

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

*СЕРИЯ АЛТАЙСКАЯ*

Лист N-45-XXXIII

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составила *К. Д. Нешумаева*  
Редактор *Б. Ф. Сперанский*

*Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
20 декабря 1956 г.*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1959

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-45-XXXIII расположена в Алтайском крае РСФСР. Юго-восточная ее часть находится в Горно-Алтайской автономной области. Географические координаты листа:  $86^{\circ}00'$ — $87^{\circ}00'$  в. д. и  $52^{\circ}00'$ — $52^{\circ}40'$  с. ш. Располагаясь в области сопряжения Горного Алтая с Предалтайской равниной, переходящей в Западно-Сибирскую низменность, территория листа делится на две части: западную — степную холмистую и большую восточную — залесенную низкогорную. С востока на запад ее пересекают реки Бия и Б. Иша, приток Катунь. Наиболее крупными населенными пунктами являются районные центры — села Старая Барда и Чоя. Территория листа довольно густо населена, население занимается в основном сельским хозяйством. Крупных промышленных предприятий нет, кроме лесосплавной организации, ведущей сплав леса по р. Бие.

Вдоль р. Бии проходит тракт, соединяющий г. Бийск с районом Телецкого озера. Районные центры шоссейными дорогами соединяются с Чуйским трактом, который в свою очередь соединяет их с городом Бийском.

Район плохо обнажен, причем в холмистой части его выходы палеозойских пород наблюдаются только на наиболее высоких водораздельных холмах и на склонах около населенных пунктов, где эти выходы обусловлены деятельностью человека. Реки в этой части территории листа обычно не имеют каменного аллювия. В низкогорной части листа породы палеозоя обнажаются в береговых обрывах рек, а реки и лога повсюду имеют каменный аллювий. Наиболее резко очерченные водораздельные гряды обычно обнажены, а склоны и плоские водоразделы прикрыты суглинками мощностью преимущественно от 2 до 12 м.

До 1917 г. на территории листа были проведены лишь отдельные геологические маршруты. Б. К. Поленов (1915) описал районы рр. Бии, Чапши и Тебези, а С. А. Яковлев (1908) — южную часть листа. В 1928 г. А. М. Кузьмин опубликовал геологическую карту в масштабе 1:420 000, охватившую северную

часть листа. Им впервые выделены основные структурные элементы региона: Бийский горстовый массив и Ненинско-Чумышский грабен, а в составе отложений — ажинская и ненинская свиты. Дальнейшие геологические исследования подтвердили правильность основных выводов А. М. Кузьмина.

В 1940 г. А. А. Зенкова и Т. Ф. Васютинская засняли в масштабе 1 : 200 000 юго-восточную часть листа N-45-XXXIII и соседнюю северо-восточную часть листа M-45-III. Ими впервые была собрана фауна и установлен кембрийский возраст эффузивно-осадочных отложений по р. Б. Ише, а также изучен петрографический состав интрузивного массива. В 1949 г. геологическая съемка южной части листа в двухсоттысячном масштабе была проведена повторно (с значительным объемом поисковых работ) коллективом геологов Западно-Сибирского геологического управления под руководством автора данной записки. Северная его часть заснята автором совместно с В. В. Бессоненко (1955).

Работы 1949 г. послужили основанием для постановки поисковых работ на редкие и цветные металлы по северному контакту Турочакского гранитного массива; эти работы выполнялись в 1950—1951 гг. под руководством М. В. Дубровского. В 1948—1950 гг. В. И. Лаврентьевым и Н. С. Коржневым (1950) проводились поисково-разведочные работы в районе Калгазанского вольфрамового месторождения.

В 1954—1955 гг. у рамки смежных листов N-45-XXXIII и M-45-III проведены тематические работы с целью изучения кембро-ордовикских отложений, имеющих обильную фауну, а также для уточнения взаимоотношений развитых там интрузивных комплексов между собой и с осадочными породами. Работы велись палеонтологами О. К. Полетаевой, С. В. Чернышевой и автором настоящей записки. В результате этих работ, в частности, было достигнуто расчленение кембрийских отложений на палеонтологической основе, подтверждающееся литологическим и частично структурно-тектоническим методами.

С 1949 г. в пределах листа Сибирским геофизическим трестом велась наземная магнитометрическая съемка, законченная к настоящему времени только в северной части листа.

