивается в 1300 м.

Биотитовые гнейсы имеют мелкозернистую лепидогранобластовую, иногда порфиробластовую структуру и состоят из андезина (15—60%), кварца (10—50%), микроклина (5—50%) и биотита (10—35%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, гранатом, рудным минералом. Порфиробласты размером до 4—6 мм сложены микроклином. Роговообманково-биотитовые гнейсы отличаются от биотитовых наличием (до 35%) роговой обманки и меньшим (до 10—15%) количеством микроклина и кварца. Кварциты имеют среднезернистую гранобластовую структуру и слабо выраженную параллельную текстуру. Состоят они из кварца (95%), плагноклаза (3—4%) и биотита (1—2%).

Рассматриваемые образования метаморфизованы в амфиболитовой фации. Высокая степень метаморфизма и сходство их состава с туловчихинской свитой раннепротерозойского возраста, широко распространенной к югу от рассматриваемой территории [24, 25], позволяют сопоставлять их в возрастном отношении.

### СРЕДНИИ ПРОТЕРОЗОИ

#### Сюоненская (?) свита ( $PR_{2,3?}$ )

Свита объединяет биотитовые, биотитово-роговообманковые микрогнейсы, кристаллические сланцы и графитистые кровли моры, сохранившиеся в виде разрозненных останцов кровли размером от 0,1 до 8 км<sup>2</sup> среди разновозрастных интрузий. Кристаллические сланцы (биотитово-графитовые, биотитово-кварцевые, двуслюдяные) закартированы в верховье Синели. Останцы микрогнейсов и графитистых мраморов группируются в полосу шириной до 8 км, длиной более 35 км, которая прослеживается в северо-восточном направлении от устья р. Чукачан до р. Майдакан и уходит в бассейн р. Сектагли за пределы района.



## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

### *Мельгинская свита (Р<sub>5m1</sub>)*

Судя по разрозненным обнажениям и деловию, в долине р. Майдакан графитистые мраморы и микрогнейсы переслаиваются. В долине р. Сектагли, где с помощью канав был составлен разрез [26], графитистые мраморы отсутствуют. Это указывает, по-видимому, на то, что мраморы залегают среди микрогнейсов в виде непротяженных линз мощностью до 100 м и более. В долине р. Сектагли в основании разреза свиты залегают роговооманково-биотитовые микрогнейсы (1000 м), которые выше по разрезу сменяются биотитовыми микрогнейсами (1190 м).

Роговооманково-биотитовые микрогнейсы сложены олиго-клас-андезитом (35%), кварцем (20%), микроклином (20%), биотитом (15%), зеленой роговой обманкой (10%) и единичными зернами апатита. Структура их лепидогранобластовая и пойкилобластовая. Текстура линзовидно, либо пятнисто-полосчатая, обусловленная характером распределения темновесных минералов. На фоне мелкозернистой (0,05—0,2 мм) лепидогранобластовой массы наблюдаются (до 10%) более крупные (1—2 мм) порфирокласты олигоклас-андезина, реже кварца и роговой обманки и порфирокласты микроклина размером 0,5—0,8 мм. Биотитовые микрогнейсы в отличие от роговооманково-биотитовых содержат больше микроклина (35—45%), кварца (35—40%), биотита (15—30%). Вместо роговой обманки и апатита в них имеется гранат. Структура лепидогранобластовая, текстура полосчатая. Количество порфирокластов плагиоклаза и микроклина достигает 20%.

Графитистые мраморы обладают гранобластовой структурой и сложены кальцитом (90—95%), графитом (3—5%), а также форстеритом, скаполитом, эпидотом, апатитом, не превышающими в сумме 1—2%.

Биотитово-графитовые сланцы имеют серую и темно-серую окраску со слабым розовым оттенком, обусловленным ороговкованием. Структура их лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, плотная. Состав биотитово-графитовые сланцы из мельчайших (от 0,05 до 0,2 мм) зерен кварца (20%), биотита (20%), графита (45%), калиевого полевого шпата (15%); в качестве примеси встречается гранат. Двуслюдные сланцы светло-серые. Они сложены кварцем (50—60%), биотитом (20%) и мусковитом (10—15%). Биотитово-кварцевые сланцы более массивные, чем вышеописанные. В них больше (до 80%) кварца и отсутствуют мусковит.

Мощность свиты оценивается в 2190 м. Степень метаморфизма пород, слагающих ее, более низкая, чем в породах амурской серии нижнего протерозоя, и более высокая, чем в породах хинганской серии верхнего протерозоя-кембрия. Это обстоятельство, а также наличие графитосодержащих разновидностей пород позволяет сопоставлять описываемые отложения условно с союзненской свитой среднего протерозоя.

Свита представляется белыми и светло-серыми мраморизованными известняками, закартирована на площади около 1 км<sup>2</sup> в олушненном тектоническом блоке в верховье Мальмалты. Сохранившаяся мощность свиты, подсчитанная графическим путем, около 270 м. Судя по имеющимся замерам элементов залегания, известняки простираются в северо-восточном направлении в бассейне р. Ниж. Мельгин, где за пределами листа используются большим распространением и объединены в мельгинскую свиту позднепротерозойского возраста [4].

### МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

#### Нижний отдел

#### *Пярковская свита (К<sub>1рб</sub>)*

Свита сложена андезитами, андезито-базальтами, базальтами, долеритами их туфами, лавобрекчиями, туфогенными и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Распространена свита вблизи западной границы территории по восточной окраине Амуро-Зейской впадины на двух изолированных друг от друга участках.

Наиболее низкие горизонты свиты, представленные темно- и зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, мощностью до 3 м, и голубовато-серыми каолинсодержащими песками в верхах разреза, установлены В. И. Малыгиным [20] в скв. 102 на глубине 18 м от поверхности под чехлом неоген-нижнечетвертичных отложений. Мощность свиты, вскрытая скважиной, составляет 163 м. До фундамента впадины скв. 102 не дошла. Поэтому полная мощность нижней части пярковской свиты и подстилающие ее породы здесь неизвестны.

Более высокие горизонты пярковской свиты, сложенные преимущественно эффузивами, закартированы В. А. Евтушенко [14] в юго-западной части территории. Здесь они несогласно перекрывают разновозрастные гранитоиды, слагающие борту Амуро-Зейской впадины. Вулканогенная толща подстилается туфогенными породами: туфогенными и аркозовыми песчаниками, реже туфогенными конгломератами и алевролитами. Мощность их на левобережье Буреи равна 45 м, а далее на запад к центру впадины, по данным В. А. Евтушенко [14], постепенно увеличивается до 95 м и более\*. Выше их по разрезу в окрест-

\* Скв. 20 [14], пройденная в 4,5 км западнее границы листа, в бассейне р. Мал. Симичи из терригенных образований не вышла.

поясах д. Бахареве и на левобережье р. Буреи лежит пачка (15 м) псефитовых туфов среднего состава, которые перекрыты потоком (60 м) базальтов и долеритов. Разрез свиты здесь венчается пачкой (150—160 м) переслаивающихся (через 40—60 м) андезитов и их туфов.

В бассейне р. Симичи строение вулканогенной толщи несколько иное. Здесь на терригенных породах залегает поток (100 м) андезитов и андезито-базальтов и их лавобрекчий, который перекрыт пачкой (110 м) туфов среднего состава, содержащих маломощные (1—2 м) потоки андезитов и прослой туфогенных песчаников. Разрез свиты венчается пачкой (55 м) андезито-базальтов и туфов среднего состава. Мощность верхней части поярковской свиты колеблется от 280 м на левобережье Буреи до 460 м и более на ее правобережье. Обшая мощность вскрытой части поярковской свиты на территории оценивается в 620 м.

Базальты — темно-серые до черных афировые или порфировые породы. Структура их интерсертальная, реже гиалопидитовая или порфировая с интерсертальной структурой основной массы. Состоят они из лабрадора № 55—65 (40—60%), авгита (15—30%) и вулканического стекла (20—30%), почти нацело хлоритизированного, карбонатизированного. Из вторичных минералов в породе, кроме хлорита и карбоната, отмечаются альбит, эпидот, гидробитит. Акцессорные минералы — магнетит и апатит. Долериты в отличие от базальтов имеют долеритовую структуру.

Андезито-базальты обладают мелкопорфировой или серийно-порфировой структурой. Основная масса породы пилотакситовая, реже гиалопидитовая. Порфиромы выделения размером до 3 мм представлены лабрадором № 47—50 (10—15%) и авгитом (5%). Комплекс акцессорных и вторичных минералов тот же, что и в базальтах.

Андезиты — серые, зеленовато-серые флюидальные, часто миндалекаменные породы с порфировой или серийно-порфировой структурой, с пилотакситовой, гиалопидитовой или витрофиновой структурами основной массы. Порфиромы выделения размером 1—3 мм представлены андезитом № 45—48, авгитом и роговой обманкой. Акцессорные минералы — магнетит, апатит. Вторичные минералы — карбонат, хлорит, эпидот, серицит, альбит, кварц.

Эффузивы поярковской свиты (табл. 2) пересыщены алюминием. Они относятся к классу пород слегка насыщенных (долериты, базальты), насыщенных (андезито-базальты) и слабо пересыщенных (андезиты) кремнеземом; к группе пород, умеренно богатых ( $\frac{d}{c} = 2,1$ ) и бедных ( $\frac{d}{c} = 1,5$ ) щелочами. Натрий в них обычно преобладает над калием.

Среди песчаников выделяются аркозовые и туфогенные разности. Аркозовые песчаники состоят из слабо окатанной дрессы гранитов, спемантированной алевроито-глинистым материалом. Структура породы псаммитовая или псефито-псаммитовая с базальным цементом.

Туфогенные песчаники — желтовато- или зеленовато-серые слоистые породы с псаммитовой структурой и базальным цементом. Они состоят из зерен кварца и полевых шпатов (30—40%) размером от 0,5 до 1 и реже 2—3 мм, погруженных в глинистый цемент с примесью пеллового материала и обугленного растительного детрита (до 5%). Туфогенные конгломераты состоят из гальки гранитоидов, андезитов размером 5—10 см (20—30%); цемент туфогенно-песчанистый.

Туфы среднего состава — зеленовато-серые, желтовато-зеленые, обычно слоистые породы. Они состоят из обломков гранитоидов, вулканитов и обломков кристаллов. Размер обломков пород колеблется от долей миллиметра до 5—10 см, а обломков кристаллов — до 1—2 мм. Среди туфов выделяются литокластические, кристаллокластические и смешанные разности; по размеру обломочного материала — алевроитовые, псаммитовые, псефитовые. Связующая масса туфов почти полностью замещена вторичными минералами: карбонатом, хлоритом, кварцем, каолинитом, гидрослюдами, эпидотом, серицитом, альбитом, а местами пиритизирована и лимонитизирована.

В 15 пробах аргиллитов и алевролитов, равномерно отобраных по разрезу свиты в скв. 102, Д. И. Лукашовой обнаружен богатый спорово-пыльцевой спектр, характеризующийся полным отсутствием покрытосеменных растений и преобладанием пыльцы голосеменных (62—89%) над спорами. Характерным для комплекса является содержание пыльцы семейства *Ripidae* с родами *Riccia*, *Ripus* s/sg *Narboxylon*, *Ripus* s/sg *Diploxyton*, *Sedrus*. Во всех пробах в значительном количестве присутствует пыльца семейства *Rododactylaceae* и *Ginkgoaceae*, реже *Taxodiaceae*. Из спор в значительном количестве имеются *Osmiindaceae*, *Polyradiaceae*, *Gleicheniaceae*, *Leiotriletes*. Реже встречаются споры схизейных с родами *Shizasa*, *Anemia*, *Peletiera*, *Lugodinium*, *Sicotrissosporites drogulusus*. Анализ полученного спектра позволил Д. И. Лукашовой провести аналогию со спектрами поярковской свиты раннемеолового возраста.

Несколько сходный спорово-пыльцевой спектр был получен А. Р. Боковой из туфогенных алевроитистых песчаников, подстилающих вулканиты и вскрытых скв. 20 [14] в верховьях р. Мал. Симичи. В отличие от вышеописанного спорово-пыльцевого спектра здесь среди спор резко преобладает по количеству видов семейство схизейных, представленное родами *Sicotrissosporites drogulusus*, *Anemia*, *Lugodinium*, в группе голосеменных растений чаще встречается пыльца семейства *Taxodiaceae*, реже *Ginkgoaceae*, *Succadaeae*. По мнению А. Р. Боковой, этот споро-

## РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКИХ

№ образцов	Породы	Индекс на карте	Содержание,			
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	3105 Андезит	αK <sub>2</sub>	57,94	1,11	17,67	3,50
2	К-99 Умеренно сплещинный пр-нимбриг трахита	λK <sub>2</sub>	68,50	0,53	15,34	2,43
3	2203* Граносенит-порфир	μ <sup>γ</sup> ε <sup>γ</sup> κ <sub>2</sub>	68,47	0,51	16,85	1,54
4	2161* Андезито-дацит	μ <sub>α</sub> ε <sub>1</sub> K <sub>1</sub>	58,34	0,89	19,50	2,06
5	ш-311* Долерит	K <sub>1</sub> pk	46,28	2,75	17,15	5,94
6	1329* Андезит	K <sub>1</sub> pk	55,56	1,09	17,39	2,01
7	237* Андезито-базальт	K <sub>1</sub> pk	53,73	1,14	18,19	3,49
8	933 Гранит лейкократовый, среднезернистый	γ <sub>2</sub> J	73,79	0,20	14,11	0,71
9	6124 То же	γ <sub>2</sub> J	75,91	0,17	12,90	0,43
10	242 "	γ <sub>2</sub> J	75,94	0,19	12,66	0,80
11	214 Гранит роговообманково-биотитовый среднезернистый	γ <sub>1</sub> J	71,14	0,69	13,21	1,80
12	312 Гранодиорит роговообманково-биотитовый среднезернистый	γ <sub>1</sub> J	61,78	1,06	17,26	1,86
13	6859 Гранодиорит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> J	66,70	0,67	16,03	1,10
14	267-2 Гранит лейкократовый, мелкозернистый	γ <sub>2</sub> T	73,63	0,14	14,30	0,92
15	253-1 Гранит лейкократовый, мелкозернистый	γ <sub>2</sub> T	75,44	0,12	12,80	0,35
16	2109 Гранит аляскитовый мелкозернистый	γ <sub>2</sub> T	77,89	0,08	11,35	0,49

## АНАЛИЗОВ ГОРНЫХ ПОРОД

вес. %

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
3,00	0,09	3,20	6,75	3,44	2,34	0,35	0,01	0,00	0,15	99,55	0,00
0,77	0,04	0,81	0,87	4,39	4,76	0,12	0,01	0,19	0,92	99,68	0,00
0,60	0,02	0,45	1,08	4,87	4,14	0,09	0,00	0,08	0,80	99,50	0,00
1,97	0,06	1,53	4,10	4,04	2,24	0,24	0,02	1,58	3,15	99,72	0,00
5,54	0,20	2,80	7,82	3,03	3,49	0,75	0,00	2,38	2,35	100,48	0,00
4,26	0,14	2,05	6,13	3,38	1,84	0,34	1,84	1,74	2,50	100,27	0,00
3,59	0,15	1,74	8,26	3,62	1,60	0,44	1,48	0,91	1,43	99,77	0,00
0,66	0,04	0,46	1,17	3,76	4,86	0,07	0,01	0,00	0,44	100,28	0,00
0,50	0,02	0,50	0,90	3,48	4,60	0,01	0,01	0,00	0,11	99,54	0,00
0,70	0,03	0,53	1,07	3,50	4,16	0,07	0,01	0,00	0,10	99,76	0,00
1,32	0,03	1,01	2,78	3,44	3,92	0,19	0,00	0,06	0,18	99,77	0,00
2,90	0,06	2,18	5,06	4,20	2,72	0,24	0,01	0,08	0,25	99,66	0,00
1,91	0,05	1,99	3,46	4,00	3,16	0,27	0,01	0,10	0,40	99,85	0,00
0,65	0,02	0,31	0,99	3,20	6,14	0,04	0,01	0,00	0,17	100,52	0,00
0,79	0,04	0,09	1,35	3,60	5,00	0,04	0,02	0,00	0,40	100,04	0,00
0,28	0,04	0,33	0,30	2,14	6,50	0,05	0,02	0,13	0,13	99,73	0,00

№ образ-ца	Породы	Надпись на карте	Содержание,				вс. %												
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	
17	3095	Гранит аляскитовый, гнейсовидный, мелкозернистый	γ <sub>2</sub> T	76,75	0,12	12,86	0,51	0,32	0,01	0,13	0,43	3,36	5,24	0,03	0,00	0,00	0,24	100,00	0,00
18	6704	Гранит аляскитовый мелкозернистый	γ <sub>2</sub> T	76,26	0,19	12,65	0,47	0,68	0,03	0,58	1,18	3,12	4,44	0,10	0,00	0,00	0,28	99,98	0,00
19	299	Гранит лейкократовый, гнейсовидный	γ <sub>2</sub> T	75,88	0,10	12,70	0,48	0,63	0,01	0,27	0,67	4,12	4,92	0,07	0,01	0,08	0,02	99,96	0,00
20	5059	Гранит аляскитовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> T	76,63	0,12	13,08	0,22	0,49	0,04	0,26	0,75	3,68	4,86	0,02	0,00	0,00	0,19	100,34	0,00
21	251-1	Гранит лейкократовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> T	75,13	0,17	13,55	0,24	0,97	0,06	0,10	1,50	3,68	4,40	0,03	0,05	0,00	0,32	100,20	0,00
22	6216	Гранит биотитовый среднезернистый	γ <sub>2</sub> PZ <sub>3</sub>	67,28	0,59	16,64	1,07	1,69	0,04	1,12	3,21	4,00	3,58	0,25	0,01	0,00	0,22	99,70	0,00
23	5	Гранит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> PZ <sub>3</sub>	73,88	0,36	13,44	1,16	1,42	0,06	0,69	2,06	2,67	3,35	0,16	0,02	0,09	0,32	99,68	0,00
24	6758	Гранодиорит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	γ <sub>1</sub> PZ <sub>3</sub>	61,55	0,87	17,91	4,62	0,73	0,05	1,57	4,53	3,90	3,19	0,17	0,01	0,00	0,49	99,59	0,00
25	6195	Гранит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	γ <sub>1</sub> PZ <sub>3</sub>	71,32	0,41	14,61	0,62	1,90	0,03	0,77	1,74	3,93	4,24	0,06	0,01	0,00	0,07	99,71	0,00
26	6203	Кварцевый диорит	γ <sub>0</sub> PZ <sub>3</sub>	61,92	0,97	17,38	1,74	2,87	0,07	2,67	5,24	4,10	2,00	0,36	0,00	1,00	0,45	100,77	0,00
27	6800	Гранодиорит биотитовый, мелкозернистый	γ <sub>0</sub> PZ <sub>1-2</sub>	65,46	0,77	17,12	0,98	2,81	0,03	1,39	3,58	4,88	3,00	0,14	0,01	0,00	0,44	100,11	0,00
28	106-1	Гранит биотитовый, мелкозернистый	γPZ <sub>1-2</sub>	68,92	0,44	14,54	1,77	1,80	0,06	0,85	1,83	4,02	4,83	0,15	0,02	0,06	0,31	99,60	0,00
29	к-62	Габбро роговообманковое	γPZ <sub>1</sub>	46,22	1,92	17,66	6,23	6,87	0,12	5,82	9,25	3,12	0,74	0,22	0,32	0,27	0,86	99,62	0,00
30	6801	Габбро пироксен-роговообманковое	γPZ <sub>1</sub>	41,35	2,08	16,59	9,37	6,97	0,13	7,26	12,88	1,40	0,32	0,11	0,83	0,20	0,86	100,35	0,00

№ образцов	Породы	Числовые					Характеристики (по А. Н. Заварицкому)											
		a	c	c'	b		s	a'	c'	f'	m'	n'	n	t	φ	$\frac{a}{c}$	Q	$\frac{N}{A}$
1	Андезит	11,3	6,5	0,0	13,6		68,6	0,0	14,1	44,9	41,0	0,0	69,1	1,4	22,7	1,7	8,2	0,37
2	Умеренно спекшился игнимбрит трахи-дацита	16,2	1,0	0,0	6,0		76,8	30,6	0,0	46,8	22,6	0,0	58,4	0,6	34,2	15,6	20,0	0,71
3	Граноскецит-порфир	16,4	1,3	0,0	5,8		76,6	54,6	0,0	32,4	13,0	0,0	64,1	0,6	22,4	12,7	19,2	0,65
4	Андезит-дацит	12,9	5,3	0,0	10,9		71,0	38,9	0,0	35,9	25,2	0,0	75,3	1,1	17,2	2,4	11,0	0,39
5	Долерит	12,8	6,1	0,0	21,0		60,1	0,0	20,3	54,9	0,0	56,9	4,3	26,5	2,1	11,6	11,6	0,37
6	Андезит	11,1	7,2	0,0	11,2		70,4	0,0	8,5	57,6	33,9	0,0	73,6	1,5	16,8	1,5	5,0	0,36
7	Андезит-базальт	11,2	7,7	0,0	13,6		67,5	0,0	24,2	52,3	23,6	0,0	77,5	1,6	23,9	1,5	5,0	0,36
8	Гранит лейкократовый, среднезернистый	14,8	1,4	0,0	2,7		81,1	26,1	0,0	45,8	28,1	0,0	54,0	0,2	21,9	10,8	31,3	0,70
9	Гранит лейкократовый, среднезернистый	13,7	1,1	0,0	2,4		82,9	30,7	0,0	35,0	34,4	0,0	53,5	0,2	14,9	13,1	37,2	0,72
10	Гранит лейкократовый, среднезернистый	13,2	1,2	0,0	2,8		82,8	21,2	0,0	47,7	31,1	0,0	56,1	0,2	23,7	10,5	38,1	0,71
11	Гранит, роговообманково-биотитовый среднезернистый	12,9	2,2	0,0	5,6		79,4	0,0	20,5	49,5	30,0	0,0	57,1	0,7	27,0	6,0	30,7	0,63
12	Гранодиорит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	13,4	5,0	0,0	9,4		72,2	0,0	12,9	47,3	39,8	0,0	70,1	1,3	17,0	2,7	12,5	0,48
13	Гранодиорит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	13,4	4,0	0,0	6,3		76,3	0,0	2,7	44,2	53,1	0,0	65,8	0,7	14,8	3,3	21,8	0,52
14	Гранит лейкократовый, мелкозернистый	15,4	1,2	0,0	2,6		80,8	29,0	0,0	51,9	19,1	0,0	44,2	0,1	28,7	13,2	29,7	0,69
15	Гранит лейкократовый, мелкозернистый	14,6	0,9	0,0	1,8		82,6	0,0	34,7	57,3	8,0	0,0	52,5	0,1	15,8	15,4	35,1	0,80
16	Гранит аляскитовый, мелкозернистый	13,5	0,3	0,0	1,5		84,6	20,8	0,0	44,7	34,5	0,0	33,3	0,1	25,9	38,7	41,9	0,82
17	Гранит аляскитовый, гнейсовидный, мелкозернистый	14,3	0,5	0,0	2,0		83,2	54,9	0,0	34,8	10,2	0,0	49,4	0,1	20,3	28,6	37,3	0,77
18	Гранит аляскитовый, мелкозернистый	12,7	1,4	0,8	2,7		83,2	27,1	0,0	38,1	34,8	0,0	31,6	0,2	14,2	9,3	39,5	0,65
19	Гранит лейкократовый, гнейсовидный	15,5	0,4	0,0	1,8		82,4	0,0	21,9	53,9	24,2	0,0	56,0	0,1	21,7	40,3	33,4	0,92
20	Гранит аляскитовый, среднезернистый	14,4	0,9	0,0	1,6		83,1	32,5	0,0	41,3	26,3	0,0	53,5	0,1	11,2	16,6	36,5	0,77
21	Гранит лейкократовый, среднезернистый	14,0	1,8	0,0	1,3		82,9	1,0	0,0	86,6	12,4	0,0	56,0	0,2	15,0	7,9	35,9	0,69
22	Гранит биотитовый, среднезернистый	14,0	3,9	0,0	4,9		77,1	9,6	0,0	51,9	38,5	0,0	62,9	0,7	18,6	3,6	22,3	0,52
23	Гранит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	10,4	2,4	0,0	5,6		81,6	38,7	0,0	41,2	20,1	0,0	54,8	0,4	17,1	4,3	39,9	0,45
24	Гранодиорит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	13,7	5,6	0,0	7,7		73,1	0,0	1,7	62,7	35,6	0,0	65,0	1,1	52,8	2,5	13,2	0,44
25	Гранит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	14,4	2,1	0,0	4,1		79,4	12,7	0,0	56,3	31,1	0,0	58,5	0,4	12,6	7,0	27,9	0,64
26	Кварцевый диорит	12,1	5,8	0,0	9,7		72,4	0,0	7,4	45,0	47,6	0,0	75,7	1,2	15,7	2,1	14,8	0,44
27	Гранодиорит биотитовый, мелкозернистый	14,1	4,4	0,0	6,1		75,4	3,6	0,0	57,9	38,5	0,0	68,9	0,9	13,7	3,2	18,3	0,52
28	Гранит биотитовый, мелкозернистый	15,6	1,8	0,0	5,1		77,5	0,0	8,1	63,8	28,0	0,0	55,8	0,5	29,5	8,8	22,1	0,71
29	Гранит роговообманково-биотитовый	8,3	8,3	0,0	26,5		56,9	0,0	13,5	47,4	39,1	0,0	86,5	3,0	21,1	1,0	11,1	0,30
30	Габбро пироксен-роговообманково-биотитовый	3,7	9,8	0,0	35,1		51,3	0,0	19,0	44,2	36,8	0,0	86,9	3,6	24,0	0,4	14,6	0,14

Примечания. 1. Образцы со звездочкой из коллекции В. А. Егущенко

$$N = \frac{Na_2O}{Al_2O_3 + K_2O} \text{ коэффициент алитности}$$



ТАБЛИЦА АБСОЛЮТНЫХ ВОЗРАСТОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Возраст пород	Фаза	№ проб	Название породы	Индекс на карте	Результаты опробований									
					по валовому составу				по биотиту					
					возраст, млн. лет	K, %	Ar <sup>40</sup> 10 <sup>-9</sup> , г/г	Ar <sup>40</sup> K <sup>40</sup>	возраст, млн. лет	K, %	Ar <sup>40</sup> 10 <sup>-9</sup> , г/г	Ar <sup>40</sup> K <sup>40</sup>		
Меловые		3104	Андезит	αK <sub>2</sub>	90 92	91±1	2,75	17,1 17,55	0,0051 0,00523	—	—	—	—	
		3105	Андезит	αK <sub>2</sub>	88		1,91	11,65	0,005	—	—	—	—	
		к-99	Умеренно спекшийся илгмбрил трахидацита	λK <sub>2</sub>	100 109	104,5±4,5	3,67	25,5 27,8	0,0057 0,0062	—	—	—	—	
		2203*	Кварцевый сие-нит-порфир	μγξπK <sub>2</sub>	108		3,67	27,99	0,0062	—	—	—	—	
		1216-2*	Кварцевый сие-нит-порфир	μγξπK <sub>2</sub>	87		4,78	28,9	0,00495	—	—	—	—	
Скпе	II	933	Гранит лейкократовый, среднезернистый	γ <sub>2</sub> J	159		3,90	43,8	0,0092	146	6,26	65,0	0,0085	
		6124	То же	γ <sub>2</sub> J	119 122	120,5±1,5	3,54	29,7 30,2	0,0068 0,007	152	6,27	67,5	0,00883	
Юр	I	242	" "	γ <sub>2</sub> J	138		3,98	38,8	0,008	172 188	180±8	6,51	79,4 87,4	0,01 0,011
		214	Гранит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> J	142 152	147±5	2,90	29,4 31,4	0,0083 0,0088	188	7,04	94,6	0,011	
		312	Гранодиорит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> J	184		2,02	26,7	0,00108	180 186	183±3	6,57	84,2 86,8	0,0105 0,0108
		1546	Гранит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> J	200		2,89	41,9	0,0119	—	—	—	—	
		6589	Гранодиорит роговообманково-биотитовый, среднезернистый	γ <sub>1</sub> J	105 99,5	100±5	3,90	28,6 26,0	0,006 0,00545	160	6,04	68,4	0,00927	
Триасовые	II	253-1	Гранит лейкократовый, мелкозернистый	γ <sub>2</sub> T	104 110	107±3	3,95	28,48 30,5	0,0059 0,0063	232	6,64	111,2	0,0138	
		267-1	То же	γ <sub>2</sub> T	137 121	129±8	4,03	38,85 34,00	0,0079 0,0069	233	6,64	112,0	0,0139	

Возраст пород	Фаза	№ проб	Название породы	Индекс на карте	Результаты опробований									
					по валовому составу				по биотиту					
					возраст млн. лет	K, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10 <sup>-9</sup> , г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	возраст, млн. лет	K, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10 <sup>-9</sup> , г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$		
совые	II	267-2	Гранит лейкокра- товый мелкозер- нистый	$\gamma_2T$	114 103	108,5±5,5	3,55	27,5 25,3	0,00642 0,00586	230 233	231,5±1,5	6,64	110,0 113,0	0,0136 0,0139
		703	Гранит биотито- вый, мелкозер- нистый, катакла- зированный	$\gamma_2T$	138 130	134±4	3,43	33,4 31,3	0,008 0,0075	—	—	—	—	—
		2109	Гранит аляскито- вый, мелкозер- нистый	$\gamma_2T$	155		3,89	42,5	0,009	—	—	—	—	—
		3095	Гранит аляски- товый, гнейсовид- ный, мелкозерни- стый	$\gamma_2T$	81		4,13	23,15	0,0046	—	—	—	—	—
		5064	Гранит лейкокра- товый, мелкозер- нистый	$\gamma_2T$	119		3,32	2,75	0,0068	236 219	227,5±8,5	6,17	105,0 93,3	0,014 0,0129
		6704	Гранит аляскито- вый, мелкозерни- стый	$\gamma_2T$	163		3,47	39,8	0,0094	220		6,64	105,1	0,0013

Триа	I	251-1	Гранит лейкокра- товый, средне- зернистый	$\gamma_1T$	64 77	70,5±6,5	4,12	180,8 22,2	0,0036 0,0044	220 233	226,5±6,5	6,64	105,0 113,0	0,013 0,0139
		299	Гранит лейкокра- товый, гнейсовид- ный	$\gamma_1T$	213		4,32	62,0	0,0126	—	—	—	—	—
		5059	Гранит аляскито- вый, среднезер- нистый	$\gamma_1T$	144 142	143±1	4,98	50,7 49,5	0,00835 0,00825	220		4,71	74,6	0,013
Позднепалеозойские	III	6216	Гранит биотитовый, среднезерни- стый	$\gamma_2PZ_3$	74 86	80±6	2,66	13,55	0,0042 0,0049	278		6,41	130,0	0,0167
		5036	Гранит биотитовый, порфириовидный	$\gamma_2PZ_3$	151		3,32	34,60	0,00855	204 192	198±6	6,64	97,0 91,3	0,012 0,0113



Возраст пород	Фаза	№ проб	Название породы	Индекс на карте	Результаты опробований								
					по валовому составу				по биотиту				
					Возраст млн. лет	K, %	Ar <sup>40</sup> , 10 <sup>-9</sup> , г/г	Ar <sup>40</sup> /K <sup>40</sup>	возраст, млн. лет	K, %	Ar <sup>40</sup> , 10 <sup>-9</sup> , г/г	Ar <sup>40</sup> /K <sup>40</sup>	
палеозойские	III	7440	Гранодиорит биотитовый, порфиоровидный	γ <sub>2</sub> PZ <sub>3</sub>	—	—	—	—	274 204	239±35	7,97	159,1 118,5	0,0164 0,012
		6888	Гранит биотитовый, порфиоровидный катаклазированный	γ <sub>2</sub> PZ <sub>3</sub>	—	—	—	—	218		7,37	116,0	0,129
		6216-1	Гранит биотитовый, среднезернистый	γ <sub>2</sub> PZ <sub>3</sub>	—	—	—	—	278 206	242±36	6,41	130,0	0,0167 0,0121
	II	5	Гранит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	γ <sub>1</sub> PZ <sub>3</sub>	171	3,69	40,47	0,0099	236 230	233±3	7,00	119,0 117,2	0,014 0,137
		6195	Гранит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	γ <sub>1</sub> PZ <sub>3</sub>	83 95	89±6	3,47	20,1 23,0	0,00475 0,0545	156	6,51	71,8	0,00904

Поздние	I	6758	Гранодиорит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	γ <sub>1</sub> PZ <sub>3</sub>	188	2,87	38,7	0,011	252	4,46	81,5	0,015	
		5060-1	Гранит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый	γPZ <sub>3</sub>	85 96	90,5±5,5	3,54	20,92 23,7	0,00455 0,0055	138	6,64	64,4	0,00795
		6203	Кварцевый диорит	γδPZ <sub>3</sub>	80	3,39	19,2	0,00465	234 274	254±20	5,91	100,0 199,5	0,0138 0,0165
Ранне-среднепалеозойские		106-1	Гранит биотитовый, мелкозернистый	γPZ <sub>1-2</sub> ?	205	3,41	50,5	0,00121	—	—	—	—	
		6800	Гранодиорит биотитовый, мелкозернистый	γPZ <sub>1-2</sub> ?	196	1,32	18,7	0,0116	207	5,71	85,0	0,0122	
Раннепалеозойские		к-62	Габбро роговообманковое	γPZ <sub>1</sub> ?	196	0,90	12,5	0,0115	—	—	—	—	

летающими стратиграфически выше андезитов. Подобное взаимношение рассматриваемых пород в бассейне Симичи было установлено и В. А. Евтушенко [14].

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

### Миоцен

Коры выветривания (N) сохранились только на небольших (0,1—4 км<sup>2</sup>) по площади участках на плоских водоразделах, сложенных гранитоидами, в верховьях Бол. Горбыли, Ташины, правого притока р. Малмальты и в междуречье Дегдяжа — Гонгор.

К настоящему времени сохранились только древеснистые коры выветривания. Мощность их более 5 м. Глубже 1—1,5 м дресва сохраняет обычно структуру гранитондов. С поверхности коры перекрыты буровато-желтыми покровными глинами и су-глинками мощностью от 0,6 до 1,2 м. Полная мощность дресва-нистой коры на территории неизвестна. На смежном с юга листе М-52-ХХIII [24] мощность дресва-нистой коры более 15 м. Формирование их происходило, по-видимому, в неогене в условиях относительно тектонического покоя. Не исключено, что образование кор выветривания на юге Буренского массива началось ранее и происходит в ряде мест и по настоящее время.

### Сазанковская (?) свита (N<sub>1s2</sub>)

Свита сложена галечниками, иногда с примесью валунов, разнотерристыми песками с линзами и прослоями глин. Эти отложения совместно с перекрывающей их белогорской свитой в виде разрозненных участков площадью от 0,5 до 12 км<sup>2</sup> прослеживаются от западной границы листа на восток далеко за его пределы, тяготея к долине р. Бурей. Они тем самым указывают на направление древней реки в миоценовое и плиоцен-ранне-четвертичное время.

По генетическим признакам сазанковская (?) свита представлена отложениями пойм, русел рек и частично временных потоков у западной границы листа, в бассейне рр. Мал. и Бол. Горбыль, сазанковская (?) свита слагает водораздельные пространства, выполняющая восточную окраину Ромненского прогиба Амура-Зейской впадины [20]. На этом участке она вскрыта скв. 101 и 102. В пределах впадины рассматриваемые отложения лежат с разрывом на покровковой свите и толще андезитов на остальной территории листа М-52-ХVII — на разновозрастных гранитоидах. Подошва свиты залегает на различных гипсометрических уровнях, что связано, по-видимому, с общим наклонном территории на запад в сторону Амура-Зейской впадины.

В пределах Ромненского прогиба, судя по скв. 101 и 102, подошва сазанковской (?) свиты расположена на 233 и 215 м, на левобережье р. Бол. Горбыль и в междуречье Бол. и Мал. Горбыли ей соответствуют абсолютные отметки 270—280 м. Базальные слои свиты (40—50 м) на этих участках сложены крупнотерристыми ожелезненными песками с гравием (до 20%) и редкой галькой гранитоидов. Стратиграфически выше залегают мелко- и среднетерристые, обычно неравномернозернистые пески желтовато- или светло-серые, мощностью 12—20 м. Общая мощность свиты на этом участке около 76 м — максимальная в районе. Для песков на этом участке характерна линзовидно-параллельная слоистость. Косая слоистость встречается редко в маломощных (до 0,5 м) прослоях, имеющих бурую или желтоватобурую окраску. В песках иногда наблюдаются маломощные (0,2—0,3 м) прослои и линзы светло-серых жирных глин. В нижних частях разреза пески заметно уплотнены.

Далее на восток от Ромненского прогиба, в междуречье Бол. Горбыль, Чугды и Ташина, расположен выделенный автором Ташинский прогиб субмеридионального направления, выполняемый миоценовыми и плиоцен-нижнечетвертичными отложениями шириной от 3 до 8 км. Протягивается он почти от пос. Чугды на юге до северной границы листа. От Ромненского прогиба он отделен поднятием, сложным разновозрастными гранитоидами. Подошва сазанковской (?) свиты здесь совпадает с абсолютными отметками 265—270 м.

На левобережье Ташины базальные слои свиты представлены песчано-равнинными отложениями с примесью мелкой и средней гальки. Далее на юг, в верховьях Чугды, в основании свиты на гранитоидах залегают уже средние галечники, а в южной части Ташинского прогиба — средние и крупные галечники с примесью валунов. На этом участке галечники (10—17 м) выше по разрезу переходят в разнотерристые, преимущественно серые и светло-серые, обычно каолинсодержащие пески с примесью гравия и гальки. Мощность отложений колеблется от 17—23 м на юге прогиба до 40 м на севере.

Пески в Ташинском прогибе повсеместно отчетливо косслоистые. Грубозернистый характер базальных слоев сазанковской (?) свиты в общих чертах сохраняется и далее на восток вдоль долины Бурей. Абсолютная отметка подошвы свиты у восточной границы листа равна 280 м. В пределах Ташинского прогиба и вдоль р. Бурей распространены преимущественно русловые фации древнего аллювия.

Гранулометрический анализ двух проб галечников (по 200 штук в каждой) с юга Ташинского прогиба показал, что галька и валуны хорошо окатаны (III класс). Форма их округлая или слегка удлиненная и слегка уплощенная. Преобладают (до 37%) крупные (6—10 см) и мелкие (2—3 см) гальки, на долю средних галек (4—5 см) приходится 20%, валунов — 6%. Сло-

жены они кварцем (30—50%), средними и кислотными вулканитами (25—30%), гранитоидами (10—35%), а также габброидами, гнейсами, роговиками, кремнями (5—10%). Гранитоидами чаще сложены валуны и крупные гальки, вулканитами — средние и мелкие, а кварцем — мелкие. Характерно, что гальки гранитоидов (кроме мелкозернистых) часто интенсивно разрушены.

Проловиально-аллювиальные отложения, связанные с деятельностью временных потоков, наблюдались только в верховье Ташины, на водоразделе ее с р. Матльмалтой, у подножия хребта, служашего водоразделом рр. Ниж. Мельгин, Матльмалта, Ташина. Представлены они в значительной мере уплотненными галечниками с примесью валунов и глыб размером до 0,4 м. Степень окатанности валунов и галек неодинакова (II и III классы), форма их округлая, слегка удлиненная и угловатая. Состоят они из катаклазированных биотитовых крупнозернистых гранодиоритов, бластомионитов, лейкократовых среднезернистых гранитов, мелкозернистых гранитов, аддитов, перматитов кварца, габброидов, т. е. пород, которые слатают в настоящее время хребет, у подножия которого описываемые отложения расположены. В галечниках наблюдаются линзы и прослои белесых и бурых глин мощностью 0,2—1 м. Гальки гранодиоритов и среднезернистых гранитов, перматитов часто сильно разрушены. Мощность проловиально-аллювиальных отложений составляет 20 м.

Среди песков сазанковской (?) свиты преобладают алевро-глистые и мелкозернистые, сравнительно равномернозернистые разновидности. Глинистая составляющая в них является каолинитовой. По минералогическому составу они полевошпатово-кварцевые. В песках из русловых и пойменных фаций постоянно присутствуют касситерит, циркон, рутил, анатаз, лейкоксен, ильменит, ставролит, гранат, монацит, эпидот, сфен, корунд, шпинель, ксенотим, часто встречаются хромит и торит, почти отсутствуют магнетит. В проловиально-аллювиальных песках нет касситерита, рутила и анатаза встречаются спорадически, нет ставролита, очень мало турмалина и корунда. В них отмечаются лимонит (до 30%), гематит (до 60%), отсутствующие в песках других генетических типов и магнетит (50%).

Органические остатки в расквартриваемых отложениях на территории не установлены. В. И. Мельгин [20] при углепесковых работах в восточной части Амуро-Зейской впадины в одном случае (скв. 101) относил эти отложения к верхнему пагану, в другом (скв. 102) — к белогорской свите, а П. А. Сушков [30] считает их песками надугольного горизонта кивдинской свиты. Отсутствие диатенезированных пород в древнем аллювии исключает принадлежность их к паганской или кивдинской свитам. В то же время залегание данных отложений в низах покровного аллювия, несогласное перекрытие их белогорской свитой, интенсивная выветренность с образованием каолина да-

ют основание условно выделить их в сазанковскую свиту. В пользу этого предположения свидетельствует также спорово-пыльцевой спектр, установленный А. Р. Бокковой в пробе глины из скв. 251, залегавших, по мнению В. А. Евтушенко [14], в верховье р. Мал. Симичи (в 5 км на запад от границы листа М-52-ХVII) в основании расквартриваемых отложений.

## НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

### Плиоцен-нижнечетвертичные отложения

#### Белогорская свита ( $N_2+Q_1b$ )

Свита объединяет разнозернистые косослоистые пески с примесью гравия и гальки, венчающие толщу древнего аллювия. Она несогласно, в виде чехла, перекрывает все более древние образования, включая сазанковскую (?) свиту. Подосва свиты залегает на абсолютных отметках 290—300 м практически горизонтально с едва заметным уклоном в сторону Амуро-Зейской впадины. Свита отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках по наличию уступа в ее основании, характеру расчлененности и другим признакам.

Строение белогорской свиты с помощью горных работ изучено в различных частях территории и в карьерах вдоль лесовозной дороги Чуегда — Нижний Мельгин. Вскрыта она также скв. 101 и 102. Мощность свиты колеблется от 8 до 30 м. Наибольшая мощность приходится на восточную окраину Ромненского прогиба. Литологический состав свиты зависит от пород, на которых она залегает. Так, например, в местах, где белогорская свита перекрывает сазанковскую (?) свиту, она сложена преимущественно мелкозернистыми, равномернозернистыми слабослоистыми песками желтовато-серого и бурого цвета, а базальные слои представлены крупно- или среднезернистыми песками.

При залегании свиты на гранитоидах она сложена разнозернистыми (от мелко- до крупнозернистых) равномернозернистыми песками с примесью (до 10—15%) гравия и гальки. В песках отчетливо выражена слоистость, обусловленная чередованием слоев мощностью 0,5—1,5 м и более, отличающихся зернистостью, количеством примеси гравийного материала и характерной внутренней мелкой слоистостью, которая бывает косяной, линзовидной или линзовидно-параллельной.

Косые тонкие слои обычно образованы скоплениями гравия или крупнозернистого песка. В базальных слоях они бывают пропитаны желтовато-бурыми до черных гидроокислами железа и марганца. Галька (до 2 см) и гравий хорошо окатаны, слегка уплощенные. Состоят они из кварца, гранитов, средних и кислотных вулканитов. Окраска песков обычно серая, желтовато-серая,

реже желтовато-бурая. По минералогическому составу они полевшатово-кварцевые.

Для песков белогорской свиты характерно наличие фракции более 10 мм. Фракции 3—5; 2—3; 1—2; 0,5—1 мм присутствуют примерно в равных количествах и составляют около 70% объема породы. Пески белогорской свиты на участках, где она перекрывает сазанковскую (?), по набору минералов в тяжелой фракции шлихов и особенно по частоте их встречаемости в пробах близки к пескам последних. При налегании песков на гранитовды, в них реже встречаются касситерит (50%) и анатаз (55%), очень мало шпинели (до 10%), но зато постоянно присутствуют апатит (100%) и силлиманит (100%), отсутствует ксенотим, весьма характерный для сазанковской (?) свиты.

Верхняя часть древнего аллювия в горном обрамлении Амуро-Зейской впадины очень бедна растительными остатками. На территории они не обнаружены. На смежной с юга территории [24] в бассейне р. Архары М. А. Седовой в песках из верхней части древнего аллювия установлены пыльца *Ripus* подрода *Siploxydon*, *Ripus* подрода *Narloyxylon*, *Betula*, *Eriacaeae* и споры папоротников из семейства *Polypodiaceae*. По ее мнению, подобного вида пыльца и споры заведомо не встречаются в палеогене и более древних отложениях, а пыльца сосны, березы и вереска отлагается, к тому же от пыльцы этих растений в современных отложениях. На основании вышеприведенного бедного спорово-пыльцевого комплекса М. А. Седова дает заключение о возрасте содержащихся его отложений в широких пределах ( $N_2—Q_1$ ). В области Амуро-Зейской впадины к западу от территории дельты М-52-ХVII, по данным А. И. Юдина [33], А. И. Мячиной из сходных отложений были получены полные спорово-пыльцевые комплексы, позволившие ей более уверенно говорить о плиоцен-раннечетвертичном их возрасте. Учитывая все вышеизложенное, возраст белогорской свиты принимается как плиоцен-раннечетвертичный.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

##### Среднечетвертичные отложения

Нижняя часть ( $Q_{11}^1$ ) этих отложений сложена глинами, илами, иногда со слоями торфяников, песками и галечниками. Наиболее широко распространены пойменные и русловые фации, реже встречаются озерно-болотные и озерные фации. В бассейнах Мал. и Бол. Горбыля и Ташинь нижняя часть среднечетвертичных отложений, предельная русловой и пойменной фациями, сложена песками алевролитами и мелкозернистыми, иногда с примесью гальки, вязких серых и темно-серых глин с примесью растительного детрита, илов. Мощность их, по данным бурения, проведенного П. А. Сущковым [30], колеблется от 5 до 10 м. В долине Буруи расматриваемые отло-

жения мощностью около 10 м стелят аллювий самой высокой (50—70 м) в бассейне реки террасы. Представлены они галечниками с валунами с песчаным или песчано-глинистым заполнителем, разнозернистыми (от алевролитных до грубозернистых) песками и глинами. В верховье Ташинь, кроме русловых фаций, представлены галечниками и разнозернистыми, чаще крупнозернистыми песками с примесью (до 10—25%) гальки и валунов, встречаются озерные и болотно-озерные.

Озерные фации наблюдаются в виде небольших (до 0,5 км<sup>2</sup>) по площади участков среди русловых отложений. Представлены они песчано-глинистыми осадками с торфом и глинами с примесью разнозернистых песков и гравийно-галечного материала. Болотно-озерные отложения установлены только на площади 7 км<sup>2</sup> на плоском заболоченном водоразделе Ташинь и Малмалты. Сложены они серыми, буровато-серыми вязкими глинами с примесью растительного детрита, а местами — дресвы гранитидов или песка. Кроме того, в них отмечаются линзы поребренных, хорошо разложившихся темно-коричневых торфяников мощностью от 0,1 до 2,4 м.

Как в речных, так и в озерно-болотных и озерных отложениях во многих местах (рр. Ташина, Бол. Горбыль, пос. Чул-да) установлен богатый спорово-пыльцевой комплекс, по мнению А. П. Казачихиной, сходный со среднечетвертичным (по В. И. Громовой) комплексом, выявленным из отложений, содержащих кости *Elerphas torgoniherti* Polh. вскрытых карьером кирпичного завода ж.-д. ст. Вяземской. Для этого комплекса на территории закарпированного листа, характерно значительное содержание пыльцы древесной растительности, представленной большим количеством пыльцы хвойных (ель, сосен, лиственниц, пихт), пыльцы различного вида берез, среди которых присутствуют виды, растущие в настоящее время на юге Приморья и в Китае (*Betula schmidtii* Rgl., *B. albo-sinensis* Vitk.) и пыльной широколиственных — дуба, липы, ильма, граба, ореха, лещины, сирени, клена. Иногда (в верховье Ташинь) в комплексе в виде единичных зерен встречается пыльца третичных растений: *Taxodium*, *Girtoxiobius*, *Roeloscaryus*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Tara*.

Количество травянистой растительности, представленной пыльной осоковых, злаковой и разнотравья, вдвое меньше, реже почти равное с древесной растительностью; количество спор очень малое и чаще всего среди них встречаются споры травянистых папоротников (*Polypodiaceae*) и сфагновых мхов. В озерных отложениях в верховьях Ташинь в расматриваемом спорово-пыльцевом комплексе установлено наличие массы водного растения *Azolla*, которое, как считают палеокарпологи, вымерло в эпоху максимального оледенения. Следовательно, отложения, включающие этот спорово-пыльцевой комплекс, образовались не позднее климатического оптимума среднечетвертичного времени.

Верхняя часть ( $Q^2_{11}$ ) среднечетвертичных отложений, представляющая галечниками, песками и глинами, имеет меньшее площадное распространение. К ней, с некоторой долей условности, отнесены осадки, залегающие на более низком, чем вышеописанные, гипсометрическом уровне в долинах Мал. и Бол. Горбыля, Ташины, а также аллювий высокой (40—45 м) аккумулятно-аккумулятивной террасы в долине Буреи и менее высокой (25 м) — в верховьях Мальмалты. В обоих случаях в основании разреза залегают галечники мощностью до 7 м. На р. Бурее (против д. Бахарев и в пос. Чулуд) выше их залегают пачка (до 10 м) пойменных ритмично переслаивающихся (через 0,1—0,35 м) мелкозернистых и алевролитых слюдистых кварцево-полеволитовых песков и буровато-серых глин. В верховье Мальмалты галечники перекрыты разнозернистыми, преимущественно дресвинистыми кварцево-полеволитовыми песками с галькой гранитов, базальтоаглозитов размером 1—10 см.

В пробах из глинистой корочки, снятой с крупных галек из верхней части среднечетвертичных отложений в верховьях Мальмалты, а также в пробах из ритмичнослонистых отложений террасы в устьях Синели и Чулуды Д. Л. Казачихиной обнаружены одинаковые спорово-пыльцевые комплексы, по ее мнению, характерные для времени похолодания одной из эпох четвертичного периода. В отличие от спорово-пыльцевого комплекса, выделенного из низов среднечетвертичных отложений, здесь количество широколиственных древесных форм значительно сократилось, хвойные отсутствуют или находятся в подчиненном количестве.

Комплекс отразил растительность хвойно-березовых или березовых лесов, ерничьих зарослей и редколесья широколиственных пород деревьев, характерных для северных широт. Характерно, что только в спорово-пыльцевых комплексах из рассматриваемых отложений в долине Буреи присутствует большое количество переотложенной мезозойской ( $J-K_1$ ) пыльцы и пресноводных диатомовых водорослей четвертичного возраста. Не исключено, что это обусловлено поднятием верховий Буреи в эпоху максимального оледенения, вызвавшим интенсивный разрыв осадочных юрско-меловых отложений Буренской впадины.

### Верхнечетвертичные отложения

Нижняя часть ( $Q^1_{111}$ ) верхнечетвертичных отложений представлена галечниками, песками, глинами, илами и торфяниками. Они широко распространены в долинах Синели, Мальмалты, Алгона, Чулуды, Буреи и в верховьях более мелких ее притоков, где слагают либо долине долины, либо террасу высотой 5—15 м. В долине Буреи нижняя часть верхнечетвертичного аллювия представлена преимущественно мелкозернистыми

кварцево-полеволитовыми песками серого или желтовато-серого цвета, часто слюдистыми, содержащими маломощные (0,05—0,3 см) прослой голубовато-серых или буроватых глин или алевролитистых песков с растительным детритом, залегающими обычно на галечниках. Мощность из достигает 13 м. В верховьях Алгона верхняя часть этих отложений сложена до 1,5 м темно-серыми илами, под которыми залегают светло-бурый мелкозернистые пески с прослоями темно-серого алевролитистого песка (0,4 м), которые глубже переходят в крупнозернистые пески.

Из описываемых отложений в долине Алгона и из террасы р. Буреи Д. Л. Казачихиной выделен богатый спорово-пыльцевой комплекс. Он отражает растительность хвойно-березового леса со значительным участием широколиственных элементов. Подобная растительность пронзастает в настоящее время на юге Приморья. Присутствие в комплексе *Betula Schmidtii* R. G. l., ныне не растущей в данном районе, позволяет, по мнению Д. Л. Казачихиной, предполагать, что образование отложений относится к позднечетвертичному времени периода потепления.

Верхняя часть ( $Q^2_{111}$ ) верхнечетвертичных отложений представлена галечниками, песками и глинами, сложенными I надпойменной террасой р. Буреи вблизи устья р. Талакан и ниже по течению. Галечники обычно залегают в основании разреза. Мощность отложений не превышает 10 м. Органических остатков в рассматриваемых отложениях не найдено, к верхнечетвертичным они отнесены на том основании, что сложенная ими терраса вложена в более древнюю террасу ( $Q^1_{111}$ ).

### Современные отложения ( $Q_{1v}$ )

Отложения этого возраста имеют аллювиальный, пролювиально-делювиальный и элювиально-делювиальный генезис. Аллювий слагает пойму всех рек и ручьев района. Представлен он галечниками, песками и глинами, формирующимися в настоящее время. В долине Буреи современным аллювием сложены острова и косы, а в долинах других рек — прирусловые пойменные участки шириной 20—50 м. Пойма четко дешифрируется на аэрофотоснимках, но виду малой ширины на геологической карте неясно показана.

Пролювиально-делювиальные отложения представлены пестроокрашенными глинами с примесью дресвы. Установлены они почти повсеместно на участках снивелированного рельефа, сложенного гранитоидами. Особенно широко распространены они в истоках Бол. Горбыль, в бассейне Чулуды. Мощность их в редких случаях превышает 3 м. Элювиально-делювиальные отложения представлены обломками, глыбами, щебнем с песчано-глинистым заплывителем и древесной гранитоидов. Развиты они на склонах и гребнях возвышенностей почти повсеместно, мощность их редко превышает 3 м.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Около 75% листа сложено разновозрастными интрузивными породами преимущественно гранитоидного состава. Среди них отчетливо выделяются шесть последовательно сформированных интрузивных комплексов, возраст которых определяется как раннепалеозойский, ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойский, триасовый, юрский и меловой. Триасовому и юрскому комплексам присвоены собственные названия: соответственно харинский и диканский. В меловой интрузивный комплекс объединены субвулканитические и жерловые образования раннемелового и позднемелового возраста.

### РАННЕПАЛЕЗОИСКИЕ ИНТРУЗИИ

Эти интрузии сформировались в две фазы. В первую, наиболее раннюю фазу, возникли массивы гранитоидов, а во вторую — габброидов.

**Гранодиориты, редко диориты** ( $\nu$  PZ<sub>1</sub>?) **биотитовые, средние и крупнозернистые, часто порфириновые, серые, катаклазированные и граниты** ( $\nu$  PZ<sub>1</sub>?) также биотитовые в различной степени катаклазированные, установлены на двух разобщенных участках в верховьях рр. Синель и Бол. Горбыль и на водоразделе рр. Ниж. Мельгин, Ташина, Малмалыга соответственно на площадях около 40 и 70 км<sup>2</sup>. Они слагают останцы кровли среди более молодых интрузивов.

Наиболее широко распространены гранодиориты. Это серые, средне- или крупнозернистые, иногда порфириновые породы полосчатой гнейсовидной, реже массивной текстуры. Они образуют бластокатакlastической с участками гранобластовой или реликтовой гранитовой структурой и состоят из олигоклаза (30—45%), кварца (15—20%), микроклина (15—25%), биотита (10—15%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом, ортитом; вторичные — эпидотом, серпентитом, хлоритом. Порфирированная структура обусловлена наличием в гранодиоритах порфиробластов светлого серого микроклина прямоугольной формы размером до 5×1 см, ориентированных параллельно гнейсовидности.

Граниты, в отличие от гранодиоритов, содержат больше (до 40%) кварца и микроклина и меньше (до 20%) олигоклаза, биотита (до 10%). В диоритах количество биотита достигает 20—25%, кварца 3—6%, андезина и олигоклаз-андезина 50—60% и микроклина 5—10%. Они обнаруживают постепенные переходы в гранодиориты.

Никакой рудной минерализации, связанной с описываемыми гранитоидами, на территории не установлено. Возраст их принят на основании сходства с раннепалеозойскими гранитоидами, широко распространенными на юго-востоке Бурейнского массива, в частности, в бассейне Архары [24].

**Габбро амфиболизированные и диориты** ( $\nu$  PZ<sub>1</sub>?) слагают многочисленные мелкие и крупные (до 5 км<sup>2</sup>) ксенолиты, заключенные преимущественно в ранне-среднепалеозойских и позднепалеозойских гранитоидах. Ксенолиты габброидов обычно образуют скопления площадью около 8—20 км<sup>2</sup>, которые закартированы в верховье Дикана, в долине Буреи ниже устья Кузнецихи и в верховье Ташина. Одиночные крупные (4—5 км<sup>2</sup>) ксенолиты имеются в верховьях Кузнецихи, в среднем течении Дерляжи и на левобережье Буреи против устья Синелди. Как правило, крупные ксенолиты габброидов сопровождаются множеством более мелких ксенолитов, не отображенных на геологической карте. Установлено также, что вблизи крупных ксенолитов мелкие имеют нередко угловатую форму, а вдали эллипсоидальную и картируются в этом случае не как ксенолиты, а как шпироподобные включения основного и среднего состава. Они обычно ориентированы по длинной оси параллельно гнейсовидности.

В мелких ксенолитах габброиды заметно биотитизированы (ороговикованы), а местами (р. Дерляжа) гранитизированы. Совместно с габброидами в ксенолитах иногда (рр. Островская и Дерляжа) встречаются прованные ими биотитовые гнейсы туловчихинской свиты или графитистые мраморы союзенской (?) свиты. Габброиды отчетливо просматриваются на аэромаршированных картах по характерным для них полужидельным магнитным аномалиям интенсивностью 600—2200 гамм (рис. 1).

Среди габброидов наиболее широко распространены роговообманковые габбро, реже встречаются лейкократовые и пироксен-роговообманковые габбро и диориты. Для габброидов характерно непостоянство состава и структуры. В одном и том же обнажении можно увидеть постепенный переход габбро в диориты и изменение структуры от мелко- до гигантозернистой на расстоянии до 1 м.

Структура и состав пород не взаимосвязаны, хотя для диоритов более характерно мелко- и среднезернистое сложение. Роговообманковые габбро имеют габбровую, реже пойкилофитовую структуру. Сложены они лабрадором (40—76%), обыкновенной роговой обманкой (20—47%), биотитом (2—5%). Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, пирит, магнетит, сфен и ильменит. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, эпидотом, серпентитом. Пироксен-роговообманковые габбро состоят из лабрадора (50%), роговой обманки (20—30%), авгита (5—10%), биотита (5—10%)\*. Вторичные минералы те же. Среди акцессориев, кроме указанных, установлены арсенопирит, касситерит, гематит. Лейкокра-

\* Не исключено, что часть биотита является вторичным минералом по роговой обманке.

товые габбро от остывших габбро отгличаются высоким (до 85%) содержанием лабрадора и низким (15—20%) роговой обманки. Из акцессорных минералов в них присутствуют только сфен и магнетит. Диориты отгличаются от габбро более высоким содержанием андезитов (андезитом) и меньшим (до 20%) содержанием темноволетных минералов, среди которых существенную роль играет биотит. Какой-либо рудной минерализации, связанной с габброидами, в районе не установлено. Научение химического состава габбро (обр. К-62 и 6801, табл. 2) показало, что они являются породами нормального ряда, слегка недосыщенными кремнеземом ( $Q = -11,1$  и  $-14,6$ ), бедными щелочами ( $\frac{a}{c} = 1$  и  $0,4$ ), меланократовыми ( $b = 25,6$  и  $35,1$ ), близкими к габбро, по Р. Дэли.

Габброиды прорываются и контактово-метаморфизируются раннепалеогзойскими (?) и более поздними интрузивами как в долине Буреи, так и в других местах, а сами прорывают раннепалеозойские гранитоиды [24]. Предполагается, что внедрение габброидов произошло в конце позднекембрийской или начале ордовикской эпох в связи с заложением крупных геосинклинальных прогибов в Монголо-Охотской геосинклинали \*.

#### РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты биотитовые, мелкозернистые катаклазированные, гнейсовидные ( $\frac{a}{2} P_1-2^?$ ), гранодиориты, редко кварцевые диориты ( $\frac{a}{2} P_{2-2}^?$ ) сохранились на территории лишь в виде повсоров эродированной кровли позднепалеозойских гранитоидов. Иммиложена площадь около 100 км<sup>2</sup> в междуречье Алгон-Дикан и несколько более мелких (2—30 км<sup>2</sup>) в верховьях Ташинь, Ниж. Мельгина, Дегдыжи и в долине Буреи. Граниты и гранодиориты взаимно переходят друг в друга, но редкие локализуются на обособленных участках; кварцевые диориты спорадически встречаются только в поле гранодиоритов.

Характерные признаки для расематриваемых пород: 1) преимущественно мелкозернистое сложение; 2) серая, реже светло-серая окраска; 3) наличие гнейсовидных текстур, обусловленных катаклизмом и расслаиванием.

Гранодиориты имеют типичноморфнозернистую гранитовую, участками бластокатаклизмическую до гранобластовой структуру. Текстура массивная или слегка подосчатая гнейсовидная. Состоят они из андезита № 29—31 (40—50%), микроклина (15—20%), кварца (10—15%), биотита (8—15%), роговой обманки (0,5—2%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, пиритом, арсенопиритом, сфеном, молибденитом,

каспитеритом, торитом, монацитом и магнетитом. Из вторичных минералов отмечаются хлорит, эпидот, серпентит.

Породообразующие минералы наблюдаются в виде двух генераций. Минералы первой генерации, особенно биотит и плагиоклаз, часто раздроблены, а минералы второй генерации, возникшие в процессе бластической перекристаллизации, сопровождающей катаклиз, наблюдаются в виде более мелкозернистого агрегата с гранобластовой структурой. Микроклин, часто портигипированный, и кварц нередко образуют порфиобласты размером от 2 до 4 мм. Микроклин замещает плагиоклаз обеих генераций.

Кварцевые диориты от гранодиоритов отгличаются большим содержанием роговой обманки (до 25%) и биотита (до 15%), отсутствием или незначительным (до 5%) количеством микроклина и кварца. Структура кварцевых диоритов приближается к призматическзернистой. Граниты сложены микроклином (20—45%), олигоклазом и андезитом (20—40%), кварцем (30—40%), биотитом (5—10%) и изредка единичными зернами роговой обманки. Из акцессорных минералов имеются рутил, гранат, ортит, ксенотим, циркон, апатит, пирит, сфен, молибденит, каспирит, арсенопирит. Вторичные минералы те же, что и в гранодиоритах. Лишь иногда биотит и плагиоклаз слегка замещаются мусковитом. Повышенное количество микроклина и кварца в них связаны с кремне-кальциевым метасоматозом. Из жильных пород в связи с описываемыми гранитоидами установлены мелкозернистые граниты ( $\frac{a}{2}$ ) и пематиты (р). Наиболее широко распространены дайки гранитов. Какой-либо рудной минерализации, связанной с этими гранитоидами, не наблюдалось.

По химическому составу катаклазированные мелкозернистые биотитовые граниты (обр. 101-6, табл. 2) близки к щелочно-земельным гранитам, по Р. Дэли. Они относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом ( $Q = 22,1$ ), нормального ряда, умеренно богатым щелочами ( $\frac{a}{c} = 8,8$ ). Несколько повышенное ( $a = 15,6$ ) количество щелочей в них, по-видимому, обусловлено кремне-кальциевым метасоматозом. Гранодиориты (обр. 6800) по химизму занимают промежуточное положение между гранодиоритами и щелочноземельными гранитами, по Р. Дэли. Они пересыщены кремнеземом ( $Q = 18,3$ ), слегка пересыщены алюминием, бедны щелочами ( $\frac{a}{c} = 3,2$ ), но тем не менее богаче, чем типичные гранодиориты.

Возраст описываемых гранитоидов определяется тем, что они прорывают и метаморфизируют раннепалеозойские (?) гранитоиды [24] и габброиды (долина Буреи) и прованы (верховья Дикан) позднепалеозойскими гранитами с абсолютным возрастом по биотиту (табл. 3) 273 млн. лет. Абсолютный возраст

\* Не исключено, что часть их сформировалась позднее, например, в ранневоловскую эпоху.

рассматриваемых гранитов и гранодиоритов по валовому составу и биотиту колеблется в пределах 196—207 млн. лет, что противоречит вышеприведенным геологическим данным. На осевших территориях определения абсолютного возраста аналогичных гранитов дают разноречивые цифры — от 250 до 377 млн. лет. Возраст их на Бурейском массиве в настоящее время определяется в широких пределах как ранне-среднепалеозойский. Формирование этих гранитоидов произошло, вероятно, в раннедевонскую эпоху.

#### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Эту интрузию образовались в три фазы. В первую, наиболее раннюю, фазу сформировались интрузивы существенно гранодиоритового состава, во вторую — роговообманково-биотитовых гранитов и в третью — биотитовых гранитов и граптодиоритов.

Гранодиориты, кварцевые диориты крупнозернистые до среднезернистых, часто порфировидные, роговообманково-биотитовые, серые, гнейсовидные ( $\gamma\delta PZ_3$ ); граниты роговообманково-биотитовые, биотитовые серые и розовато-серые, крупнозернистые ( $\gamma PZ_3$ ) первой фазы служат рамой для внедрения более молодых интрузий, а все более древние образования района являются, по существу, различного рода ксенолитами или глубокими провесаами эродированной кровли, заключенными в теле грандиозного позднепалеозойского плутона. Этот плутон прослеживается за пределы описываемой территории. Площадь его более 5300 км<sup>2</sup>. Наиболее широко среди гранитоидов первой фазы распространены гранодиориты и кварцевые диориты. Они фациально переходят друг в друга и встречаются совместно. Граниты обнаруживают постепенные переходы в гранодиориты, но обычно локализируются в виде обособленных площадей (верховья Талакана, Синели, Ниж. Мельгина, низовья Мальмалыты).

Для гранодиоритов и кварцевых диоритов характерны серая окраска, постоянное присутствие среди темновесных минералов роговой обманки в виде шестоватых кристаллов длиной до 8 мм, наличие ксенолитов габброидов и шпировидных включений основного и среднего состава эллипсоидной уплощенно-линзовидной формы длиной от 1 до 50 см, наличие параллельно-ориентированных текстур, обусловленных ориентировкой шпировидных включений и кристаллов роговой обманки, обилие среднеакцессорных минералов сфена, крупнозернистое, реже среднезернистое сложение, наличие порфировидных выделений (до 20%) белого плагиоклаза размером до 1,5 см<sup>2</sup> таблитчатой формы.

Гранодиориты имеют гипидноморфнозернистую гранитовую структуру и состоят из олигоклаза № 24, 26 (40—45%), микроклина (15—30%), кварца (15—25%), роговой обманки и биотита

(15—20%) примерно в равном количестве. Вторичные минералы — серицит, эпидот, хлорит, альбит.

Кварцевые диориты от гранодиоритов отличаются большим количеством плагиоклаза (до 60%), биотита и роговой обманки (до 30%) и меньшим — кварца (10—15%), микроклина (10%), повышенной основностью плагиоклаза, представленного основным олигоклазом № 29 и андезитом № 31.

Граниты в отличие от гранодиоритов и кварцевых диоритов имеют более светлую окраску — серую до светло-серой, нередко розовато-серую за счет порфиробластов розового микроклина. Они состоят из микроклина (15—55%), олигоклаза (20—57%), кварца (25—40%), биотита и роговой обманки (5—7%). Кварц в гранитах светло-серый. Он образует крупные (до 8 мм) скопления зерен. Непостоянство минералогического состава гранитов обусловлено, по-видимому, интенсивно протекающим в них процессам кремне-кальциевого метасоматоза. Не исключено, что большинство их образовалось за счет гранодиоритов.

Из жилых пород в связи с гранитоидами первой фазы установлены редкие дайки мелкозернистых диоритов ( $\delta$ ), а также многочисленные маломощные (от 0,05 до 1,2 м) жилы слабо- или недифференцированных пегматитов и аллитов ( $\phi_1$ ).

Рассматриваемые гранитоиды характеризуются следующими парагенезисом акцессорных минералов: сфеном, апатитом, магнетитом, пирконом, ортитом и реже (только в гранитах) — пинитом, торитом. Обращает на себя внимание высокое содержание магнетита (до 3468 г/т) и сфена (до 1890 г/т).

По химическому составу (табл. 2) кварцевые диориты близки к кварцевым диоритам и тоналитам, по Р. Дэли. Это породы нормального ряда, очень бедные щелочами ( $\frac{d}{c} = 2,1$ ), причем натрия в них в два раза больше, чем калия. Граниты близки к щелочноземельным гранитам и гранитам всех периодов, по Р. Дэли. Они пересыщены алюминием, умеренно богаты щелочами ( $\frac{d}{c} = 4,4$ ); количество калия и натрия в них равное. Из элементов — примесей весьма характерно постоянное присутствие V, Co, Sr, а также Y и Yb. Кроме того, в биотитах отсутствуют Sn и Pb. Рудную минерализацию гранитоиды первой фазы не несут. Местами они лишь слабо пиритизированы.

Описываемые гранитоиды прорваны всеми более молодыми интрузивами. Эругтивный контакт их с гранитоидами двух более поздних фаз позднепалеозойского интрузивного комплекса наблюдается автором в долинах Бурей, Алгона и Гонгора [24, 26]. Абсолютный возраст этих пород по биотиту (табл. 3) изменяется от 138 до 274 млн. лет, а по валовому составу — от 80 до 96 млн. лет. Более древние значения абсолютного возраста рассматриваемых гранитоидов по валовому составу были получены автором (295 млн. лет) возле д. Кулустай (лист М-52-XXIII) и



В. А. Егупшенко (345 млн. лет) — в бассейне Каменущки (лист М-52-XXIV). Если принимать во внимание самое древнее значение абсолютного возраста, то можно предположить, что формирование гранитоидов первой фазы произошло в раннем карбоне, а возможно, и несколько раньше, т. е. в позднем девоне, в период интенсивных тектонических движений в связи с инверсией Среднепалеозойской геосинклинальной области.

**Граниты роговообманково-биотитовые, реже биотитовые, средне- и крупнозернистые, часто порфириовидные, розовато-серые; гранодиориты и кварцевые сиениты** ( $\gamma_1$  Pz<sub>3</sub>) второй фазы слагают шесть массивов, вытянутых в северо-восточном направлении. Массив, закартированный в бассейне Алгона, Дегдяжн, Борисова, является составной частью крупного интрузива, расположенного за пределами района.

Характерные особенности гранитоидов второй фазы следующие: 1) резкое преобладание среди них гранитов, обнаруживающих фацциальные переходы в гранодиориты и кварцевые сиениты; 2) наличие в эндоконтатковой зоне массивов оторочки шириной от десятков до сотен метров лейкократовых (до аляскиотов) гранитов; 3) крупнозернистая, реже среднезернистая, часто порфириовидная структура; 4) прямоугольная (до 1,5×0,8 см) форма порфириобластов розового микроклина; 5) наличие среди темнокветных минералов шестоватых кристаллов черной роговой обманки длиной до 8 мм; 6) желтовато-розовая или розовато-серая окраска; 7) присутствие ксенолитов габброидов и шпировидных включений основного и среднего состава элипсоидной углошленно-линзовидной формы длиной от 1 до 15 см; 8) преимущественно массивная, реже параллельная текстура, обусловленная ориентированным расположением кристаллов роговой обманки и шпировидных включений; 9) неравномерное распределение темнокветных компонентов; 10) отсутствие зон закалики.

Роговообманково-биотитовые граниты имеют порфириовидную структуру с бластокатактактической структурой основной массы и состоят из микроклина (30—40%), олигоклаза № 24, 26 (25—30%), кварца (20—30%), биотита (5—10%) и роговой обманки (0,5—7%). Из вторичных минералов отмечаются хлорит, серпентит, сфен, минералы группы эпидота — цоизиты; из акцессорных — циркон, апатит, пирит, сфен, ксенотим, ортит и магнетит. Гранодиориты содержат меньше, чем граниты, кварца (до 15—20%), больше темнокветных минералов (до 20%). Количество микроклина и олигоклаза варьирует в них от 20—25 до 40—45%. Комплекс акцессорных минералов примерно такой же, как в гранитах. Здесь только отсутствует ксенотим и присутствуют арсенопирит и гематит.

Кварцевые сиениты имеют аллориаморфнозернистую, участками бластокатактактическую структуру. По сравнению с гранитами в них мало (10—15%) кварца и много (50—60%)

микроклина и (до 25%) темнокветных минералов. Состав акцессорных минералов тот же, но наиболее характерным из них является ортит, образующий конвертообразные кристаллы размером 0,4—1,2 мм.

Лейкократовые граниты имеют бластокатактактическую, участками сходную с гранитовой структуру и массивную текстуру. Сложены они микроклином (40—45%), олигоклазом (25—30%), кварцем (25%), биотитом (2—3%) и единичными зернами роговой обманки. Комплексы акцессориев и вторичных минералов те же, что и в роговообманково-биотитовых гранитах. Темнокветные минералы ксеноморфны по отношению к олигоклазу и цементируют его обломки. Породы претерпели интенсивный кремне-кальциевый метасоматоз. Из жильных пород с рассматриваемыми гранитоидами генетически связаны многочисленные жилы гранитов мелко- и среднезернистых ( $\gamma_1$ ), анлитов и петматитов ( $\rho_2$ ).

По химическому составу (табл. 2) роговообманково-биотитовые граниты близки к гранитам всех периодов и щелочно-земельным гранитам, по Р. Дэли. Они пересыщены алюминием, умеренно богаты щелочами ( $\frac{d}{c} = 7$  и 4,3). Гранодиориты занимают промежуточное положение между гранодиоритами и кварцевыми диоритами, по Д. Дэли. Это породы нормального ряда, бедные щелочами ( $\frac{d}{c} = 2,5$ ). Набор и содержание элементов-примесей в них примерно такой же, как и в позднепалеозойских гранитоидах первой фазы. В них только спорадически встречается молибден и ниобий. Несмотря на обилие рудных акцессориев в гранитоидах второй фазы, никакой практически интересной рудной минерализации они не несут.

Позднепалеозойский возраст описываемых гранитоидов устанавливается на том основании, что они на левом берегу Бурей у устья Синели и в долине Алгона [24] в виде апофиз внедряются в гранитоиды первой фазы, а чуть выше устья Синели [21] — пробиваются гранитоидами третьей фазы позднепалеозойского комплекса. Абсолютный возраст биотита (табл. 3) из описываемых гранитоидов равен 156—252 млн. лет.

**Граниты, реже гранодиориты средне- и мелкозернистые, участками порфириовидные, серые** ( $\gamma_2$  Pz<sub>3</sub>) третьей фазы слагают 12 массивов площадью от 1 до 400 км<sup>2</sup> и более. Форма массивов неправильная. Некоторые из них слегка вытянуты в субширотном направлении. Характерные особенности этих гранитоидов: 1) среднезернистое, реже мелкозернистое преимущественно равномернозернистое сложение; 2) серая или светло-серая (для гранитов) окраска; 3) резкое преобладание среди темнокветных минералов биотита и равномерное распределение его в породе; 4) отсутствие параллельно-ориентированных текстур; 5) на контактах массивов имеются зоны закалики; 6) кремне-кальциевый

метасоматоз проявлен преимущественно вдоль зон разрывных нарушений.

Граниты и гранодиориты встречаются совместно и взаимно переходят друг в друга. Мелкозернистые разновидности локализуются в виде обособленных участков. Фациальный переход их в среднезернистые разновидности наблюдается на водоразделе Бурен и Алгона на протяжении 1,5 км. Порфировидные разновидности среднезернистых гранитовидов наблюдались чаще всего в массивах, расположенных в междуречье Мальмалты, Чеугды и в бассейнах рр. Мал. и Бол. Горбыль. Порфировидные выделения микроклина и плагиоклаза мелкие (до  $1 \times 0,8$  см), белого цвета, количество их не превышает 5—10%. В гранитоидах, испытавших кремне-кальциевый метасоматоз, порфировидные выделения, размером до  $2 \times 2$  см, представляются порфиробластами розового микроклина. Количество их в породе колеблется от единичных до 30—40%. Наиболее широко подобные породы распространены в долине Синели и вдоль долины Бурен от устья Та-лакана к югу.

Для среднезернистых биотитовых гранитов характерна пидиморфнозернистая гранитовая, участками монцонитовая (30—35%), олигоклаза № 20, 23 (25—30%), кварца (25—30%), биотита (2—10%) и единичных кристаллов зеленой родит, акцессорные — циркон, апатит, фен, торит, монацит, ортит, пирит, ильменит, магнетит.

Гранодиориты среднезернистые от гранитов отличаются лишь меньшим количеством микроклина (до 15—25%) и кварца (до 15—20%), немного большим олигоклаза № 27—29 (35—55%) и биотита (10—20%), присутствием (до 3%) роговой обманки. Мелкозернистые разновидности гранитов и гранодиоритов отличаются от среднезернистых разновидностей лишь размером зерен и отсутствием роговой обманки. Разности гранитоидов, подвергнутые интенсивному кремне-кальциевому метасоматозу, все в различной степени претерпели более ранний катаклаз. Для них свойственны порфировидные структуры с глиндиноморфнозернистой гранитовой и блостокатактактической структурами основной массы. Нередки участки с гранобластовой структурой, обусловленной перекристаллизацией кварца.

Минералогический состав этих пород весьма непостоянный. Жилые породы представлены мелкозернистыми гранодиоритами (Ф6), гранитами (У2), аллитами и пегматитами (Ф3). По имеющимся материалам судить о форме масивов, сложенных гранитоидами третьей фазы, затруднительно. Мелкие масивы, имеющие узкие (до нескольких метров) зоны закалки и округлые очертания в плане, возможно имеют штокообразную форму.

50

Граниты (табл. 2) по химическому составу близки к гранитам всех периодов, по Р. Дэли. Они пересыщены алюминием и умеренно богаты щелочами. По набору элементов-примесей они существенно отличаются от юрских и триасовых гранитоидов и сходны с позднепалеозойскими первой фазы. В них Мо и Zr отсутствуют, зато довольно часто (есть 0,001%) встречается Sc и постоянно присутствует Sr (0,001%). Никакой рудной минерализации они не несут. Гидротермально измененных пород в связи с ними также не наблюдалось. Заметного контактового воздействия на вмещающие гранитоиды они не оказывают. Кенотиты биотитовых гнейсов в них превращены в биотит-кварцевые роговики, иногда с кордиеритом.

Позднепалеозойский возраст гранитоидов третьей фазы установлен на том основании, что они прорывают все более древние образования района, включая гранитоиды второй фазы позднепалеозойского комплекса [21], а сами прорваны триасовыми гранитами [26]. Абсолютный возраст биотита по 9 определениям колеблется от 192 до 278 млн. лет (табл. 3) причем 4 определения из 9 указывают на возраст пород в пределах 274—278 млн. лет. Это самые древние значения абсолютного возраста интрузивных пород района. Соответственно они примерно граните перми и карбона.

#### ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Триасовые интрузии (харинский комплекс) сформировались в две фазы. В первую фазу образовывались средне- и крупнозернистые граниты (У1Т), а во вторую — мелкозернистые, часто неравномернозернистые граниты (У2Т).

Граниты аляскитовые до лейкократовых, биотитовые средне- и крупнозернистые, розовые (У1Т) слагают 14 массивов площадью от 1 до 200 км<sup>2</sup> и более. Большинство из них группируется в полосу северо-восточного направления, прослеживающуюся от верховьев Дикана до истоков Мальмалты, согласно с генеральным северо-восточным направлением разрывных структур. Форма крупных и средних массивов в плане удлиненная, а мелких — более или менее округлая или неправильная.

Характерными особенностями для гранитов первой фазы являются: 1) средне- и крупнозернистое, равномернозернистое сложение, преимущественно массивная, реже турбулентная (анатексировая) (по Менерту) текстура; 2) желтово-розовая и бледно-розовая окраска, дымчатый кварц; 3) малое (обычно менее 1%) количество темноцветных минералов; 4) отчетливо выраженная параллелепипедальная и матрацевидная отдельности; 5) слабое контактовое воздействие на вмещающие породы; 6) способность образовывать в рельефе протяженные ска-

листья гребни и многочисленные останцы выветривания при холмистых очертаниях.

Турбулентная текстура в среднезернистых лейкократовых биотитовых гранитах была установлена в двух линейно-вытянутых массивах, расположенных на правобережье Мальмалы-текстуры на водоразделе ее с р. Майдакан. Наиболее отчетливо на текстура обусловлена вихреобразным расположением плагиоклазов кварца. В гранитах второго массива (2—5 мм) зерен оксидов ксенолитов со шпировыми и небуллитовыми мигматитами, Турбулентная текстура придает породам своеобразный гнейсовидный облик.

Аляскитовые средне- и крупнозернистые граниты распространены наиболее широко. Они имеют blastokataktastichesкую реликтовую гранитовую структуру и массивную текстуру. Составляют аляскиты из пертитизированного решетчатого и нерешчатого микроклина (40—55%), олигоклаза № 12—21 (20—25%), кварца (30—40%) и биотита (менее 1%). Вторичные минералы — серицит, мусковит, хлорит. Акцессорные минералы представлены цирконом (до 24 г/т), апатитом (до 0,333 г/т), ортитом, мартитом, галенитом, торитом, пироксеном, монацитом, Бюшшиновым акцессорием, лейкоксеном, магнетитом (до 534 г/т), 0,1 г/т.

Все породообразующие минералы представлены двумя генерациями. Микроклин интенсивно разрастается за счет олигоклаза и содержит остатки изветленных его зерен и плагино-особенно апатит.

Олигоклаз первой генерации имеет таблитчатую, слегка удлинненную форму зерен размером 2—7 мм, трещиноват, с обломанными краями. Он полисинтетически слюйникован, иногда слабо зонален, слегка серцитизирован и интенсивно замещается микроклином. На стыке с последним в нем видна белая кайма альбита и мирмеkitовые вросстки кварца. Кварц образует ксеноморфные амёбовидные зерна размером 0,2—2 мм, размером до 5—10 мм. Он явно разрастается за счет окружающего минерала, содержит включения изветленных зерен плагиоклаза, пластинки биотита. Порфириобласты микроклина и кварца (размер зерен от 0,4 до 1,2 мм) полевшпатово-кварцевым агрегатом второй генерации с гранобластовой структурой, воз-

никшей в процессе blastической перекристаллизации ранее раздробленных участков породы.

Лейкократовые биотитовые граниты слагают преимущественно массив в междуречье Мальмалы — Майдакан. Структура их гранитовая или blastokataktastическая с реликтами гранитовой, текстур массивная. В этих гранитах немного меньше микроклина (30—40%), больше (до 35%) олигоклаза, постоянно присутствует биотит (2—5%). Комплекс акцессориев тот же, но вместо монацита отмечается ксенотим. Процесс кремне-кальцевого метасоматоза протекает здесь менее интенсивно, чем в аляскитах.

Гнейсовидные граниты имеют гетерогранобластовую, реликтовую гранитовую структуру, турбулентную текстуру. Сложены они микроклином (15%), олигоклазом (45%), кварцем (30%) и биотитом (10%). В этих породах, так же как и в вышеотпесанных, но в меньшей мере проявлен кремне-кальцевый метасоматоз, раздробленные плагиоклазы.

Расматриваемые граниты с вмещающими породами имеют четкие секущие контакты без зон закалки. Вмещающие породы в различной степени фельшпалитизированы. В бассейне Дикана граниты на площади около 10 км<sup>2</sup> автометасоматически флюоритизированы и биотитизированы. Мелкочешуйчатый бурый биотит и фиолетовый флюорит располагаются в породе в виде скоплений до 1 см<sup>2</sup>, замещающая полевые шпаты и первичный биотит. Жилы породы представлены аплитами и пегматитами (р), гранитами (р1) мелко- и среднезернистыми.

Большинство гранитов первой - фазы (табл. 2; обр. 5059) пересечены кремнеземом ( $Q=36,5$ ), алюминием, богаты шло-дами ( $\frac{a}{c}=16,6$ ) и соответствуют аляскитам, по Р. Дэйли. Лейко-кратовые биотитовые граниты (обр. 251-1) из междуречья Мальмалы — Майдакана также пересечены кремнеземом ( $Q=35,9$ ), но почти нормального ряда, умеренно богаты шло-дами ( $\frac{a}{c}=7,9$ ). По химическому составу они близки к гранитовым аплитам, по Р. Дэйли.

Граниты лейкократовые до аляскитовых, биотитовые, рогово-обманково-биотитовые мелкозернистые, часто гнейсовидные, нередко неравномернозернистые, желтовато-розовые ( $\frac{1}{2}T$ ) второй фазы слагают 21 массив площадью от 1 до 140 км<sup>2</sup>, как правило, линейно-вытянутых, узких. Внедрились эти граниты в те же системы разломов, что и граниты первой фазы.

Характерными особенностями гранитов второй фазы являются: 1) сравнительно небольшая площадь и линейно-вытянутая форма массивов; 2) почти повсеместное наличие турбулентной и параллельной текстур, выраженных в различной степени; 3) преимущественно мелкозернистое, часто неравномерно-зернистое сложение; 4) лейкократовый облик, желтовато-розо-

\* Полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином.

вая, розовая окраска пород; 5) наличие среди темноцветных минералов роговой обманки; 6) округлая форма зерен кварца; 7) наличие плитчатой отделимости и 8) пестрота минералогического состава. Среди гранитов второй фазы выделяются: лейкократовые граниты; аляскитовые граниты (массивные и гнейсовидные); биотитовые гнейсовидные граниты; роговообманково-биотитовые граниты, массивные и гнейсовидные, дающие переходы в роговообманковые граниты, а последние — в кварцевые сиениты.

В пределах территории перечисленные разновидности гранитов распространены неравномерно. Так, например, массивы, расположенные в западной части территории, тяготеющие к Горбыльской зоне интенсивного катаклаза и рассланцевания, сложены преимущественно аляскитовыми и лейкократовыми биотитовыми гнейсовидными гранитами. Массив, расположенный в междуречье Малымальты — Майдакана, сложен гнейсовидными лейкократовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами. Узкий, линейно-вытянутый в субмеридиональном направлении массив на левобережье Кузнечихи представлен, главным образом, аляскитами, нередко с внешне-красным гранитом, а также лейкократовыми биотитовыми гранитами. Это единственный массив, в котором не обнаружены гнейсовидные разновидности гранитов.

Весьма сложно построен узкий длинный массив в бассейне Дедляки. Центральная часть его сложена лейкократовыми биотитовыми гранитами в различной степени катаклазированной. В южной части массива и в зоне его эндоконтакта распространены аляскитовые граниты с внешне-красным гранитом и параллельной текстурой. В северо-восточной его оконечности отмечаются лейкократовые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты с турбулентной текстурой. Типичными плитчатыми анатекстами сложена центральная часть линейно-вытянутого массива по правобережью Малымальты.

Лейкократовые граниты имеют гранитовую, чаще порфировидную структуру с гранитовой или бластокатакlastической структурой основной массы. Текстура массивная или слабо параллельная. Состав граниты из решетчатого микроклина (35—40%), олигоклаза № 16—18 или 20—25 (25—30%), кварца (30—37%), биотита (1—5%) и изредка единичных зерен роговой обманки. Отношение порфировидных выделений к основной массе 1:10.

Представлены они округлыми зернами кварца размером до 0,8 мм или таблитчатыми индивидиями микроклина, реже плагиоклаза, размером до 1×0,5 см. Из вторичных минералов наблюдаются серицит, хлорит, из акцессорных — циркон, апатит, пирит, фен, галенит, касцитерит, торит, монацит, ортит, мартит, магнетит. Спорадически в отдельных пробах встречаются

также халькопирит, арсенопирит, молибденит, сфалерит, карбид кремния (муассанит), ксенотим, анатаз, рутил.

Породообразующие минералы представлены двумя генерациями. Решетчатый микроклин таблитчатой или неправильной формы с каплевидными включениями кварца размером от 1 до 10 мм, обычно замещает олигоклаз. В разностих с гранитовой структурой он образует толные псевдоморфозы по индивидиям олигоклаза. В этом случае каплевидные включения кварца в нем распределяются кольцами, как зональность в плагиоклазах. Олигоклаз первой генерации присутствует в виде таблитчатых зерен размером 0,8—3 мм, трещиноватых с обломанными краями. Некоторые индивиды его раздроблены, а обломки растащены и промешутки между ними заполнены более мелкозернистым полевошпатово-кварцевым агрегатом, возникшим в процессе бластической перекристаллизации раздробленных участков породы (вторая генерация минералов). Характерно, что для харинских гранитов процесс замещения микроклином плагиоклаза сопровождается в большей мере образованием каплевидного кварца, а не микрекитовых вростков, как это отмечалось ранее для гранитоидов второй фазы позднепалеозойского комплекса. Кварц с ровным или слабоовальным угасанием образует гломеровидные скопления зерен округлой формы размером до 3 мм. Они в окружающей их мелкозернистой массе с гранобластовой структурой группируются в цепочки, ориентированные субпараллельно.

Роговообманково-биотитовые массивные и слабогнейсовидные граниты отличаются от описанных гранитов наличием (до 5%) роговой обманки густозеленой с синеватым оттенком размером от 0,2 до 4 мм. Она содержит включения рудного минерала, который замещается бурыми гидроксидами железа, и каплевидного кварца. Роговообманковые граниты имеют монитовую, гранитовую, участками бластокатакlastическую структуру и массивную текстуру. Состав они из пертитизированного решетчатого микроклина (45—50%), олигоклаза № 17 и альбита № 9 (20—25%), кварца (25%), роговой обманки (0,5—5%), аналогичной вышеописанной, и единичных пластинок бурого биотита. Из вторичных минералов присутствуют серицит и биотитоподобный слоистый минерал. Акцессорные минералы — циркон, апатит, ортит, сфен, магнетит с оторочкой сфена. Кварцевые сиениты отличаются от роговообманковых гранитов лишь меньшим количеством кварца (до 8—10%) и большим (до 15%) — роговой обманки. Содержание микроклина, альбит-олигоклаза № 11 и олигоклаза № 16 примерно равное. Среди акцессориев, кроме указанных, встречается монацит.

Аляскитовые граниты массивные имеют порфировидную структуру с гранитовой, участками графической структурой основной массы. Сложены они решетчатым и нерешетчатым ми-

крокином \* (45—55%), альбитом № 8—10 (15—20%), кварцем (30—35%), биотитом (до 1%). Вторичные — серицит, мусковит, хлорит, акцессорные — циркон, апатит, флюорит, пирит, сфен, молибденит, карбид кремния, антимонит, монацит, графит, ильменит, ксенотим, ферросонит, магнетит. Гнейсовидные граниты аляскитовых гранитов обладают гетерогранобластовой, реликтовой гранитовой структурой и параллельной текстурой. Сложены они микроклином (30—35%), олигоклазом № 20—25 (25—30%), кварцем (35—40%). Акцессорные — циркон, пирит, сфен, арсенопирит, анатаз, галенит, монацит, ортит, ксенотим, ферросонит, мартит, магнетит, ураногорит; вторичные минералы те же. Микроклин замещает олигоклаз. Последний образует сильноотрещиноватые, часто раздробленные или обломанные по краям индивиды размером 0,2—1,2 мм, содержащие включения канлвидного кварца. Кварц более идиоморфный, чем полевые шпаты. Он образует линзочки длиной 1—5 мм, шириной 0,8—1,2 мм и сплюсненные зерна размером 2×0,8 мм и менее, которые ориентированы в одном направлении и создают параллельную текстуру.

Биотитовые гнейсовидные граниты (плотчатые анатекситы) отличаются от гнейсовидных аляскитовых гранитов лишь наличием биотита (от 0,5 до 10%), единичных зерен роговой обманки и несколько иным набором акцессориев. Кроме циркона, пирита, монацита, ортита, ксенотиима, магнетита, в них имеются гранат, ильменит, молибденит, карбид кремния, но отсутствуют арсенопирит, мартит, ферросонит, галенит, анатаз. В целом для комплекса акцессориев гранитов второй фазы характерно: 1) высокое содержание мангита (от 250 до 336 г/т); 2) разнообразие рудных минералов, среди которых галенит, молибденит, касситерит присутствуют постоянно; 3) наличие почти в половине проанализированных проб антимонита, карбида кремния, маргита, ильменита, в более древних гранитоидах не встречавшихся; 4) наличие в ряде проб высоких содержаний граната (от 32 до 180 г/т) и монацита (от 12,4 до 22 г/т).

Жилые породы представлены мелкозернистыми гранитами (γ<sub>2</sub>) и пегматитами (ρ<sub>2</sub>). Мощность гранитных даек колеблется от нескольких сантиметров до сотен метров, просиралине меняется от субширотного до северо-восточного, падение различное. Не исключено, что некоторые дайки являются апрофизамаи. Пегматиты крупнозернистые, слабо дифференцированы, реже слаботеменно, преимущественно небольшие (до 1×0,5 м) гнезда, реже маломощные (до 0,4 м) ветвящиеся жилы.

Описываемые граниты заметного контактового воздействия на вмещающие интрузивные породы не оказывают. Иногда

(бассейн р. Алгона и левобережье р. Куэнечихи) как рассматриваемые граниты, так и вмещающие их породы в зоне эндоконтакта грейзенизированы. Наиболее крупное тело (до 8 км<sup>2</sup>) грейзенизированных пород установлено в бассейне р. Алгона. Оно вытянуто в субширотном направлении согласно с ориентировкой ксенотимов гнейсов и разрывных нарушений. Грейзенизированные породы имеют желтовато-светло-серую до белой окраску, мелко-до среднезернистой лепидогранобластовую, участками фибробластовую структуру и массивную либо гнейсовидную текстуру. Они состоят из кварца (30—70%), мусковита (15—30%), силлиманита (10—30%), микроклина (до 30%); биотита (1—2%), реже они сложены только кварцем (70—80%) и мусковитом (20—30%). Часто в них содержатся пирит и рутил в количестве 1—2% и ксенотим (менее 0,1 г/т). Повышенные концентрации ксенотиима в современном алгови в этом месте связаны, по-видимому, и с катаклазированными мусковитизированными гранитами второй фазы, в которых содержится до 22 г/т монацита и 111,4 г/т ксенотиима. Никакой рудной минерализации эти грейзены не несут.

Декократовые граниты (обр. 267-1, 6704, 253-1, 703, 267-2, табл. 2) по химическому составу соответствуют гранитовым аллитам, по Р. Дэли. Они пересыщены кремнеземом ( $Q=29,7-39,5$ ), как правило, пересыщены алюминием, богаты щелочами ( $\frac{a}{c}=9,3-15,4$ ). Аляскитовые граниты (обр. 2109), включая гнейсовидные разновидности (обр. 3095), пересыщены кремнеземом ( $Q=41,9$  и  $37,3$ ), алюминием, богаты щелочами и близки к аляскитам, по Р. Дэли. Биотитовые гнейсовидные граниты из бассейна Мальмалты (обр. 299) близки к щелочным гранитам, по Р. Дэли. Это породы нормального ряда, пересыщенные кремнеземом ( $Q=33,4$ ), богаты щелочами ( $\frac{a}{c}=40,3$ ).

Харинские граниты обеих фаз в значительной мере подверглись кремне-калиевому метасоматозу, но почти не затронуты альбитизацией. Они имеют также самый высокий из всех гранитоидов района коэффициент апатитности, равный 0,69—0,92, указывающий на возможность связи с этими гранитами тангало-ниобиевой минерализации.

По распределению элементов-примесей в биотитах, гранитах Харинского комплекса заметно отличаются от несколько сходных с ними лейкократовых позднепалеозойских (γ<sub>1</sub>PZ<sub>3</sub>) и юрских (γ<sub>2</sub>) гранитов. Так, например, если в биотитах из лейкократового гранита с юга Бурейнского массива установлены Sn, Nb, Mo, Ni, Pb и Li—это гранит второй фазы харинского комплекса; если в биотитах имеются Sn, Nb, Mo, Pb, Li, но нет Ni—это, скорее всего, граниты первой фазы того же комплекса. На территории в связи с харинскими гранитами установлены проявления оловянной, молибденовой, редкоземель-

\* Не исключено, что нерешетчатая разность канлцевого полевого шпата является ортоклазом.

ной, сурьмяной, вольфрамовой минерализации. Судя по характеру текстур и форме интрузивов в плане, предполагается, что первоначально форма массивов была грибообразной. К настоящему времени сохранились от размыва преимущественно корни этих массивов.

Эругтивный контакт мелкозернистых гранитов второй фазы с гранитами первой фазы харинского комплекса в коренном залегании и в делении наблюдается неоднократно автором в междуречье Мальмалты — Майдакана и в бассейнах Архары и Дикана [24]. Триасовый возраст харинских гранитов установлен на том основании, что они прорывают все более древние образования, включая граниты и гранодиориты третьей фазы позднепалеозойского комплекса и прорваны на смежной с юга территории в бассейне Дикана [24] юрскими гранитоидами. Абсолютный возраст харинских гранитов первой и второй фаз очень близкий (табл. 3), колеблется он от 219 до 236 млн. лет, причем из 12 определений 7 значений возраста колеблется в интервале 230—236 млн. лет, что соответствует границе перми и триаса.

#### ЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Юрские интрузии (диканский комплекс) образовались в две фазы. В первую из них внедрились граниты роговообманково-биотитовые и гранодиориты ( $\gamma_1 J$ ), а во вторую — лейкокраповые биотитовые граниты ( $\gamma_2 J$ ).

**Граниты роговообманково-биотитовые, реже биотитовые и гранодиориты среднезернистые, серые ( $\gamma_1 J$ )** слатают два массива площадью 30 и более 180 км<sup>2</sup>. Первый расположен по левобережью Буреи вблизи пос. Чулуда, а второй — в бассейне Мальмалты, откуда прослеживается в северо-восточном направлении за пределы района.

Характерными особенностями этих гранитов являются: 1) среднезернистое равномерное зернистое сложение, серая и светло-серая окраска, наличие крупных (до 6—8 мм) хорошо органичных шестигранных пластинок биотита конвертообразных кристаллов сфена и шестоватых кристаллов роговой обманки; 2) свежий облик пород (отсутствие катаклаза); 3) отсутствие шлировидных включений основного и среднего состава; 4) почти полное отсутствие параллельно-ориентированных текстур и продуктов кремне-калиевого метасоматоза; 5) бедность жильными дериватами. Наиболее широко распространены роговообманково-биотитовые граниты. Они фацциально переходят в биотитовые граниты и гранодиориты. Последние чаще всего встречаются вблизи контактов массивов.

Роговообманково-биотитовые граниты имеют пиндиноморфно-зернистую гранитовую, участками мондициновую структуру и массивную текстуру. Составляют они из микроклина решетчатого и

нерешчатого (30—35%), олигоклаза № 27—29, андесина № 31 (30—50%), кварца (25—30%), биотита (5—10%), роговой обманки (2—3%). Вторичные минералы представлены хлоритом, серпигитом, эпидотом; акцессорные — цирконом, пиритом, анатитом, сфеном (до 460 г/т), торитом, монацитом, ксенотимом, магнетитом и спорадически — ортитом, рутилом. Биотитовые разновидности гранитов от вышеописанных отличаются лишь меньшим (до 2%) количеством темноцветных минералов и отсутствием среди них роговой обманки. Для гранодиоритов характерно меньшее содержание кварца (до 20%), микроклина (до 20%) и большее — плагиоклаза (до 70%), биотита (до 13%), роговой обманки (до 8—10%), а среди акцессориев — магнетита (до 5000 г/т).

Из жильных пород в генетической связи с рассматриваемыми гранитоидами установлены лишь дайки мелкозернистых гранитов ( $\gamma_1$ ), да в виде небольших (до 0,3×0,5 м) гнезд, не обработанных на геологической карте, — крупнозернистые роговые слабо дифференцированные пегматиты.

По химическому составу (табл. 2) роговообманково-биотитовые граниты (обр. 214) близки к шглочоземельным гранитам и гранитам всех периодов, по Р. Дэли. Это породы нормального ряда, умеренно богатые щелочами ( $\frac{a}{c} = 6$ ). Гранодиориты (обр. 312) близки к гранодиоритам, по Р. Дэли, но в отличие от них сильно обогащены темноветными компонентами ( $b = 9,4$ ). Гранитоиды первой фазы от нескольких сходных с ними гранитоидов третьей фазы позднепалеозойского комплекса отличаются по элементам-примесям в породах, биотитах и магнетитах. В юрских гранитоидах спорадически встречаются Mo, Zn, Sc, есть Sr. В биотитах этих же гранитоидов несколько выше (0,003 вместо 0,001 и 0,002%) содержания Ni, отсутствует Nb, меньше Zr. В магнетитах из них отсутствует Pb, почти повсеместно встречаются Zn и Ga. Никакой рудной минерализации с рассматриваемыми гранитоидами не установлено.

Гранитоиды первой фазы на территории, по данным Э. А. Могостовского [21], прорывают гранитоиды третьей фазы позднепалеозойского комплекса, а сами в верховьях Мальмалты прорваны гранитами второй фазы диканского комплекса. На территории листа М-52-XXIII, по данным автора [24], они имеют эругтивный контакт с харинскими гранитами первой фазы. Абсолютный возраст пород по биотиту (табл. 3) равен 189 и 183±3 млн. лет, а по валловому составу — 200, 184 и 147±5 млн. лет. Если ориентироваться на самые древние значения возраста, то можно предположить, что внедрение рассматриваемых гранитоидов произошло на границе позднего триаса и юры, скорее всего, в раннем лэйасе.

**Граниты биотитовые, лейкокраповые, средне- и мелкозернистые, светло-серые ( $\gamma_2 J$ )** второй фазы образуют пять массивов,

из которых четыре, площадью от 1 до 3,6 км<sup>2</sup>, залегают среди позднепалеозойских гранитоидов, а пятый, самый крупный (48 км<sup>2</sup>) массив в верховьях Малмальты прорывает юрские гранитоиды первой фазы.

Характерными особенностями для гранитов второй фазы являются: 1) среднезернистое до мелкозернистого равномерное зернистое сложение, светлого-серая окраска; 2) наличие зое закалденные и мелкозернистых фацциальных разновидностей гранитов среди контактных массивов; 3) лейкократовый облик и наличие среди темноцветных минералов только биотита.

Наиболее широко распространены среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты, обладающие гипидиоморфнозернистой гранитовой, участками монцитовой структурой и массивной текстурой. Составляют они из микроклина (29—53%), кварца (19—39%), биотита (0,5—2%). Вторичные минералы в них — серицит, мусковит, хлорит, эпидот, акцессорин — пиркон, апатит, пирит, сфен, касцитерит, монацит, ильменит (до 66,9 г/т), ортит, ксенотим, фергосонит (до 19,1 г/т), магнетит и спорадически встречаются гранат, торит, галенит, арсенопирит, сфалерит и бурый циркон.

Из жильных пород в связи с гранитами второй фазы закартированы дайки мелкозернистых гранитов ( $\mu\beta$ ), также мелкие гнезда и прожилки слабо дифференцированных и недифференцированных пегматитов и аллитов, не отображенные на геологической карте. Дайки гранитов располагаются, как правило, в зонах экзоконтактов массивов. Мощность их не превышает 30 м, простирание даек близкое к меридиональному, падение крутое (60—70°) на юго-запад (230—250°). Некоторые из них, вероятно, являются апофизами. Гидротермальные и пневматолитовые изменения в связи с этими гранитами выражены в виде мелкой мусковитизации самих гранитов и в отложении в виде мелких (до 1 см<sup>2</sup>) гнезд пирита, халькопирита, эпидота по зонам дробления мощностью 1—5 см.

По химическому составу описываемые граниты близки к гранитовым аллитам, по Р. Дэли (табл. 2: обр. 6124, 933 и 242). Они пересыщены кремнеземом ( $Q=37,2; 31,3; 38,1$ ), пересыщены алюминием, богаты щелочами ( $\frac{a}{c}=13,1; 10,8; 10,5$ ). По величине коэффициента аплантности  $\frac{N}{V}=0,7-0,72$  они относятся к гломазитовому комплексу, благоприятному для образования тангало-ниобатов иттрия и железа (эксценита, фергосонита, колумбита), ассоциирующихся с ильменитом, монацитом и ксенотимом. Подобная ассоциация минералов установлена для массива в верховьях Малмальты. В южной части его выявлены шликтовой ореол рассеяния фергосонита. Появление здесь фергосонита в аномальных для акцессориев количествах обуслов-

лено, по-видимому, проявлением на этом участке более интенсивного автоматического процесса (альбитизации), привешено к образованию метасоматических рудных концентратов редких элементов. Юрские граниты в значительной мере преизнизированы, альбитизированы, но почти совсем не подвержены калишпатизации. По элементам-примесям лейкократовые граниты юрского возраста от позднепалеозойских несколько сходных гранитов ( $\mu\beta PZ_3$ ) отличаются наличием в биотитах Sn и Pb, а от некоторых разновидностей харинских гранитов второй фазы — отсутствием Mo.

Граниты второй фазы в верховьях Малмальты рвут юрские граниты первой фазы. Абсолютный возраст их по биотиту (табл. 3) равен  $180 \pm 8$  и  $146$  млн. лет. Если принять во внимание самые древние значения возраста, то время формирования описываемых гранитов следует относить к ранней юре.

#### РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Эти интрузии представлены андезито-дацитами ( $\mu\beta K_1$ ), установленными на левобережье Бурен, а также многочисленными дайками кварцево-диоритовых и диоритовых порфиритов ( $\mu\beta\tau$ ), андезитов ( $\mu\beta$ ), долеритов ( $\mu\beta$ ), андезито-базальтов ( $\mu\beta\beta$ ), которые прорывают либо поярковскую свиту, либо разновозрастные гранитоиды.

Андезито-дациты ( $\mu\beta\tau$ ) образуют тело шириной 300—400 м, длиной до 5 км северо-восточной ориентировки, которое прорывает вулканиты поярковской свиты. Внешне это лавово-серые порфиритовые породы. Порфиритовые выделения в них представляют кислые олигоклазом и роговой обманкой. Основная масса микропиклитовая и микролитовая.

Кварцево-диоритовые и диоритовые порфириты ( $\mu\beta\tau$ ) образуют крутопадающие дайки северо-восточного простирания мощностью от 4 до 30 м, длиной до 500 м и более. Серии пологих даек закартированы в долинах Чуудлы и Бурен, а также в долине р. Пайкянчика к западу от гидрогеостанции Пайкан среди гранитоидов. Внешне это зеленовато-серые порфиритовые породы. Структура их полнокристаллически-порфиритовая с микропримативизацией или микропегматитовой (для кварц-содержащих разновидностей) структурной основной массы. Составляют они из плагиоклаза (60—70%), микроклина (до 10%), биотита и роговой обманки (5—10%), иногда кварца (10—15%). Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом; вторичные — серицитом, хлоритом, эпидотом.

Андезиты ( $\mu\beta$ ) — темно-серые и лавово-серые порфиритовые или афиритовые породы. Они содержат дайки мощностью от 1—2 до 50 м, преимущественно субмеридиональной ориентировки. Структура андезитов порфиритовая с микролитовой структурной основной массы. Порфиритовые выделения составляют 10—30%





Лавобрекчи состоят из обломков трахипларитов (20—30%) размером 2—15 см, сцементированных трахипларитом волютисто-филоидальной текстуры. Порода интенсивно окварцована и каолинизирована, вследствие чего имеет белесую окраску. Афировые, мелко- и среднекрупные трахиплариты обладают четкими эруптивными контактами с автобрекчиями. Это зеленоватое-серые, серые породы массивной или флюидальной текстуры. Структура их порфировая с фельзитовой, сферолитовой, микропойкилитовой структурами основной массы. Порфирные выделения размером 1—3 мм представлены олигоклазом, почти нацело замещенным серпидитом, каолинитом и кварцем. Среди вторичных минералов, кроме указанных, встречаются мусковит, пирит, пирофиллит, акцессорные минералы представлены цирконом. Для подобных липаритов, слатчатых представлены шток и дайки, характерна гломеропорфировая структура. Окраска их чаще серая или желтоватая-серая.

Слабо спекшиеся игнимбриты трахидацитов, образующие жерловину в бассейне Алтона, сходны с подобными игнимбритами покровной фации. Не исключено, что они слатчат только приповерхностную часть жерловины, а глубже сменяются трахидацитами.

Кварцевые сиенит-порфиры — это зеленоватое-серые, желтовато-серые породы с гломеропорфировой структурой. Порфирные вкрапленники представлены олигоклазом, олигоклаз-альбитом и ортоклаз-пертитом, размером 0,1—2,5 мм, образующими скопления до 4—5 мм. Они оплавлены и корродированы основной массой. Основная масса полнокристаллическая микрогранитовая, микропойкилитовая. Отношение порфирных выделений к основной массе 1:1. Вторичные минералы — альбит, сидерофиллит, гидрослюда; акцессорные — магнетит.

Фельзит-порфиры внешне сходны с трахипларитами, но отличаются от них более обильной вкрапленностью пирита. Содержание пирита в некоторых из них достигает 2440 г/т. Мощность даек около 30 м, простирание широтное. Фельзит-порфиры обладают порфировой структурой с фельзитовой структурой основной массы. Порфирные вкрапленники (до 5%) представлены хорошо ограниченными мелкими (0,2—1,5 мм) кристаллами олигоклаз-альбита и кварца.

Гранит-порфиры, образующие дайки мощностью до 200 м, длиной более 1 км, субширотного простирания, закартированы в верховье Бушунги. Они имеют полнокристаллическую порфировую структуру с псевдосферолитовой структурой основной массы. Порфирные выделения (5—8%) представлены микроклинизованным олигоклазом, микроклином, кварцем, размером 1—2 мм. Нередко они образуют гломероидные скопления до 5 мм. В виде рассеянной вкрапленности (1—2%) в гранит-порфирах присутствует пирит.

Судя по химическому анализу (табл. 2, обр. К-99), умеренно спекшиеся игнимбриты из жерловины по р. Алтон занимают промежуточное положение между липаритами, дацитами и трахитами, по р. Дзэли. Они пересыщены глиноземом и кремнеземом ( $Q=20$ ) и богаты щелочами ( $\frac{d}{2}=8$ ). По количеству  $SiO_2$  (68,5%) и щелочей (9,15%) эти породы соответствуют трахидацитам.

Определяется только абсолютный возраст кварцевых сиенит-порфиров. Равен он 87 и 108 млн. лет (табл. 3).

## ТЕКТОНИКА

Территория листа М-52-ХVII расположена в южной части Буренского массива (Туранский блок) у восточной окраины Амуро-Зейской впадины. Она состоит из двух структурных этапов. Нижний структурный этап представлен кристаллическим основанием Буренского массива, а верхний — структурами наложенной Амуро-Зейской впадины и более мелких локальных впадин в ее торном обрамлении, выполненных преимущественно эффузивами.

Кристаллическое основание Буренского массива является глубоко эродированной областью, сложной главным образом разновозрастными гранитоидами, среди которых в виде наибольших по площади (до 8 км<sup>2</sup>) przewosов кровли либо в опущенных тектонических блоках сохранились фрагменты протерозойских складчатых структур. Фрагменты раннепротерозойских структур установлены только в юго-восточной части территории. Простирание складок, в которые собрана туловчихинская свита, северо-восточное.

Среднепротерозойские (?) структуры характеризуются субширотным простиранием. Углы падения крыльев линейно-вытянутых складок, в которые собрана союзненская (?) свита, равны 40—80°. Фрагменты позднепротерозойских структур, сложенных мелвинской свитой, сохранились в опущенном тектоническом блоке в верховье Малмалты. Карбонатные отложения были собраны в линейно-вытянутые складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 40—60°.

Кристаллическое основание Буенского массива имеет четко выраженные блоковые строение. Оно состоит из ступенчатого разно расположенных горстов и грабенов, испытывающих дифференцированные разновременные блоковые перемещения. Образование их произошло по региональным разломам, к настоящему времени залеченным многочисленными разновозрастными гранитоидами. В пределах данной территории эти разломы имеют северо-восточное, близкое к меридиональному, направление, согласное с западной границей сопредельной Сихотэ-Алинской геосинклинали.

Разломы, разделяющие отдельные горсты и грабены, в большинстве своем долгоживущие, глубокого заложения. В районе установлены три таких разлома: Западнотуранский, Малымальтинский и Деглежинский. Западнотуранский разлом, контролирующей излияние основных, средних и кислых лав не только на описываемой территории, но и далеко за ее пределами, протигивается вдоль гравитационного уступа, служившего границей с между Туранской гравитационной депрессией, совпадающей с Туранским блоком Бурейнского массива, и Бурейским максимумом силы тяжести, расположенном в пределах Амуру-Зейской впадины. Деглежинский разлом, так же как и Западнотуранский, служит гравитационным уступом между Туранской гравитационной депрессией и Гонгорским максимумом силы тяжести, совпадающим с блоком слабо гранитизированных пород [32].

К указанным разломам приурочены цепочки массивов разновозрастных гранитов, но особенно четко связь с этими разломами выражена у харинских гранитов второй фазы. Заложение этих разломов произошло, вероятно, в позднем палеозое. Разломы других направлений на территории выявлены более древними. Среди них можно выделить разломы, но все они некие или относительно более молодые разломы, но все они не сомненно испытывали неоднократную активизацию. Это отчетливо выражено на геологической карте по небольшим цепочкам харинских интрузивов, отходящих от генеральных северо-восточных разломов. Одна из таких цепочек прослеживается от Вурьев Малымальты на северо-запад, две — в междуречье Буреи и Гонгора. По расположению интрузивов в последних можно с уверенностью говорить, что в момент формирования харинских гранитов, особенно второй фазы, в условиях растяжения были не только генеральные трещины, но и более мелкие (меридиональные и северо-восточные, близкие к широтным) оперяющие. Харинские интрузии при внедрении использовались частично и разломы субширотного направления, выявляющиеся в целом для массива, по-видимому, более молодыми образованиями.

Установленные в районе разломы можно классифицировать не только по ориентировке, но и по характеру выполнения тектонических зон (швов). Выделяются три группы разломов: 1) надвиги, сопровождающиеся зонами интенсивного катаклаза и рассланцевания; 2) сбросы с тектоническими блоками, сложенными окварцованными тектоническими блоками с жилами кварца безрудного или с сульфидами; 3) сбросы с тектоническими зонами, сложенными древесиной, каменной мукой и глинками трения без зеркал скольжения.

Первая группа разломов представлена Горбыльской и Ташинской зонами интенсивного катаклаза и рассланцевания. Горбыльская зона прослеживается в северо-восточном направ-

лении от верховьев Синели до р. Мал. Горбыль на расстоянии 46 км и уходит за пределы района, где перекрыта древним аглювием. Ширина ее колеблется от 3 до 6 км. Строение зоны весьма сложное и по простиранию не везде выдержанное. Разнообразные по составу протерозойские и палеозойские образования в ее пределах превращены в блококатаклазиты и блокомилониты, которые, из-за наличия в них четко выраженного рассланцевания, ранее [31] принимались за гнейсы. Рассланцевание пород в зоне ориентировано по азимуту падения 280—320° под углами 30—70°. В настоящее время достоверно амплитуду перемещения по ней установить нельзя.

Контрактирующие с зоной с востока позднепалеозойские гранитоиды первой фазы на расстоянии нескольких километров заменно катаклазированы. Образование зоны предшествовало внедрению харинских гранитов и произошло после формирования гранитоидов последней фазы позднепалеозойского комплекса. Харинские гранитоиды мигматизируют и гранитизируют блокомилониты и блококатаклазиты Горбыльской зоны. Ташинская зона имеет северо-западное простирание. Протягивается она от верховьев Малымальты в верховья Ташинь и Ниж. Мелыгина на расстоянии 17 км при ширине 3—6 км и уходит за пределы района. Раннепалеозойские (?) и ранне-среднепалеозойские (?) гранитоиды в ее пределах превращены в блокомилониты и блококатаклазиты, сходные с таковыми из Горбыльской зоны.

Разломы второго типа более многочисленны. Установлены они почти повсеместно. В верховьях Малымальты в опущенном по этим разломам тектоническом блоке сохранились слегка скарнированные известняки мелыгинской свиты. В зонах разломов они и гранитоиды раздроблены, окварцованы, притритизированы. В штурфных пробах из них отмечены до 30 зерен антимонита, единичные зерна галенита. Ручьи, размывающие эти разломы, содержат в аглювии повышенные (до 1 мг на 0,02 м<sup>3</sup>) количества шедлита. В низовьях Синели зона разлома шириной 22 м представлена катаклазированными мионитизированными и окварцованными породами с пиритом. Центральная часть зоны сложена кварцевыми метасоматитами и жилой безрудного кварца с обильной вкрапленностью пирита. Примерно такой же характер тектонического шва и у разлома в верховье Кузнецких.

В междуречье Мал. и Бол. Горбыль закартирована целая серия субпараллельных разломов северо-восточного направления, сопровождающаяся образованием окварцованных тектонических брекчий, содержащих местами вкрапленность пирита. В долине р. Дегляжи этим разломам соответствует в большей мере, чем в других местах, катаклаз, который в отличие от Горбыльской и Ташинской зон бластической кристаллиза-

цией не сопровождается. Протяженность разломов второго типа обычно не более 10—20 км.

Весьма широко распространены разломы третьего типа. Среди них зафиксированы сбросы всех направлений: широтного, северо-восточного, близкого к широтному, меридионального и северо-западного. Они отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках. Ширина зон дробления в них колеблется от 15 до 200 м. Плоскости сместителей ориентированы под разными углами (от 30—40 до 90°). Много разломов этого типа вскрыто канавками на водоразделе Бол. Горбыль и Хант в пределах Горбыльской зоны интенсивного катаклаза и рассланцевания, в долине р. Бол. Горбыль, в верховье Малымальты.

Наиболее четко среди этих разломов встречаются субширотные. Они нередко образуют зоны сближенных разломов шириной в несколько километров, протяженностью до десятков километров. Расстояние между разломами в зонах равно 0,5—4 км и редко более. Зоны таких разломов наблюдались в междуречье Кузнечиха—Бурей, в верховье Малымальты, Бол. Горбыля, в бассейнах Алгона и Дердяжи и т. д. Иногда они, не меняя направления, прослеживаются в саянско-кузнецкую (?) свиту и, по-видимому, последние по окраине Амуро-Зейской впадины местами испытывает по ним незначительные перемещения. Вследствие движений по разломам этого типа возникли антецедентные участки речных долин, в пределах которых почти полностью смыт средне- и верхнечетвертичный аллювий. Обилие разломов третьего типа в районе, по-видимому, объясняется тем, что движения по ним происходили уже в кайнозое.

Гранитное основание Бурейского массива в фундаменте Амуро-Зейской впадины также имеет блоковое строение. По данным буровых и геофизических работ [20, 32], фундамент впадины расчленен на ряд чередующихся поднятий и прогибов, к бортам которых приурочены в большинстве случаев разрывные нарушения. Простирание их преимущественно северо-восточное, близкое к меридиональному. На территории частично расчленены Ромненский прогиб, прогибающийся от г. Райчихинска на северо-восток в верховья р. Томи. В пределах его установлены итикутская, поярковская, завитинская, патайская, кивдинская, бузулинская, саянско-кузнецкая и белогорская свиты. Мощность осадков, вытесняющих этот прогиб, около 2000 м. По данным В. И. Малыгина [20], поярковская свита в пределах восточной части Амуро-Зейской впадины собрана в пологие складки с углами наклона крыльев 34—40°, реке 60°. В горном обрамлении этой впадины, где поярковская свита представлена преимущественно эффузивами, выполняющими нижние части локальных, небольших по площади впадин, наклон слоев осадочных пород и потоков эффузивного и пирокластического материала имеет центрально-направленное падение от 10—15 до 50°. К этим локальным впадинам приурочены, как

правило, вулканы центрального типа, деятельность которых продолжалась с раннего до позднего мела включительно.

Опытываемая территория, также как и Бурейский массив в целом прошла сложное полициклическое развитие. Судя по фрагментам протерозойских структур, можно предположить, что в протерозое здесь существовали геосинклинальные условия. В среднем (?) протерозое, по-видимому, происходили излияния основных и средних эффузивов, о чем свидетельствует состав микрогнейсов союзненской (?) свиты [26]. В позднем протерозое на рассматриваемой территории господствовали миогеосинклинальные условия. В пределах Мельгинского трога, пересекавшего ее с северо-востока на юго-запад по днаотали, формировались известняки мелгинской свиты, а возможно, и более молодые (кембрийские) карбонатные отложения, к настоящему времени уничтоженные эрозией.

Геосинклинальный этап развития района был завершен в конце раннего или начале среднего кембрия в связи с проявлением последней фазы байкальской складчатости. В орогенный этап, охватывающий, скорее всего, средний и поздний кембрий, район являлся ареной складчатого-блоковых деформаций, сопровождающихся горообразованием и формированием элипсоциклинальных моласс, следы которых в виде конгломератов, кварцитовидных песчаников и т. д. установлены на сопредельных к югу и северу территориях. Накопление моласс в краевых и межгорных прогибах, наложенных на складчатые сооружения, сопровождалось наземным вулканизмом, о чем свидетельствуют излияния андезито-дацитового и липаритового состава. В это же время происходит становление массивов раннепалеозойских гранодиоритов, диоритов и гранитов (455 млн. лет).

В посторогенную стадию, начиная с ордовика, развитие Бурейского массива было тесно связано с тектоническими процессами, происходившими в соседних Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклиналях. Складчатые деформации в пределах этих геосинклиналей сопровождалась тектоно-магматической активизацией на Бурейском массиве. Туранский блок Бурейского массива с ордовика до мела включительно являлся, по-видимому, областью преимущественно восходящих движений и служил местоприемлем разноразрастных интрузивов, главным образом, гранитоидного состава. Это предположение вполне согласуется с выводами Е. А. Ракевич и др. [3] о том, что на юге Дальнего Востока гранитоиды локализируются за пределами синхронных им складчатых областей. Заложение ордовикских прогибов в Монголо-Охотской геосинклинали сопровождалось, очевидно, тектоно-магматической активизацией испытываемой территории и внедрением по разломам основных и средних пород.

Замыкание силурийских прогибов к северу от Буренского массива и заложение девонских — в Сихотэ-Алинской геосинклинали по восточной окраине массива вызвало тектоническую активизацию на нем, сопровождающуюся образованием глущинных разломов, ориентированных параллельно границам геосинклинальной области. По этим разломам, вероятно, в поздне-мезозойской или начале раннего девона опять произошло внедрение основных и средних пород, которые в настоящее время, как и раньше, наблюдаются в виде ксенолитов в позднедевонских гранитоидах.

В следующую фазу (конец раннего девона) сформировались предположительно ранне-среднепалеозойские (?) гранитоиды (377 млн. лет). В сопредельных с Буренским массивом геосинклиналах с позднедевонской эпохой [6] связаны региональная регрессия моря, рост внутренних поднятий и замыкание большого ранне-среднедевонского прогиба.

Начало карбона ознаменовалось проявлением складчатых движений, вызвавших значительные тектонические перестройки. В районе в это время в связи с основной фазой складчатости катедонского тектогенеза, начавшейся в конце позднего девона и завершившейся в раннеуринское время, происходит становление огромных массивов гранитоидов повышенной основности. Межформационный характер крупных массивов указывает на то, что чехол метаморфических и осадочных образований на Буренском массиве в то время, вероятно, еще существовал. Отголоском второй фазы раннекаменноугольных складчатых движений, приведших к замыканию Юдомо-Майского прогиба и складчатости в Монголо-Охотской геосинклинали, является формирование гранитов второй фазы позднепалеозойского комплекса.

Следующий герцинский тектоно-магматический этап в жизни Туранского блока Буренского массива начинается с позднего карбона. Складчатые движения этого времени в области Монголо-Охотской геосинклинали вызвали внедрение крупных тел габброидов на границе Аянского прогиба и Гыбовой зоны Становика — Джугджура [6], а в Туранском блоке, представлявшем в то время сильно раздробленное геотектоническое поднятие, внедрились многочисленные массивы гранитоидов повышенной основности третьей фазы позднепалеозойского комплекса (278 млн. лет). В связи с тектоническими движениями между поздней пермью и ранним триасом в Урмийском и Ланском прогибах в Туранском блоке Буренского массива произошло оживление ранее заложённых глубинных разломов северо-восточной ориентировки, внедрение (в две фазы) гранитов повышенной щелочности и кварцевых снейттов (харинский комплекс; 236—219 млн. лет).

Следующее оживление тектонической деятельности в районе произошло в конце позднего триаса — начале лэйаса и свя-

зано с киммерийским тектоно-магматическим циклом. Гранитоиды диканского комплекса (200—146 млн. лет) на территории сформировались в две фазы, одна из которых имела место в начале раннего лэйаса, а другая — в конце лэйаса или в начале среднеюрского времени. Складчатые движения, которые обусловили активизацию тектоно-магматической деятельности этого времени происходили преимущественно в Монголо-Охотской геосинклинали. Они привели к замыканию юрских остаточных прогибов в Забайкалье и в верховьях Амура [3].

Верхнеюрские-нижнемеловые континентальные отложения, выполняющие восточную часть Амуро-Зейской впадины, являются более поздними образованиями, чем диканский интрузивный комплекс. Заложение этой впадины здесь связано с началом альпийского тектоно-магматического цикла. Первая фаза альпийского тектогенеза, проявившаяся в Сихотэ-Алинской геосинклинали в конце валдажского века, обусловила на Буренском массиве оживление ранее заложённых разломов и проявление вулканической деятельности, которая сопровождалась образованием многочисленных экстрезий и субвулканических интрузий от основного до кислого субщелочного состава.

Надгигие в Амуро-Зейской впадине цагайской свиты, сложенной преимущественно галечниками, свидетельствует о том, что с маастрихтского века горное обрамление впадины, в том числе и рассматриваемый район, испытывала блоковые восходящие движения и интенсивную эрозию. От вулканических построек сохранились в большинстве своем только жерловинные (неки). О масштабе эрозийного среза в некоторой степени может служить максимальная (около 3000 м) мощность осадков, выполнивших впадину. Неотектонический этап развития района изложен в главе «Геоморфология».

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф территории создан экзогенными процессами. Генетически однородные поверхности, образующие его, по преобладающей деятельности тех или других рельефообразующих сил (аккумуляция, речной эрозии, денудация и т. д.) можно разделить на эрозийно-аккумулятивные, эрозийно-денудационные, денудационно-эрозийные и денудационные (рис. 2).

Эрозийно-аккумулятивные поверхности под разделены на расчлененные и слабо расчлененные; первые созданы четвертичными реками, а вторые — миоцен-раннечетвертичными. Поверхности, сформированные четвертичными реками, представлены поймой и четырьмя надпойменными террасами.

Пойма имеет высоту 0,5—2 м в мелких водотоках и до 8 м в долине р. Бурей. Она включает в себя косы, острова и пой-

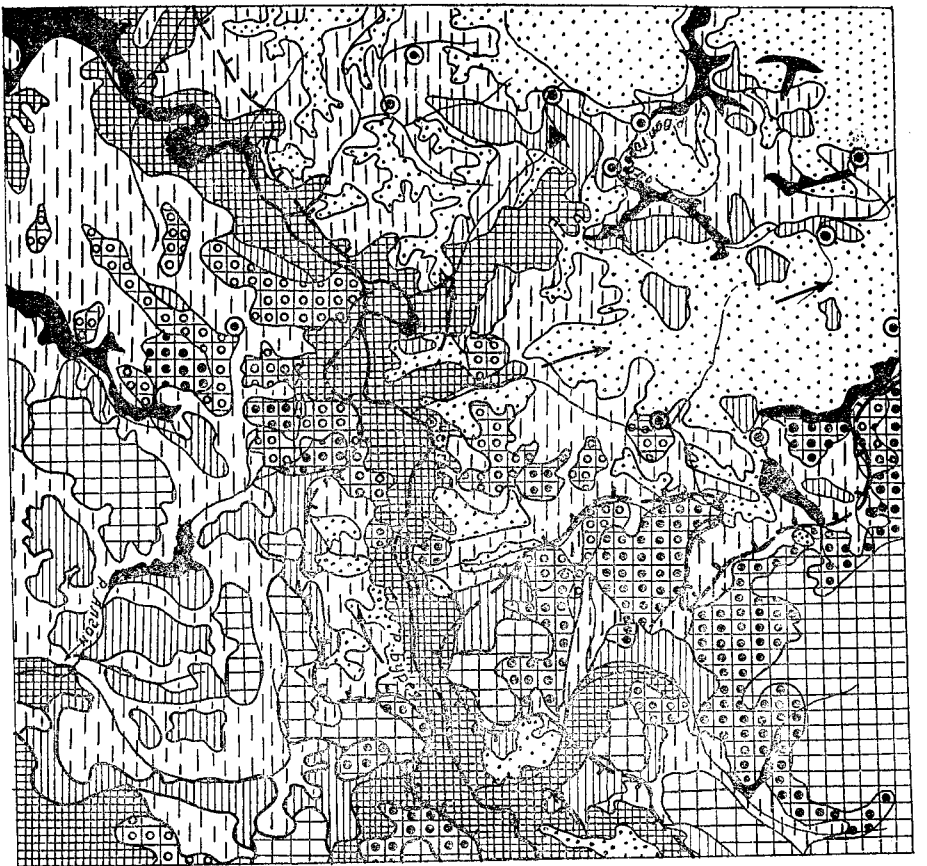
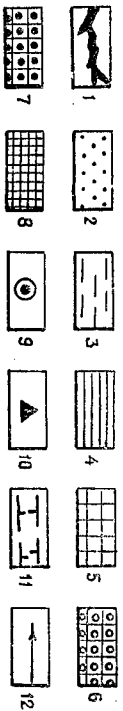


Рис. 2. Геоморфологическая карта



Эрозионно-аккумулятивные поверхности: 1 — нерасчлененные горизонтальные (Q11—Q1V); 2 — слабо расчлененные, слабо наклонные (2—10°) (N1+Q1); эрозионно-денудационные поверхности: 3 — слабо расчлененные, слабо наклонные (2—10°)—Q1—Q1V; 4 — средние расчлененные, слабо наклонные (2—15°)—P2—Q1V; 5 — средние расчлененные, сильно наклонные (10—30°)—K1—Q1V; 6 — интенсивно расчлененные, средние наклонные (5—20°)—P2—Q1V; 7 — интенсивно расчлененные, сильно наклонные (10—35°)—K2—Q1V. Денудационно-эрозионные поверхности: 8 — интенсивно и средние расчлененные, слабо- и средние наклонные (Q1—Q1V). Дополнительные условные обозначения: 9 — антидепрессивные участки речных долин; 10 — место находки верхнеплейстоценового (?) аллювия; 11 — контуры депрессии и речной долины неоген-раннечетвертичного возраста; 12 — направление течения древней реки

менные террасы. В долине р. Бурей ширина поймы не превышает 1 км. В долинах остальных рек и ручьев ширина поймы колеблется от нескольких десятков метров до 200 м. Поверхность ее буржигото-гравийная с многочисленными озерными старицами, заболоченная. Тыловой шов выражен обычно отчетливо. Формирование поймы происходит в современное время. Первая терраса высотой до 12 м имеет крутой уступ с ясно выраженной бровкой. Ширина террасы в долине р. Бурей равна 0,5—1 км. В долинах остальных водотоков она занимает почти все днище, протягиваясь от верховьев до участков с интенсивным эрозионным врезом. Поверхность террасы слабоэрозионная. Тыловой шов выражен отчетливо. Сформировалась она во второй половине позднечетвертичного времени.

Вторая терраса высотой 15—20 м в долине р. Бурей имеет четко выраженную уступ с крутой склонов 10—15°; бровка ее слаженная. Ширина террасы в долине р. Бурей 1—2 км. Поверхность ее ровная, заболоченная, почти безлесая, с многочисленными зарастающими озерными старицами и редкими термакарстовыми западинами. Тыловой шов выражен четко. В верховьях Алтона, Синели, Мальмалты эта терраса занимает целиком днища водотоков. Проследивается она от верховьев долин до участков с интенсивным эрозионным врезом. Высота уступа террасы здесь 1,5—2 м, бровка слаженная. Формирование второй террасы происходило в первую половину позднечетвертичного времени.

Третья терраса местами (рр. Бурей, Мальмалты) имеет поколь. Высота ее в долине р. Бурей около 45 м; в долине р. Мальмалты до 25 м, а в остальных водотоках, где эрозионный врез незначительный, 1,5—3 м. Образование террасы происходит во второй половине среднечетвертичного времени.

Четвертая терраса в долине р. Бурей установлена в виде небольших по площади (до 1 км<sup>2</sup>) разрозненных участков. Высота ее здесь равна 55—60 м. Уступ террасы слабо выражен, тыловая закраина перекрыта делювием. Наиболее хорошо четвертая терраса сохранилась в долинах Ташины, Мал. и Бол. Горбыли, где занимает в верховьях все днище этих долин. Ширина террасы колеблется от 0,4 до 1,2 км. Микрорельеф ее поверхности на участках дряхлого рельефа буржигото-западинный. Западины изомеричной или неправильной формы, диаметром от 5—10 до 200 м, часто заполнены водой. Образование их связано с термокарстовыми процессами, протекающими в районе и в настоящее время. Сформирована терраса в первой половине среднечетвертичного времени.

Аккумулятивная поверхность миоценово-раннечетвертичного возраста сохранилась в виде небольших изолированных участков в приводораздельных частях гор. Абсолютные отметки поверхности 245—350 м, относительные превышения колеблются от 40—60 м на западе района до 120—150 м на востоке. Эта

поверхность характеризуется широкими плоскими или слегка выпуклыми водоразделами без четко выраженных вершин и догами (2—10°) вогнутыми склонами, часто обрывающимися к днищам долин в виде крутых (до 30°) уступов высотой 2—10 м. Склоны речных долин, сложенных древним аллювием (рр. Мал. и Бол. Горбыль), нередко имеют террасовидное строение, обусловленное слоистостью пород. Долины водотоков, расчленяющие поверхность, имеют блюдцеобразный поперечный профиль и широкие заболоченные булристые днища. В местах, где отпрепарирован доколь древнего аллювия, рассматриваемая поверхность обрывается уступом высотой в несколько метров, отчетливо просматриваемым при дешифрировании аэрофотоснимков.

Эрозионно-денудационные генетически однородные поверхности охватывают водоразделы и склоны горных гряд и возвышенностей. Сформированы они в различные этапы развития рельефа. По степени эрозионного расчленения, гипсометрическому положению и углам наклона среди них выделяются: 1) поверхность слабо расчлененная, слабо наклонная; 2) поверхность средне расчлененная, слабо наклонная; 4) поверхность сильно расчлененная, средне наклонная; 5) поверхность интенсивно расчлененная, сильно наклонная.

Эрозионно-денудационная слабо расчлененная, слабо наклонная поверхность, по сути дела, является недавно отпрепарированным покоем древнего аллювия и представляет собой холмисто-увалистую заболоченную равнину, для которой характерно наличие крупных, часто плосковерхих увалов с очень пологими (до 10°) склонами, расчлененными сравнительно редкими неглубокими долинами второстепенных водотоков. Почти повсеместно на склонах видны солифлюкционные террасы. Наиболее интенсивно проявлены они в бассейнах Синели, Чукачана. Абсолютные отметки поверхности 200—350 м, относительные 20—100 м. Формирование рассматриваемой поверхности началось со второй половины раннечетвертичного времени.

Эрозионно-денудационная среднерасчлененная, слабо наклонная поверхность развита в пределах абсолютных отметок 250—408 м при относительных превышениях 40—100 м. Поверхность расчленена сетью мелких ручьев и распадов с довольно широкими долинами блюдцеобразной или трапециевидной формы. Вершины междуручней поверхности плоские, куполовидные, редко конусовидные, с прямыми и вогнутыми склонами крутизной до 12—15°, плавно сочлененными с днищами водотоков. Переход этой поверхности к гипсометрически ниже расположенной выражается перегибом в рельефе на абсолютных отметках 320—330 м (левобережье Бурег и Бол. Горбыль). Формирование рассматриваемой поверхности, по-видимому, началось в па-

леогене, так как на ней (левобережье р. Бол. Горбыль) на абсолютной отметке 402 м сохранились реликты отложений, относящихся позднемоловую аккумулятивную равнину (рис. 2).

Эрозионно-денудационная интенсивно расчлененная, средне-наклонная поверхность охватывает водоразделы и склоны останцовых гор с абсолютными отметками 300—450 м и относительными 100—200 м. Цепочки этих останков протягиваются в виде полосы шириной около 20 км в северо-восточном направлении от низовьев Бушунги и Симчи на юго-западе до истоков Чуелды, Чукачана, Ташины на северо-востоке, как бы подчеркивая блоковое строение рассматриваемой территории.

Второй блок подобного рельефа установлен в юго-западной части территории (рр. Алгон, Борисова, Дердяжа), откуда уходит за пределы района. Для описываемой поверхности характерно наличие небольших конусовидных гор с резко вогнутыми склонами крутизной от 5—10° у подножья до 15—20° у вершины. На вершинах гор нередко встречаются скальные гребни и останцы выветривания. Поверхность изрезана густой сетью долин второстепенных водотоков с трапециевидным, реже блюдцеобразным и U-образным профилем. В устьях небольших узких распадов встречаются конусы выноса.

Формирование рассматриваемой поверхности, как и выше описанной, по-видимому, началось в палеогене, о чем свидетельствуют примерно равные абсолютные отметки, но благодаря неогектоническим движениям положительного знака, она оказалась более расчлененной. По-видимому, в связи с этим движениями изменила свое направление с субширотного на юго-западное древняя река Палеобурея. В конце раннечетвертичного времени современная р. Бурег интенсивно пролила свою новую долину, чем и объясняется отсутствие в районе аллювиальных отложений этого времени. Глубина вреза новой речной долины, судя по расположению подшвы белогорской и сазанковской (?) свит и поверхности, на которой расположены низы среднечетвертичных отложений, составляет 30—40 м.

Эрозионно-денудационная интенсивно расчлененная, сильно наклонная поверхность охватывает подножья высоких гор и сохранилась в виде нескольких небольших участков останцовых гор. Абсолютные отметки поверхности 300—700 м, а относительные 200—400 м. Для поверхности характерны острые скалистые водоразделы, прямые крутые (20—35°) склоны, обычно покрытые глыбовыми, слабо закрепленными осипами. Вершины гор конусовидной формы. Расчленяющие ее ручьи имеют крутой (до 20°) ступенчатый продолговатый и U-образный поперечный профиль. В руслах водотоков и по их берегам наблюдаются нагромождения крупных глыб и выходы коренных пород. В настоящее время поверхность испытывает интенсивное омоложение, обусловленное восходящими блоковыми движениями по разломам северо-восточного и северо-западного на-

правлений. На границе с нижележащей поверхностью в рельефе виден перегиб, приуроченный к абсолютным отметкам 400—410 м. Формирование рассматриваемой поверхности, по-видимому, началось в позднемеловое время, так как реликты позднемеловой аккумулятивной равнины расположены гипсометрически ниже [25].

Эрозионно-денудационная средне расчлененная, сильно наклонная поверхность охватывает вершины и склоны междулучий Мальмалыты, Ниж. Мелыгина, Ташины, а также Гонгора и Бури в пределах абсолютных отметок 300—1037 м и относительных превышений 300—500 м. Для описываемой поверхности характерны массивные широкие (100—300 м) водораздельные линии, прямая или слабовыпуклая форма склонов крутизной от 10—15 до 25—30° и куполовидная форма больших вершин. Водоразделы и верхние части склонов гор покрыты закрепленными мелкообломочными элювально-делювиальными образованиями, в то время как на средних и нижних частях склонов часты живые незакрепленные крупноглыбовые осыпи, встречаются одиночные останцы выветривания и непрочные скальные гребни. Ручьи здесь носят типичный горный характер. Продолжный профиль их резко изогнут в истоках, а поперечный имеет U-образную или трапециевидную форму. В месте сочленения рассматриваемой поверхности с гипсометрически ниже расположенной в рельефе отмечается перегиб. Характерно, что абсолютная отметка этого перегиба при движении с юга на север повышается от 425—450 м на левобережье Бури до 520—530 м в верховьях Мальмалыты, достигая 740 м в верховьях Ташины, где эта граница сопряжена с разломом северо-западной ориентировки. Все это свидетельствует о том, что горный узел в верховьях Мальмалыты, Ташины и Ниж. Мелыгина, являющийся южным продолжением хр. Турана, испытывает в настоящее время восходящие движения. Интенсивно расчлененные предгорья как бы наступают на останцы древних гор, разведая их. Рассматриваемая и вышеописанная интенсивно расчлененная поверхность, малоотгичающаяся по абсолютным отметкам, скорее всего, до раннечетвертичного времени составляла единое целое.

Денудационно-эрозионная генетически однородная поверхность образовалась в процессе глубинной эрозии, протекающей в долинах современных рек Бури, Гонгора, Алгона и в низовьях их притоков, а также в антецедентных участках речных долин на остальной территории. Абсолютные отметки этой поверхности равны 120—300 м, а относительные превышения 20—150 м. При этом степень расчлененности поверхности уменьшается при движении от водотока в сторону. Вдоль русел Бури, Алгона, Гонгора, заходя в долины их притоков на расстоянии от 1—2 до 5—10 км в виде узкой (от 0,5 до 2 км) полосы, она охватывает очень крутые (20—40°) прямолинейные корот-

кие (до 150 м), часто обрывистые скалистые склоны и острые вершины низких гор в придолинной части указанных водотоков. Форма долин крупных рек здесь трапециевидная, очень узкая или каньонообразная, как правило, расширяющаяся вверх по течению. Долины мелких ручьев U-образные, нередки высокие долины, продольные профили их очень крутые (до 20°). Долины водотоков часто загромождены развалами крупных глыб, переторожены выходами коренных пород, образующими пороги. В верхних частях склонов расположены незакрепленные глыбовые осыпи и многочисленны останцы выветривания причудливой формы. Формирование рассматриваемой поверхности началось после образования современной речной сети, т. е. со второй половины раннечетвертичного времени и продолжается до настоящего времени.

Денудационная поверхность с реликтами кор выветривания сохранилась в виде небольших по площади разрозненных участков в междуручье Гонгора—Алгона, на водоразделе Ташины с ее крупным правым притоком и с р. Мальмалытой и т. д. Она занимает плоские заболоченные части водоразделов и верхних частей склонов с абсолютными отметками 280—340 м. Время ее формирования совпадает со временем максимального образования кор выветривания в горном образовании Амуро-Зейской равнины, происходившего, скорее всего, в олигоцене и начале миоцена.

Историю формирования рельефа можно проследить с позднемеловое времени, когда резкое оживление тектонической деятельности привело к формированию позднемеловой аккумулятивной равнины и низких гор, охваченных в настоящее время генетически однородной средне расчлененной, сильно наклонной поверхностью. Позднее, по-видимому, в эоцене была сформирована средне расчлененная, слабо наклонная поверхность, на которой к настоящему времени лишь кое-где сохранились реликты позднемеловой аккумулятивной равнины. С олигоцене по миоцен район испытывал пенепленизацию, которая местами сопровождалась образованием кор выветривания.

В среднем миоцене описывается район с востока на запад пересекала мощная река Палеобурет. В конце миоцена или начале плиоцена, судя по тому, что белогорская свита залегает несогласно на сазановской (?) свите, район испытал кратковременные и не интенсивные тектонические движения, которые привели к частичному перераспределению речной сети. Направление течения древней реки сохранилось.

К началу раннечетвертичного времени в районе окончателно была сформирована миоцен-раннечетвертичная аккумулятивная поверхность. С началом четвертичного периода на юге Буриинского массива совпало крупное региональное поднятие, в результате которого произошло перераспределение речной сети, а местами — оживление вулканической деятельности (заливные

плато-базальтов). Реки, дренирующие миоцен-нижнечетвертичную поверхность, быстро врезались в рыхлые отложения и на большей части территории к настоящему времени отпрепарировали и расчленили ее покров. Со среднечетвертичного по настоящее время район является ареной дифференцированных блоковых движений переменного знака небольшой амплитуды. Реки Бурея, Гонгор и их притоки в низовьях испытывают интенсивную глубинную эрозию, а в их верховьях сохраняются участки более древнего дряхлого рельефа.

Большинство современных речных долин на участках орожденного рельефа по окраине Амуро-Зейской впадины в геоморфологическом отношении благоприятны для накопления россыпей. Мощности рыхлых отложений в них не превышает 10 м. Кроме того, за счет перемыва и неотложения древнего аллювия в современном аллювии несомненно происходит концентрация металла.

### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа М-52-ХVII известны многочисленные проявления эндогенной минерализации, представляемые медью, свинцом, цинком, оловом, мышьяком, молибденом, вольфрамом, бериллием, сурьмой, висмутом, ртутью, редкими землями, рассеянными элементами, золотом и золото-серебряными рудами, а также проявлениями торфа и месторождения строительных материалов — кирпичных глин, гравия, песка, минеральных источников, буттового камня, известняков. Проявление эндогенной минерализации обусловлено тремя этапами мезозойской тектонической активизации юга Буреинского массива. Практический интерес в настоящее время имеют только золотая, золото-серебряная минерализация и строительные материалы.

#### ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### Твердые горючие ископаемые

###### Торф

Проявление торфа установлено в среднечетвертичных озерно-болотных отложениях на водоразделе Малымальты и Ташины. Хорошо разложившийся темно-бурый торфяник выявлен здесь при проходке шурфов [26] в виде слоев мощностью от 0,2 до 2,4 м, залегающих среди глин в верхней части отложений. Более детально проявление торфа не изучалось.

#### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### Цветные металлы

###### Медь

Медь в аномальных (от 30 до 300 мкг/л) количествах обнаружена спектральным анализом в концентратах гидрохимических проб. Гидрохимические ореолы рассеяния меди выяв-

лены В. А. Евтушенко [14] в бассейнах Мал. Желуды (IV-1-22), Бол. Желуды (IV-1-19), левого притока р. Бурея (IV-1-26), р. Миндукачи 1-ая (IV-1-1; IV-1-2), вблизи устья Синели (III-1-4) и Симичи (IV-1-12). В четырех последних ореолах совместно с медью в аномальных количествах (от 15 до 300 мкг/л) встречено олово, а в одном (IV-1-1) сурьма (от 30 до 60 мкг/л). Площади большинства ореолов сложены разновозрастными гранитоидами, которые пересечены разрывными нарушениями, порваны дайками и некими позднемоловых трахитопарами, прит-порфирами, фельзитов, кварцевых сиенит-порфирами, а местами окварлованы, пиритизированы и хлоритизированы. Три первых ореола и последний у устья р. Симичи расположены в пределах шлиховых ореолов рассеяния золота. На площади ореола (IV-1-19) в бассейне Бол. Желуды выявлены два золотых (IV-1-16) и (IV-1-17) рудопроявления, а на площади ореола (IV-1-12) у устья Симичи установлено четыре рудопроявления золота (IV-1-5; IV-1-6; IV-1-8; IV-1-9) и два молибдена (IV-1-14; IV-1-15). Медь в районе является элементом-спутником золота и самостоятельно практического значения не имеет.

###### Свинец

Свинец в аномальных количествах обнаружен спектральным анализом в донных пробах (от 0,01 до 0,1%) и в концентратах гидрохимических проб (от 30 до 3000 мкг/л). Литохимические ореолы рассеяния свинца установлены в бассейне Бол. Горбыля (1-1-3), в истоках Бол. Горбыля и Чуегды (1-2-3), в истоках Ниж. Мельгины и Ташины (1-3-1), в междуречье Малымальты-Чуегды (1-3-3), на правобережье р. Чуегды (II-2-2). Наибольшее (до 0,1%) количество свинца в донных пробах обнаружено в истоках Ниж. Мельгины и Ташины. Длина литохимических потоков рассеяния свинца в пределах ореолов колеблется от 1,5 до 6 км, почти все пробы содержат свинец. Площади всех ореолов сложены позднеаллозойскими гранитоидами, порванными харинскими гранитами. Те и другие пересечены разломами различных направлений. Позднеаллозойские гранитоиды нередко окварлованы и пиритизированы. Свинцовые минералы в аллювии гидросети не установлены. Единичные зерна галенита выявлены минералогическим анализом лишь в штурфовых пробах из скарнированных известняков мельгинской свиты, оторванных вблизи контакта с харинскими гранитами в верховьях Малымальты.

Гидрохимические ореолы рассеяния свинца расположены особенно от литохимических в бассейне правого притока Малымальты (II-3-3) и в междуречье его с р. Чуекчаном (II-3-2). Геологическая обстановка на площадях этих ореолов та же. Внутри последнего ореола расположен гидрохимический ореол рассеяния сурьмы (II-3-4). Различные ореолы рассеяния свин-



да генетически, по-видимому, связаны с харинскими гранитами, так как в них повсеместно в виде акцессорного минерала присутствует галенит. Однако неблагоприятная геологическая обстановка, в первую очередь отсутствие в районе карбонатных пород, позволяют отрицательно оценивать перспективы района в смысле обнаружения месторождений свинца.

### Цинк

Сфалерит встречается в количестве от единичных зерен до 12 г/т в пределах Горбыльской зоны интенсивного катаклаза и расланцевания в двух кварцевых жилах, генетически связанных, по-видимому, с харинскими гранитами. В последних сфалерит спорадически встречается в качестве акцессорного минерала. Цинк в аномальных (от 30—60 до 300—900 мкг/л) количествах обнаружен также спектральным анализом в концентратах гидрхимических проб. Гидрхимические ореолы рассеяния цинка площадью от 4 до 30 км<sup>2</sup> локализованы в верховьях Малмалыты (1-4-1; 1-4-2; 1-4-4; 1-4-8), на левобережье Чулулды (1-2-3), в бассейнах Кузнецихи (III-4-2), Алгона (IV-4-2) и Саголи (IV-3-1). Наибольшие (до 300—900 мкг/л) концентрации цинка в пробах зафиксированы в бассейнах Саголи, Алгона и Чулуды.

Площади ореолов сложены преимущественно позднепалеозойскими гранитоидами, но расположены они, как правило, у контактов с юрскими и харинскими интрузивами. Цинксодержащих минералов на площадях ореолов не установлено. В верховьях Малмалыты гидрхимические ореолы рассеяния цинка частично совмещаются со шлиховыми ореолами рассеяния ферросонита, базовисмутита; в бассейне р. Кузнецихи — со шлиховыми ореолами рассеяния касситерита, молибденита и мадокон-трастными (содержание цинка от 20 до 60 мкг/л) непрогретыми ными литохимическими потоками и ореолами рассеяния цинка в аллювии и делювии; в бассейне р. Алгона — со шлиховыми ореолами рассеяния монацита и ксенотима. Судя по имеющимся материалам, цинк в районе является элементом-спутником висмутовой, иттриевой и оловянной минерализации. Цинковая минерализация на территории практического значения не имеет.

### Олово

Касситерит установлен шлиховым опробованнем в современном и древнем аллювии. Кроме того, олово обнаружено в аномальных (от 20 до 1000 мкг/л) количествах спектральным анализом в концентратах гидрхимических проб. Из четырех локализованных шлиховых ореолов касситерита в двух (1-2-1, III-3-1) касситерит является перерасположенным. Количество касситерита в них не превышает 50 зерен на 0,02 м<sup>3</sup> грунта.

Наибольший из этих ореолов (1-2-1) охватывает площадь 1880 км<sup>2</sup> с преимущественным распространением рыхлых неоген-нижнечетвертичных отложений, служащих источником поступления касситерита в современный аллювий. На север и запад контуры этого ореола открыты. Второй ореол расположен на левобережье Буреи (III-3-1).

В пределах рассматриваемых ореолов касситерит в древнем и современном аллювии одинаковый. Окраска его бурая с различными оттенками (от желтого до красного), форма зерен неправильная, угловатая, иногда зерна слабо окатанные, размер их не превышает 0,2 мм. Спектральный анализ касситеритов указывает на наличие в них в качестве элементов-примесей ниобия (0,005—0,01%) и цинка (0,01—0,1%). Низкие (до 50 зерен на 0,02 м<sup>3</sup>) содержания касситерита в древнем аллювии исключают возможность образования здесь промысленных россыпей.

Третий (III-4-1) шлиховой ореол касситерита в низовьях Кузнецихи занимает площадь около 9 км<sup>2</sup>. Приурочен он к контакту харинских гранитов и позднепалеозойских гранитоидов. Этот ореол совпадает со шлиховым ореолом рассеяния молибдена (III-4-3) и гидрхимическим ореолом рассеяния цинка (III-4-2). Содержание касситерита в пробах здесь не превышает 10 зерен на 0,02 м<sup>3</sup> грунта. Крашен касситерит в темно-коричневый (до черного) цвет, форма зерен угловатая, размер 0,1—0,5 мм. Он сходен с касситеритом, присутствующим (до 6 г/т) в харинских гранитах в качестве акцессорного минерала. Коренной источник касситерита здесь не установлен, но предполагается, что им являются харинские граниты. На связь ореола с этими гранитами указывает также наличие на площади распространения в зоне эндоконтакта массива слабоокисленных вторичных ореолов рассеяния олова (от 0,0005 до 0,001%) в делювии.

Четвертый шлиховой ореол касситерита (IV-1-23) установлен на левобережье Буреи у д. Бахареве В. А. Евтушенко [14]. Площадь ореола сложена вулканитами покрововой свиты, в значительной мере пропилитизированными и проваренными дайками среднего и кислого состава. Содержание касситерита не превышает 20 зерен на 0,02 м<sup>3</sup> грунта. В отличие от вышеописанных ореолов, касситерит здесь тонкопородчатый, окраска его бурая различных оттенков. С этим ореолом совпадает гидрхимический ореол рассеяния олова и меди (IV-1-24). Содержание олова в пробах равно 20—100 мкг/л, а меди — 30 мкг/л. Касситерит здесь, вероятно, связан с коренным источником, а не перерасположен из древнего аллювия.

Более контрастные комплексы гидрхимические ореолы рассеяния (III-1-2; III-1-6) олова (от 20 до 300, редко до 1000 мкг/л), меди (от 30 до 300 мкг/л) и сурьмы (от 20 до 100 мкг/л) выявлены В. А. Евтушенко [14] на правобережье

Буреи. Площади ореолов сложены позднепалеозойскими и харинскими гранитами, которые пересечены разломами, прорваны некками и дайками трахипаритов, окварцованы, пиритизированы, а местами перекрыты сазанковской (?) и белогорской свитами. Высокие содержания олова в гидротермических ореолах указывают на возможность наличия в их пределах коренных источников олова.

#### Мышьяк

Мышьяк установлен спектральным анализом в количестве 0,1—0,7% совместно с молибденом и сурьмой как элемент-спутник золото-серебряной минерализации на рудопроявлении «Симичи» (IV-1-21).

#### Редкие металлы и рассеянные элементы

##### Молибден

Мальмальтинское проявление (1-3-4) представлено гнездовой вкрапленностью крупночешуйчатого молибденита в крупнозернистых сульфидизированных харинских гранитах, которые установлены в виде глыб и обломков в истоках правого притока р. Мальмальты. Содержание молибдена в них, по данным спектрального анализа, равно 0,01%.

Дедежинское проявление (III-4-4) представлено вкрапленностью крупночешуйчатого молибденита и пирита в позднепалеозойских мелкозернистых серых биотитовых гранодиоритах, которые в виде глыб и обломков обнаружены на водоразделе Дедажи и Буреи. Содержание молибдена в них равно 0,03%. Сухопротокское Первое (IV-1-14) проявление расположено на правобережье Буреи выше устья Симичи на контакте мелкозернистых и крупнозернистых харинских гранитов. В последних наблюдалась глыбы и обломки окварцованных пиритизированных тектонических брекчий с вкрапленностью мелкочешуйчатого молибденита. Содержание молибдена в них равно 0,05%.

Сухопротокское Второе (IV-1-15) проявление находится в 600 м от Сухопротокского Первого на юго-востоке. Представлено оно обломками жильного кварца среди харинских гранитов, содержащего 0,1% молибдена и 0,01% бериллия.

Правосимичинское проявление (IV-1-20) представлено окварцованными пиритизированными осветленными харинскими гранитами, которые были вскрыты каналом 13 В. А. Бутушенко [14] на правобережье Симичи. Содержание молибдена в них равно 0,01%. Параметры рудного тела не установлены. Молибденит установлен также шлиховым опробованием в современном аллювии во многих реках района. Шлиховые орео-

лы с низкими (от 1 до 10 зерен на 0,02 м<sup>3</sup>) содержаниями молибденита локализованы в бассейна Кузнечихи (III-4-3) и Борисова (IV-4-4). Площадь первого ореола сложена харинскими гранитами и позднепалеозойскими гранитоидами, а площадь второго ореола — лейкократовыми и биотитовыми позднепалеозойскими гранитами второй фазы. Как в этих гранитах, так и в харинских молибденит встречается в качестве акцессорного минерала. На площади шлихового ореола молибденита в бассейне Кузнечихи харинские граниты в пределах маломощного зон дробления окварцованы, пиритизированы и содержат угловую вкрапленность молибденита. Содержание молибдена в них не превышает 0,003%. В 4 км на запад от второго ореола, в бассейне Дедажи, на контакте харинских гранитов с позднепалеозойскими гранитами в последних встречены обломки жильного кварца с хлоритом и вкрапленностью тонкочешуйчатого молибденита. Содержание молибдена в нем до 0,001%.

Молибден установлен также в количестве от 0,0003 до 0,001% как элемент-спутник золотой (IV-1-17) и золото-серебряной (IV-1-7; IV-1-21) минерализации [14]. Выявленные проявления молибденовой минерализации в районе практического интереса не представляются.

##### Вольфрам

Проявления вольфрама в форме шеелита установлены шлиховым опробованием в современном аллювии и в протоломках штучных проб из окварцованных харинских гранитов. В современном аллювии шеелит присутствует на площади района почти повсеместно, но в разрозненных пробах. Несколько чаще встречается он в верховьях Мальмальты. Содержание шеелита в пробах низкое (от 1 до 10, редко до 50 зерен на 0,02 м<sup>3</sup>). Только в двух шлихах из аллювия небольшого левого притока р. Мальмальты, размывающего скарнированные известняки мелвинской свиты и харинские граниты, пересеченные многочисленными разломами, количество его достигает 50 и 400 мг/м<sup>3</sup>. Содержание шеелита в протоломках штучных проб из окварцованных гранитов в пределах зон разрывных нарушений в верховьях Мальмальты и в низовьях Кузнечихи не превышает 10 зерен на 2 кг. Спектральный анализ указывает на наличие в этих пробах вольфрама в количестве 0,01%. Площадь района на вольфрам оценивается отрицательно.

##### Бериллий

Проявление бериллия в виде берилла установлено М. И. Ицкисоном [18] в одной из негматитовых жил северо-западной ориентировки мощностью от 0,4 до 1 м, пересекающей

амфиболитизированные габбро в 3 км ниже устья Кузнецких на правом берегу Буеи. Им было обнаружено два кристалла зеленоватого берилла длиной до 3 см в ассоциации с ильменитом, гранатом, турмалином. Э. А. Могостовским [22], проводившим поисковые работы в районе бериллоносной пегматитовой жилы, кристаллов берилла не найдено, а в мелководье дельта на площади 1 км<sup>2</sup> выявлены лишь первые тысячные доли процента бериллия. Проявлению дана стратиграфическая оценка. Бериллий совместно с молибденом зафиксирован еще на Сухопорожском Первом (IV-1-14) проявлении молибдена в количестве 0,01%. Выявленные проявления практического интереса не представляются.

### Сульма

Антимонит обнаружен шлиховым опробованием в современном аглювии рр. Мальмалты и Майдакана и в проточках штуфных проб из окварцованных сульфидизированных харинских гранитов и их гранатосодержащих пегматитов. В андалезных количествах сульма установлена также спектральными анализом в концентратах гидроксимических проб и как элемент-спутник золото-серебряной минерализации. В верховьях Мальмалты оконтурен шлиховой ореол антимонита (1-4-7) с низким (от 1 до 5 зерен на 0,02 м<sup>3</sup>) содержанием минерала в современном аглювии. Площадь ореола сложена диканскими гранитоидами, пересеченными серией субширотных сбросов. Повышенные (от 22 до 30 зерен на штуфную пробу, весом 0,5—1 кг) количества антимонита установлены в харинских гранитах на водоразделе Мальмалты—Майдакана и в гранатосодержащих пегматитах вблизи устья р. Дедляжи.

Сульма в количестве 0,03% выявлена спектральным анализом в минерализованной зоне (с золотом и серебром), вскрытой канавами 1 и 2 на рудопроявлении «Симичи» (IV-1-21). Гидроксимический ореол рассеяния сульмы в междуречье Чукучана—Мальмалты (II-3-4) расположен на площади гидроксимического ореола рассеяния свинца (II-3-2) и шлихового ореола фергосонита (II-3-1). Количество сульмы в пробах колеблется от 30—60 до 300—900 мкг/л. Площадь ореола сложена харинскими гранитами, пересеченными субширотными разломами. В трех других гидроксимических ореолах (III-1-2, III-1-6; IV-1-1), по данным В. А. Евгушенко [14], сульма в количестве от 20 до 100 мкг/л сопутствует оловянной и медной минерализации. Из выявленных проявлений сульмы только два (шлиховой ореол антимонита и гидроксимический ореол в междуречье Чукучан-Мальмалта) заслуживают более детального изучения. Ценность их неясна.

### Висмут

Базовисмутит и висмутит зафиксированы шлиховым опробованием в количестве от 1 до 50 зерен в проточках штуфных проб весом 0,25—1,2 кг, отобранных из жильного кварца в пределах Горбыльской зоны интенсивного катаклаза и рассланцевания у контакта с харинскими интрузивами. Количество висмута в этих пробах, по данным спектрального анализа, равно 0,005—0,2%. Совместно с базовисмутитом и висмутином встречается сфалерит до 12 г/т. В восточной части Ташинской зоны интенсивного катаклаза и рассланцевания у контакта с диканскими гранитоидами, по данным шлихового опробования, оконтурен ореол рассеяния базовисмутита с весьма низкими (до 5 зерен на 0,02 м<sup>3</sup>) содержаниями. Шлиховой ореол базовисмутита (1-4-3) совмещен с двумя гидроксимическими ореолами рассеяния динка (1-4-2; 1-4-1). По-видимому, висмутовая минерализация локализуется в высокотемпературных кварцевых жилах, генетически связанных с харинскими и диканскими гранитоидами. Висмутовые проявления на территории имеют лишь минералогический интерес.

### Ртуть

Единичные зерна киновари в единичных шлихах установлены шлиховым опробованием в современном аглювии рр. Алгона, Мал. и Бол. Желуды. Проявления ртути в районе представляются лишь минералогический интерес.

### Церий, лантан, торий

Проявления церия, лантана и тория в виде монацита установлены в шлиховых пробах почти на всей территории как в современном, так и в древнем аглювии. Однако на каргу вынесены лишь шлихи с весовыми (5—10 г/м<sup>3</sup>) содержаниями монацита. Предполагается, что как в бассейне Бол. Горбыля (I-1-2), так и в бассейне Алгона (IV-4-3) коренными источниками монацита являлись, кроме гранитоидов, в которых монацит присутствует как акцессорный минерал, еще гидротермально и метасоматически измененные породы, генетически связанные с харинскими гранитами. Низкие содержания монацита в современном и древнем аглювии, малые площади шлиховых ореолов, неблагоприятные геоморфологические условия свидетельствуют об отсутствии в районе промышленных россыпей.

### Иттрий

Проявления иттрия представлены ксенотимом и фергосонитом. Ксенотим установлен шлиховым опробованием почти повсеместно в современном и древнем аглювии, но преимущественно

венно в небольших (от 10 до 100 зерен на  $0,02 \text{ м}^3$ ) количествах. На карте показаны только шлихи с повышенным (от 100 до 200 зерен на  $0,02 \text{ м}^3$ ) содержанием ксенотима, которые локализованы в виде ореола (IV-4-1) на левобережье Алгона. Этот ореол перекрыт частично шлиховым ореолом монацита и гидрохимическим ореолом цинка (IV-4-2). Площадь ореола сложена позднепалеозойскими биотитовыми гранитами с ксенотимом и гнейсов волнистости контакта с харинскими гранитами. Биотитовые граниты и гнейсы местами грейзенизированы, харинские граниты катаклазированы, слюдка мусковитизированы и содержат повышенные (до  $111,4 \text{ г/т}$ ) количества ксенотима. Количество иттрия в грейзенизированных породах не превышает  $0,02\%$ .

Проявления ферросонита (Nb, Y) в шлихах на карте показаны все. Большинство их локализовано в пяти шлиховых ореолах (I-2-1; I-4-5; I-4-6; I-1-2\*; II-3-1), приуроченных к контактам дикапских и харинских гранитоидов, в которых ферросонит спорадически встречается в качестве акцессорного минерала (до  $19 \text{ г/т}$ ). Содержание ферросонита в аллювии низкое (от 1 до 50 зерен на  $0,02 \text{ м}^3$ ), что является свидетельством отсутствия промышленных россыпей. Выявленные проявления иттрия практического значения не имеют.

### Благородные металлы

#### Золото, серебро

На территории известно коренное и россыпное золото. Из выявленных В. А. Евтушенко [14] восьми проявлений золотой минерализации в долины шесть расположены на правобережье Буреи среди харинских гранитов, прорванных дайками и кварцами позднемеловых трахипаритов. Представлены они либо обломками жильного, нередко халцедоновидного кварца (IV-1-5; IV-1-10), либо обломками и глыбами вторичных монокварцитов по гранитам, в различной степени сульфидизированных (IV-1-3; IV-1-4; IV-1-6; IV-1-9) или окварцованных петроидных гранитов (IV-1-8). Содержание золота в первых проявлениях равно  $0,01-0,02 \text{ г/т}$ , во вторых —  $0,02-0,1 \text{ г/т}$ , третьих —  $0,03 \text{ г/т}$ .

Два проявления из восьми находятся в верховьях Бол. Желуды (IV-1-16); IV-1-17). Приурочены они к контактам кварцев и даек трахипаритов и фельзитов и представляют собой вторичные кварциты по ним. Содержание золота в одном (IV-1-16) равно  $0,01 \text{ г/т}$ , а во втором (IV-1-17) —  $1-3 \text{ г/т}$ . В по-

следнем проявлении, кроме золота, присутствует  $0,005\%$  молибдена. Шесть первых проявлений золота расположены в пределах шлихового ореола золота (III-1-3) и частично гидрохимического ореола меди и олова (IV-1-12). Проявления золота по р. Бол. Желуде расположены в пределах дугового шлихового ореола золота (IV-1-18) и гидрохимического ореола меди (IV-1-19).

Золото-серебряная минерализация представлена двумя проявлениями. Одно из них — «Симичи» (IV-1-21) расположено на правобережье Буреи ниже устья р. Симичи, а второе (IV-1-7) — на левом берегу р. Симичи. Рудопроявление «Симичи» выявлено и изучалось В. А. Евтушенко [14] на предмет ураноносности. Попутно с урановой минерализацией были выявлены золото-серебряная, мышьяковая, сурьмяная и молибденовая. Площадь рудопроявления сложена харинскими гранитами, содержащими останцы кровли и ксенотиты, представленные позднепалеозойскими гранодиоритами. Местами на гранитоидах залегают андезиты покрывской свиты и все это прорвано дайками и некими позднемеловых трахипаритов. Все породы пересечены субширотными и субмеридиональными разломами, катаклазированы и повсеместно в различной степени гидротермализированы, эпидотизированы, сульфидизированы, каолин-бerezитизированы и адуляризированы.

Выявлены четыре минерализованные зоны, расположенные преимущественно на контактах гранитов и гранодиоритов. Протяженность их равна 40, 80, 90 и 280 м, мощность колеблется от 1,5—3 до 24 м. В трех наиболее протяженных зонах установлены только серебро ( $0,0005-0,01\%$ ), мышьяк ( $0,2-0,5\%$ ) и молибден ( $0,0005-0,001\%$ ), а в четвертой, отстоящей от них на 200 м к югу, выявлены золото ( $0,01-0,3 \text{ г/т}$ ), серебро ( $0,005-0,01\%$ ), сурьма ( $0,03\%$ ), мышьяк ( $0,1-0,7\%$ ) и молибден ( $0,001-0,002\%$ ). Проявление на левобережье Симичи (IV-1-7) представлено обломками и глыбами криптокристаллического кварца среди поля палеозойских гранитоидов, содержащего золото ( $0,6 \text{ г/т}$ ), серебро ( $0,0005\%$ ), молибден ( $0,005\%$ ). Все описанные проявления требуют доизучения, перспективны их на золото и серебро неясны.

На территории имеются три россыпи золота, выделенные в 1948 г. П. А. Сушковым [30]. Россыпь долины р. Синели (III-1-1) пересечена одной буровой линией из 19 скважин с интервалами 20—40 м. Золото обнаружено в пяти скважинах, причем в трех из них весовое. Содержание золота на пласт песков мощностью  $0,2 \text{ м}$  изменяется от 65 до  $325 \text{ мг/м}^3$ , а на горную массу — от 5 до  $12 \text{ мг/м}^3$ . Россыпь долины р. Талакана (III-2-1) выявлена буровой линией из 11 скважин с интервалами 10—20 м в 1 км выше устья реки. В трех скважинах среднее содержание золота колеблется от 57 до  $230 \text{ мг/м}^3$  песков при мощ-

\* В ореоле (I-1-2), кроме ферросонита, постоянно присутствует (до 10 зерен на  $0,02 \text{ м}^3$ ) касситерит.

ности пласта 0,2—1,8 м или от 10 до 25 мг/м<sup>3</sup> горной массы. В обеих россыпях золота очень мелкое (0,1 мм и менее), пластинчатое, сильно тертое. Источником поступления его в аллювий рр. Синегли и Тадакана, по мнению П. А. Сушкова, является древний аллювий, слагающийся в бассейнах этих рек многие водораздельные пространства. Практического интереса эти россыпи не представляют.

Россыпь долины р. Симичи (IV-1-13) в пределах района имеет длину около 6 км \*. Россыпь выделена по трем буровым линиям с расстоянием между скважинами 10—20 м.

Одна из линий пройдена у западной границы района. Из 22 скважин золота установлено в 17. Мощность аллювия достигает 8,4. Среднее содержание золота колеблется от 46 до 1059 мг/м<sup>3</sup> песков при мощности пласта 0,2—1,4 м или от 3 до 128 мг/м<sup>3</sup> горной массы \*\*.

Вторая линия буровых скважин глубиной до 5 м пройдена выше устья руч. Непотаевского (крупного левого притока р. Симичи). Из 12 скважин золота установлено в 9. Среднее содержание его в песках мощностью от 0,2 до 1,8 м колеблется от незначительных знаков (2 скважины) до 10—460 мг/м<sup>3</sup>. Среднее содержание золота на горную массу не превышает 5 мг/м<sup>3</sup>.

В третьей буровой линии ниже устья руч. Непотаевского золото установлено в 21 скважине из 25 пробуренных. Мощность аллювия до 5,6 м. Среднее содержание золота в песках изменяется от 33 до 386 мг/м<sup>3</sup>, а на горную массу — от 2 до 24 мг/м<sup>3</sup>. В остальных 12 скважинах золото зафиксировано в виде незначительных знаков. Золото в россыпи желтое до бледно-желтого. Обычный размер золотинок 0,1 мм, но встречаются более крупные (до 0,5—1,0 мм). Форма их различная.

П. А. Сушков выделяет две модификации золота в россыпи. Золото первой модификации очень мелкое (до 0,1 мм), хорошо окатанное, пластинчатого-комковатой формы, нередко с лимонитовой корочкой (перестроженное из древнего аллювия); золото второй модификации — слабо окатанное, дендритовидной, комковатой и губчатой формы, более крупное (из коренных источников). Россыпь изучена слабо, сеть профилей сильно разрежена. Напротив, по данным В. А. Евтушенко, более высоких содержаний золота, чем ранее указывалось П. А. Сушковым, дает основание предполагать, что качество россыпи значительно лучше и она может служить объектом для обнаружения промышленных запасов золота, достаточных для обработки дражным способом.

Шлиховым опробованьем на территории оконтурены четыре шлиховых ореола золота. Один из них находится в бассейне

р. Чулгды (II-2-1) среди сазанковской (?) свиты, базальные слои которой являются источником поступления золота в современный аллювий. Содержание золота в шлихах равно 1—2 знака на 0,02 м<sup>2</sup>. Практического значения ореол не представляет. Три остальных ореола (III-1-3; IV-1-18; IV-1-25) расположены в юго-западной части площади листа, в бассейнах Симичи, Бушунги, Мал. и Бол. Желунды. Здесь содержание золота в шлихах достигает 10 знаков на 0,02 м<sup>2</sup>. В пределах ореолов заключены коренные источники золота. По данным Э. А. Молоствовского [22] единичные знаки золота в шлихах из современного аллювия имеются на площади шлихового ореола каскитерита (III-3-1) по левобережью Буреи. Наличие в ков меди позволяет предполагать, что золото здесь, вероятно, не перестрожено из древнего аллювия как каскитерит, а имеет коренной источник.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Строительные материалы

На территории имеются месторождения кирпичных глин, гравия, строительного песка, минеральных красок. В качестве гранитоиды; известны проявления известняков и мраморов. Известняки мраморизованные, в различной степени скарни-щали около 1 км<sup>2</sup> в опущенном тектоническом блоке среди граптолиты площадью 0,2 км<sup>2</sup> и менее в низовьях р. Островской (левый приток р. Буриен ниже устья р. Кузнецихи) и р. Майдакана. Незначительная площадь распространения карбонатных пород и наличие в них примеси графита и скарновых минералов позволяют использовать их лишь для нужд местного населения путем кустарного обжига для производства известня.

### Глины

Ташинское (1-3-2) месторождение кирпичных глин расположено на водоразделе Ташины и Мальмалты в 40 км на север (по лесовозной дороге круглогодичного действия) от пос. Чулгды. Площадь месторождения (около 7 км<sup>2</sup>) сложена среднетвертлыми (Q<sub>1n</sub>) озерно-болотными глинами мощностью до 1,5—2 м. Глины темноплавные с высоким содержанием красящих веществ, дисперсные, умеренно пластичные, полужесткие, легкоплавкие, гидрослюдасто-каолининовые. Они пригодны как сырье для кирпичного и керамзитового производства. Химический состав глин (в вес. %): SiO<sub>2</sub> — 60,71;

\* Вся длина россыпи более 10 км.

\*\* По данным В. А. Евтушенко [14], содержание золота в россыпи в этом месте достигает 202 мг/м<sup>3</sup> горной массы.

TiO<sub>2</sub>—1,05; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—14,9; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—2,98; FeO—1,76; CaO—1,31; MgO—1,29; K<sub>2</sub>O—2,06; Na<sub>2</sub>O—1,17; SO<sub>3</sub>—0,02; H<sub>2</sub>O—2,79; п.п. —12,62. Геологические запасы глины оцениваются автором [26] в 10,5 млн. м<sup>3</sup>.

#### Галечники и гравий

Месторождение «Сухие Протоки» (IV-1-II) песчано-гравийных грунтов расположено в долине р. Бурен, в 15 км на северо-восток от д. Бахарово. Приурочено оно к высокой пойме и I надпойменной террасе р. Бурен. Разведано в 1970—1971 гг. экспедицией «Ленгидропроекта» для проектирующейся ГЭС [14]. На месторождении пробурены шесть скважин глубиной от 12,2 до 16,7 м и пройдены четыре шурфа глубиной до 5 м. Полезная толща месторождения сложена илестыми песками мощностью 2,2—7,5 м, реже супесями и суглинками мощностью 1,2—2,4 м, а также подстилающими их гравийно-галечными отложениями мощностью до 8 м. Запасы пород полезной толщи по категории С<sub>1</sub> на площади 568 га составляют 50,47 млн. м<sup>3</sup>, в том числе песчано-равный грунтов—33,528 млн. м<sup>3</sup> (гравия—22,125 млн. м<sup>3</sup>, а песков—11,398 млн. м<sup>3</sup>). Объем вскрышных работ равен 1,078 млн. м<sup>3</sup>. Грунтовые воды залегают на глубине 4,8 м.

#### Песок строительный

Пайканское (III-1-5) месторождение строительного песка разведано экспедицией «Ленгидропроекта» в 4 км на север от гидрометеостанции «Пайкан» на водоразделе Синели и Бурен. Полезная толща сложена гравелистыми разномощными песками сазанковской (?) свиты с редкими маломощными линзами глины. Мощность залежи более 10 м. Для подсчета запасов принята мощность 5 м. Полезная толща в среднем содержит гравия 5%, песка—86%, пыли—7%, глины—2%. Песок относится к крупным (модуль крупности 3,2), содержащим 1—7% пылеватоглинистых частиц. По минералогическому составу пески полевошпатово-кварцевые (кварца 68%, полевого шпата 28%, слюды 2%, обломков пород 2%). Средний насыпной объемный вес песка 1,43 т/м<sup>3</sup>, удельный вес 2,63 кгс/м<sup>3</sup>. Органических примесей и растворимых соединений в песке не содержится. Запасы песков по категории С<sub>1</sub> составляют 5 млн. м<sup>3</sup>. Мощность вскрышных пород 0,8 м; грунтовые воды отсутствуют.

#### Минеральные краски

Лиственное (IV-1-27) месторождение минеральных красок находится на правом берегу р. Бурен, в 6 км ниже по течению от д. Бахарово, у Лиственничного озера на плоской вершине

сопки с отметкой 245 м. Полезное ископаемое образует линзовидную залежь, мощностью от 3,2 м в северной части, до 0,9 м—в южной, длиной около 200 м. Минеральные краски представляют собой элювиально-делювиальную глину пластичную, жирную, темно-красную, фиолетовую, с небольшим содержанием шпеля. Образование изучалось в 1943 г. И. И. Дерябиним [13] и в 1958 г. В. Н. Борнховым [9]. Содержание окиси железа в темно-красных глинах от 7,8 до 13,2%, среднее—11%; в фиолетовых—от 9,5 до 11,5%, среднее 10,3%, что не удовлетворяет требованиям ГОСТа для охры обыкновенной. Запасы минеральных красок по категории С<sub>2</sub>, подсчитанные в 1958 г., равны 1700 м<sup>3</sup>, они не утверждались. Ввиду небольших запасов и ограниченной области применения, месторождение не представляется интереса для промышленности, месторождение разрабатывается кустарным способом для нужд местного населения. Периодически эксплуатировался в очень небольших количествах Бурейским райпромкомбинатом.

#### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории выделены следующие водоносные комплексы: четвертичных элювиальных отложений; бегогорской и сазанковской (?) свиты; зоны трещиноватости вулканогенных пород; зоны трещиноватости интрузивных пород.

Водоносный комплекс четвертичных элювиальных отложений приурочен к пойме и надпойменным террасам рек района. Он сложен песчано-галечными отложениями с прослоями и линзами глины, общей мощностью 2—4 м в долинах мелких ручьев и до 20 м [14] в долине р. Бурен. Подстилаются они почти повсеместно трещиноватыми скальными породами и иногда древним аллювием. Питание грунтовых вод элювиальных отложений происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из подстилающих пород. Режим их непостоянен и зависит от количества выпавших атмосферных осадков, режима рек, глубины промерзания почв и от наличия островной многолетней мерзлоты, широко распространенной в северо-западной части района (бассейны Бол. и Мал. Горбыля, Ташиня).

Многолетнемерзлые породы мощностью до 50 м [19] приурочены к пологим заболоченным склонам и днищам речных долин. По данным П. А. Сушкова [30], уровень надмерзлотных вод в элювиальных отложениях указанных рек залегает на глубине 4—6 м от поверхности. На большей части территории островная многолетняя мерзлота встречается спорадически и на гидрологические условия существенного влияния не оказывает. Наиболее водообильными являются гравийно-галечные и песчано-галечные отложения, широко распространенные в доли-

не р. Бурен и в долинах ее крупных притоков. По данным А. В. Селюнина [29], в пос. Чеугда и д. Бахареве глубина залегания подземных вод в террасовых отложениях р. Бурен составляет соответственно 6,9 и 3,7 м, а удельный дебит колодезев — 0,5 и 0,13 л/с.

Основные запасы подземных вод в четвертичном аллювии сосредоточены в районе д. Бахареве, где площадь его распространения и мощность максимальны и где удельный дебит колодезев и скважин достигает [14] 2—4 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные, по катионам смешанные с преобладанием ионов кальция и магния или кальция и щелочных ионов, слабо минерализованные (64—137 мг/л), с общей жесткостью 1,27—1,76 мг-экв, полупрозрачные, без цвета и запаха и отвечают принятым нормам для питья и технических целей. Ввиду того, что эти воды легко доступны, они служат основным источником водоснабжения населенных пунктов.

Водовмещающими породами комплекса белогорской и санковской (?) свит являются разнородные пески с приуроченной гравия и гальки. Воды пластово-поровые, свободные. Глубина залегания зависит от мощности отложений и от условий залегания. В местах, где белогорская свита перекрывает санковскую (?) свиту, родники отсутствуют. На участках, где обе свиты залегают на гранитоидах, многочисленны нисходящие источники, как правило, приурочены только к подошвам пород. По-видимому, глинистые коры выветривания на водоносных породах служат водоупором для рассматриваемого водоносного комплекса. Дебит источников на правобережье Бол. Горбыля, в бассейне Чеугды, на левобережье Бурен и т. д., Древирущих как санковскую (?), так и белогорскую свиты, составляет 1—5 л/с.

По химическому составу воды гидрокарбонатные, смешанные по катионам, с преобладанием кальция и магния либо щелочных ионов и кальция, слабо минерализованные (25—75 мг/л), сравнительно мягкие (общая жесткость 0,18—0,98 мг-экв), прозрачные, без цвета и запаха, вполне пригодные для питьевых и технических целей. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков. Наибольшее залегание описываемых вод имеют в бассейнах Мал. и Бол. Горбыля, где древний аллювий занимает значительные площади, имеет максимальную (до 76 м) мощность и расположен в пониженных участках рельефа.

Водоносный комплекс зоны трещиноватости вулканогенных пород мелового возраста распространен на весьма ограниченной площади, главным образом, в юго-западной части территории. Водовмещающие породы представляют толщey переслаивающихся лав, туфов и игнимбригов смешанного состава, прорванными экстрезивными и субвулканическими телами.

В основании водоносного комплекса встречаются туфогенные песчаники, конгломераты, алевролиты. Вулканыты на большей части территории интенсивно расчленены и хорошо дренированы. Возможно, вследствие этого они слабо водоносны. Источники здесь встречаются редко. Дебит их равен 0,1—0,2 л/с и менее. Циркуляция описываемых вод происходит в верхней (более 60 м) трещиноватой зоне и по разломам. Однако, кроме трещинных и трещиново-жилых вод, в горизонте туфов, песчаников и конгломератов не исключено наличие пластово-трещинных и пластово-поровых вод. Воды комплекса слабо минерализованные (48—300 мг/л), без цвета и запаха, гидрокарбонатные, смешанные по катионам с незначительным преобладанием кальция над щелочными ионами, общая жесткость колеблется от 0,15 до 4,5 мг-экв. Практического значения для водоснабжения описываемые воды не имеют.

Подземные воды зоны трещиноватости интрузивных пород распространены в районе весьма широко. Мощность этого водоносного комплекса зависит от мощности зоны выветривания, которая прослеживается на глубину до 100 м и более. К этой зоне приурочены трещинные и трещиново-жилые воды. Трещинные воды связаны с трещинами отдельности, выветривания. Питание их осуществляется за счет атмосферных осадков. Разрузка происходит в пониженных участках рельефа, главным образом, вблизи подножия склонов в виде нисходящих источников. Многочисленные источники трещинных вод с дебитом от 0,3 до 3 л/с имеются в бассейнах Мальмалыты, Борисова, Дикана.

Трещинно-жилые воды приурочены к зонам дизъюнктивных нарушений и в отличие от трещинных вод на дневную поверхность выходят в виде источников с дебитом от 3 до 10 л/с в любых участках рельефа, в том числе и на вершинах гор. Режим этих вод в меньшей мере зависит от инфильтрации атмосферных осадков. Источники трещинно-жилых вод с дебитами от 1,5 до 3 л/с установлены на водоразделе Ниж. Мельгина и Ташины вдоль лесовозной дороги, соединяющей пос. Чеугду с истоками р. Ниж. Мельгина. Эти источники действуют круглый год. Зимой они образуют мощные наледы. Самые мощные источники с дебитом до 10 л/с зафиксированы в верховье Мальмалыты. Сильно обводнен водораздел Кузнецких и Бурен. Здесь источники с дебитом 1—3 л/с связаны с субширотными разломами. Наиболее водообильны истоки Мальмалыты, Ниж. Мельгина и Ташины. Подземные воды гранитоидов слабо минерализованные (26—100 мг/л), прозрачные, без цвета и запаха, мягкие (общая жесткость 0,13—0,52 мг-экв). По химическому составу они гидрокарбонатные, по катионам смешанные с преобладанием кальция и щелочных ионов. В целом территория обеспечена ресурсами подземных вод, пригодных для питьевых и технических целей.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Многочисленные проявления эндогенной рудной минерализации на территории листа М-52-ХVII обусловлены тремя этапами тектоно-магматической активизации (триасовым, юрским и меловым) мезозойского возраста. Триасовая тектоно-магматическая активизация юга Буринского массива ознаменовалась внедрением харинских гранитов повышенной щелочности, несущих редкоземельную, молибденовую, оловянную, вольфрамовую, сурьмяную минерализацию. В раннеюрский этап тектономагматической активизации внедрились дикинские гранитоиды, с которыми установлены в районе проявления висмута и шлиховые ореолы рассеяния фергусонита. Наиболее разнообразная рудная металлоносность связана с меловой тектоно-магматической активизацией. Этот этап характеризуется сводово-глыбовыми движениями, формированием локальных очаговых вулканических структур с широким развитием многофазного субвулканического магматизма. С позднемеловым магматизмом установлены проявления золотой, золото-серебряной, оловянной, сурьмяной, молибденовой, мышьяковой, медной минерализации.

Наибольший интерес на описываемой территории в настоящее время представляет золотая и золото-серебряная минерализация. Исходя из вышеизложенного, с учетом геологических, геофизических и геохимических факторов, а также прямых признаков рудной минерализации, на территории выделены конкретные прогнозные площади для поисков полезных ископаемых.

Установление связи золотой и золото-серебряной минерализации с позднемеловыми субвулканическими и экструзивными задами трахилипаритов, фельзитов и т. д. [14] позволило расширить площадь перспективную для поисков коренных и россыпных месторождений золота. На этой площади известны примые признаки золотой минерализации в виде небольших не промышленных россыпей по долинам Синели и Талакана и на личие единичных знаков золота в шлихах из современного и древнего аллювия. Приуроченность этих проявлений к лодридами с установленными телами трахилипаритов, фельзитов, игнимбригов трахилипаритов и т. д. дает основание предположить, что золото как в древней, так и в современный аллювий поступало из одних и тех же коренных источников. На части золотоносной территории, ранее закартированной в М-6а 1:50 000 [14], известны промышленные концентрации золота в долинных россыпях, перспективные для постановки участка речных разведочных работ. Кроме того, оконтурены участки речных долин с известными проявлениями золота в аллювии, перспективные по геолого-геоморфологическим данным для обнаружения промышленных концентраций золота, рекомендуемые

для постановки поисковых работ на рассыпное золото. Выделены также площади с известными проявлениями золота и серебра в дольнии и коренном залегании, рекомендуемые для постановки детальных поисковых работ с целью обнаружения коренных месторождений золота. Эти площади являются восточным флангом выявленного В. А. Евтушенко [14] золоторудного узла «Прогнозный», являющегося объектом первой очереди для поисков коренных месторождений золото-серебряных руд.

В северо-восточной части территории выделена площадь с известными проявлениями сурьмяной минерализации, рекомендуемая для постановки геологической съемки М-6а 1:50 000. В пределах этой площади, расположенной на простирании мелового сводово-глыбового поднятия, сложной разновозрастными гранитоидами, в том числе харинскими, пересеченной участками известными разрывными нарушениями, оконтурены в шлихах и в аномальных (до 900 мкг/т) количествах в концентратах гидроксимических проб. Эти участки рекомендуются целью поисков сурьмяных месторождений типа Сококачинского.

Вопрос о наличии в рассматриваемом районе олова в количествах, интересных для промышленности, остается открытым. В целом же перспективы оловоносности его, по-видимому, велики. Огромная (около 1800 км<sup>2</sup>) площадь шлихового ореола касситерита, охватывающего бассейны Мал. и Бол. Горбыли, Ташины, Синели, почти наполовину перекрыта древним аллювием, в котором повсеместно присутствуют незначительные (до 0,5 мг/м<sup>3</sup>) количества касситерита.

Источники поступления касситерита в древний аллювий не установлены. Однако предполагается, что большая часть его была заключена в средних и кислых вулканитах, которыми сложено около 30% равнинно-галечного материала белоторской и сазанковской (?) свит. Эти вулканы внешне сходны с условно пермскими вулканами\*, выделенными В. В. Васильевой [1] на территории листа М-52-ХVII и с меловыми вулканами района. Повсеместное распространение касситерита и вулканитов в аллювии древней речной сети, а также глубокий эрозионный срез территории позволяют предположить, что наиболее продуктивные части стратиграфического разреза и харинских оловоносных интрузивов уничтожены эрозионными процессами. На современном эрозионном срезе оловосодержащие рудные тела, связанные с харинскими гранитами, могут сохраниться только в глубоких провалах кровли или в опущенных

\* Они проявляются харинскими гранитами.



тектонических блоках, как наблюдалось это, например, на смежной с юга территории [25].

Оловорудные тела в связи с меловым магматизмом следует искать в пределах площади его проявления. Поэтому для постановки детальных поисковых работ (второй очереди) на оловяно-рекоммендуется только небольшой (около 20 км<sup>2</sup>) шиховой ореол касситерита по левобережью Буреи (совпадающий с гидротермальным ореолом олова и меди), площадью которого сложена вулканитами покрываемой свиты, прорванными многочисленными дайками и некими среднего и кислого состава. Касситерит в ореоле призматическизернистый, что указывает на близость коренного источника. В случае, если результаты указанных поисковых работ будут положительными, необходимо опускаться вглубь трех олово-медно-сурьмяных гидротермальных ореолов, образующих цепочку северо-западной ориентации в междуречье Синели — Симичи и в бассейне Миндужачи-1-ая, видимо, контролирующих какую-то ослабленную тектоническую зону.

Площадь, охватывающая бассейны Алтона, Борисова и Левобережье Буреи, сложенная преимущественно разновозрастными гранитоидами, в том числе и харинскими с признаками молибденовой, оловянной, золотой, вольфрамовой, редкоземельной минерализации, оценивается как перспективная в смысле обнаружения промышленно интересных скоплений рудных полезных ископаемых.

Перспективы района в отношении различных стройматериалов значительны. При необходимости могут быть использованы пески, травил и галечники сазанковской (?) и белогорской свит, четвертичных отложений. Глины кирпичные присутствуют в среднетвердых аллювиальных отложениях. Бутовый камень вблизи населенных пунктов может быть получен из гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА  
Опубликованная

1. Васильева В. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Хингано-Буренская, лист М-52-ХVIII с объяснительной запиской. Гостехиздат, 1961—1962.
2. Музыльев С. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000, лист М-52 (Благовещенск) с объяснительной запиской. Гостехиздат, 1962.
3. Радкевич Е. А., Чеботарев М. В. и др. О месте и времени граптоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока. «Советская геология», № 3, 1966.
4. Рассказов Ю. П. Геологическая карта СССР, м-ба 1:200 000 серия Хингано-Буренская, лист М-52-ХII с объяснительной запиской. Гостехиздат, 1959.

Фондовая \*

5. Андреев А. А. Пояснительная записка к сводной гидрогеологической карте листа М-52 м-ба 1:1 000 000. 1943—1944 гг. № 02000.
6. Бельтенева Е. В. История развития Дальнего Востока в палеозое и мезозое (в пределах Хабаровского края). Диссертация, 1969. № 013632.
7. Бломментайг В. И., Шац Л. А. и др. Отчет о результатах работ Зейской аэромаршильной партии 23/59 за 1959 г. 1960. № 08391.
8. Бондаренко Е. И., Шаров Л. А. Отчет о работах методической партии по применению аэрометодов при геокартировании (партии Аэрометодов в 1966—1967 гг.). 1968. № 012761.
9. Борисов В. Н. Отчет о поисково-опробовательских работах на цветные глины для производства минеральных красок, проведенных в 1958 г. Личинской партией в Хабаровском крае и Амурской области. 1960. № 08584.
10. Брагинский С. М. Отчет по теме № 75 «Литолого-фациальное составление прогнозной карты на нерудные полезные ископаемые м-ба 1:500 000». 1970. № 014250.
11. Лукасян Г. О., Закалюкин Л. П. и др. Отчет о результатах аэропоисковых и наземных работ Таланжинской аэропартии № 35 в 1966 г. 1967. № 012317.
12. Гробов С. П. Отчет о результатах работ Диканской поисковой партии № 54 за 1961 г. 1962. № 09606.
13. Дербин И. И. Отчет о поисково-разведочных работах на Листьяном месторождении минеральных красок в Хабаровском крае. 1945. № 6390.

\* Все работы находятся в фондах Дальневосточного территориального геологического управления.

14. Евтушенко В. А., Пилипейко В. И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Бурии (Отчет о специализированных геологосъемочных и поисковых работах Правдо-Буренской партии за 1970—1971 гг., м-б 1:500 000). 1972. № 015128.

\* Все работы находятся в фондах Дальневосточного территориального геологического управления.

15. Ермаков Л. Г., Игнатьев О. Н. и др. Отчет о результатах полевых работ Майдаканского парти № 56 за 1960 г. 1961. № 008818.
16. Золотарева Л. И. Карта аномального магнитного поля СССР м-ба 1 : 200 000, лист М-52-ХVII с объявленной запиской. 1964. № 011729.
17. Исмаилов Р. И., Киримов Н. А. Отчет о результатах работ Буренской гравиметрической партии в бассейне р. Бурен за 1961 г. 1962. № 09549.
18. Инниксон М. И., Хейфельд И. З. Геологическое строение и русло течения районного среднего течения рек Бурен и Тармы. 1941. № 02923.
19. Караванов К. П. Основные закономерности распространения и формирования подземных вод Амуро-Зейского артезианского бассейна и его разрабатываемых горных хребтов. Диссертация. 1967. № 12714.
20. Малайгин В. И., Доктинова В. С. Отчет о результатах полевых работ на бурый уголь, проведенных в восточной части Амуро-Зейской впадины (Томская партия, 1967—1969 гг.). 1970. № 014181.
21. Молодцовский Э. А. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Бурен (Отчет о работах Островской партии в 1957 г.) 1958. № 07520.
22. Молодцовский Э. А. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Бурен (Отчет о работах Ново-Островской партии по работам 1958 г.). 1959. № 07736.
23. Музындиев С. А. Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 1 000 000 Амуро-Зейского междуречья в 1943 г. 1943. № 03519.
24. Осипова Н. К., Синицкий В. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Архары и левобережья р. Бурен (Отчет Амурской партии о результатах геолого-географических работ в 1966—1968 гг.). 1970. № 013759.
25. Осипова Н. К. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. 1970. № 013759.
26. Осипова Н. К., Севастьянов А. С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Бурен (Отчет Амурской партии о результатах геолого-географических работ за 1969—1971 гг.). 1972. № 015165.
27. Подлитков М. И., Диденко С. И. Отчет о результатах аэро-магнитной съемки м-ба 1 : 200 000 на территории Хабаровского края и Амурской области в 1958 г. № 07528.
28. Прокофьев Л. М. Геологический отчет Амурской экспедиции за 1956 г., том 1. 1957. № 01118.
29. Селюнин А. В., Путьинцев В. К. и др. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия территории листа М-52-Б (Отчет партии № 846 о комплексной гидрогеологической в 1963—1965 гг.). гидрогеологической съемки м-ба 1 : 500 000, проведенных в 1963—1965 гг.). 1966. № 011922.
30. Сушков П. А., Вельский А. А. и др. Отчет о работах Туранской экспедиции за 1949 г. 1950. № 09649.
31. Фриженко В. В., Свердлов М. Д. Материалы по аэромагнитной съемке и данные по геологии и орографии некоторых участков Хинганно-Буринского района Хабаровского края (по работам партии № 16). 1956. № 05390.
32. Шаночка И. И., Головкин С. В. и др. Природа аномалии силы тяжести и магнитного поля Хабаровского края и Амурской области (Отчет группы обобщения материалов региональных геофизических исследований за 1964—1967 гг.). 1968. № 013121.
33. Юдин А. И. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000, серия Амуро-Зейская, лист М-52-ХVII. 1963. № 010785.

**ПРИЛОЖЕНИЕ 1**  
**СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**  
**ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-52-ХVII**  
**КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1 : 200 000**

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Примечание
I-3	2	Глины кирпичные	26	
IV-1	11	Ташинское Галечники и гравий	14	
III-1	5	Сухие протоки Песок строительный Пайканское	14	



Индекс карты на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название провинция	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Примечание
IV-4	2	Верховье левого притока р. Алгона	26	Гидрохимический ореол по результатам спектрального анализа водных проб
		<i>Олово</i>		
I-2	1	Правобережье р. Бурен, верховья Мал. и Бол. Горбыля и Ташинь	26, 14	Шлиховой ореол
III-3	1	Левый приток р. Бурен	26	Шлиховой ореол
III-4	1	Река Кузнецка	26	То же
IV-1	23	Левобережье р. Бурен	14	" "
		<i>Олово, медь</i>		
IV-1	24	Левобережье р. Бурен	14	Гидрохимический ореол по результатам спектрального анализа водных проб
		<i>Олово, медь, сурьма</i>		
III-1	2	Река Симинчи	26	То же
III-1	6	Правобережье р. Бурен	26	" "
		<i>Молибден</i>		
I-3	4	Мальмальтинское	26	Делювий
III-4	3	Река Кузнецка	26	Шлиховой ореол
III-4	4	Деложинское	26	Делювий
IV-1	14	Правобережье р. Бурен	14	То же
IV-1	15	Правобережье р. Бурен	14	" "
IV-1	20	Река Симинчи	14	" "
IV-4	4	Река Борисова	26	Шлиховой ореол
		<i>Сурьма</i>		
I-4	7	Верховье р. Мальмальты	26	То же
II-3	4	Междуречье Чукуяна—Мальмальты	26	Гидрохимический ореол по результатам спектрального анализа концентратов водных проб
		<i>Висмут</i>		
I-4	3	Истоки р. Мальмальты	26	Шлиховой ореол базовисмута
		<i>Церий, лантан, торий</i>		
I-1	2	Река Бол. Горбыль	26	Шлиховой ореол монацита
IV-4	3	Река Алгон	26	То же
		<i>Иттрий</i>		
IV-4	1	Река Алгон	26	Шлиховой ореол ксенотима
I-1	1	Междуречье Мал. Горбыля и Ташинь	26	Шлиховой ореол ферросонита и касситерита

Индекс карты на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название провинция	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Примечание
I-2	2	Река Ташиня	26	Шлиховой ореол ферросонита
I-4	5	Верховье р. Мальмальты	26	То же
II-3	6	То же	26	" "
	1	Река Чукуяна	26	" "
		<i>Золото</i>		
II-2	1	Правобережье р. Чукуяна	26	Шлиховой ореол
III-1	3	Правобережье р. Бурен	14	То же
IV-1	3	Левобережье р. Симинчи	14	Делювий
IV-1	4	То же	14	" "
IV-1	5	" "	14	" "
IV-1	6	Правобережье р. Бурен	14	" "
IV-1	8	Левобережье р. Симинчи	14	То же
IV-1	9	Правобережье р. Бурен	14	" "
IV-1	10	Левобережье р. Симинчи	14	Делювий
IV-1	16	Правобережье р. Бол. Желуды	14	" "
IV-1	17	Река Бол. Желуды	14	Шлиховой ореол
IV-1	18	Реки Мал. и Бол. Желуды	14	То же
IV-1	25	Река Бушунга	14	" "
		<i>Золото-серебряные</i>		
IV-1	7	Река Симинчи	14	Делювий
IV-1	21	Рудопроявление «Симинчи»	14	Рудные тела в коренном залегании

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение . . . . .	3
Геологическая изученность . . . . .	6
Стратиграфия . . . . .	14
Интрузивные образования . . . . .	42
Тектоника . . . . .	65
Геоморфология . . . . .	71
Полезные ископаемые . . . . .	78
Подземные воды . . . . .	91
Оценка перспектив района . . . . .	94
Оценка перспектив района . . . . .	97
Литература . . . . .	99
Список промышленных месторождений . . . . .	100
Список непромышленных месторождений . . . . .	100
Список проявлений полезных ископаемых . . . . .	101

Редактор *Т. И. Матис*  
Технический редактор *С. К. Леонова*

Дано в набор 9.04.79      Подписано к печати 25.09.79      Тираж 149  
Формат 60X90/16      Уч.-изд. л. 8,6      Заказ 094

Ленинградская картографическая  
объединения «Дорогеология»