При составлении геологической карты за основу были приняты данные съемок 1949, 1954 гг. и тематических работ 1955 г., проведенных под руководством автора. Кроме того, были учтены материалы геологопоисковых работ М. В. Дубровского и магнитные карты съемок 1949—1954 гг. Последние использовались для уточнения контуров свит и интрузивных массивов. В силу резкого различия магнитных свойств карбонатно-кремнистых пород девонских отложений и интрузий, данные магнитных карт позволили уточнить некоторые контуры, не прослеженные на поверхности из-за мощного рыхлого покрова.

Для составления карты полезных ископаемых листа и соответствующего раздела объяснительной записки были использованы

ны, кроме того, отчеты по геологопоисковым работам В. И. Лаврентьева и Н. С. Коржнева (1952), В. В. Жабина (1955), А. А. Лифантовой (1949) и некоторые другие работы (см. приложение III). В составлении карты полезных ископаемых и приложений к ней принял участие А. А. Месянинов, в составлении раздела геоморфологии Н. И. Парвицкая.

## СТРАТИГРАФИЯ

Большая часть площади листа по существующему геотектоническому районированию относится к Катунскому антиклинорию и складывается в основном породами синия и нижнего палеозоя. Кембрийские отложения листа расчленены на три яруса с достаточным палеонтологическим обоснованием. Палеонтологически охарактеризован здесь и тремадок.

На геологической карте выделены следующие стратиграфические единицы:

1. Баратальская свита синийского комплекса (*Snbr*). К ней отнесены древнейшие отложения, представленные довольно однородной толщей, в которой преобладают кристаллические известняки, кремнистые породы, глинистые сланцы и основные эффузивы.

2. Каянчинская свита нижнего кембрия (*Сm<sub>1</sub>kn*). Нижнекембрийские осадочные отложения с небольшим количеством эффузивов среднего и кислого состава и фауной трилобитов, выделенные на Алтае впервые, сопоставляются нами с нижними слоями каянчинской свиты. К верхним слоям этой свиты, возможно, относятся археоциатовые мраморы, имеющие весьма ограниченное распространение на площади листа.

3. Каимская свита среднего кембрия (*Сm<sub>2</sub>km*). К ней относятся эффузивные и морские образования, состоящие в основном из авгитовых и плагиоклазовых порфиритов и их пирокластов с линзами археоциатовых известняков и прослоями глинистых сланцев и мергелей. В осадочных пачках свиты имеется фауна археоциат и трилобитов.

4. Еландинская свита среднего кембрия (*Сm<sub>2</sub>el*). Свита представляет собой маломощную пачку карбонатно-глинистых отложений с обильной фауной трилобитов.

5. Тремадокский ярус (чойская свита) нижнего ордовика (*O<sub>1</sub>t*) складывается морскими и, возможно, дельтовыми отложениями, содержащими характерный горизонт грубообломочных конгломератов и алевритовые сланцы с фауной трилобитов.

Средний палеозой представлен отложениями ордовикской и девонской систем, слагающими Ненинско-Чумышскую и Уйменско-Лебедскую межгорные впадины. Здесь выделяются:

6. Аренигский ярус нижнего ордовика и средний отдел ордовика нерасчлененные (*O<sub>1</sub>ag—O<sub>2</sub>*). Представлены они морскими мелководными осадками.

В основании ее иногда наблюдается галечник, мощностью 5—6 м, довольно плотно сцементированный, но чаще основание ее скрыто. Выше галечников залегают иловатые глины и супеси с прослоями песков или довольно мощные слои иловатых песков и супесей. В песках встречается галька кремнистых пород. Верхняя часть разреза высокой террасы слагается лёссовидными паевыми суглинками и супесями.

В нижней части иловатых глин высокой террасы около с. Пильненского обнаружена фауна млекопитающих «хазарского» комплекса (определения М. А. Шорыгиной, 1952), представленная костями *Bison (Bos)*., sp., *Rhinoceras* sp. и *Equus* sp. Е. Н. Шукина приводит анализы микрофлоры из нижних слоев четвертой террасы. В пробах была обнаружена в основном древесная пыльца (85—99%) и небольшое количество спор. Преобладает пыльца ели, в меньшей мере присутствует пыльца кедра и в незначительном количестве — березы, что указывает на умеренный климат с повышенной влажностью.

В более высоких слоях этой террасы, в песках, вскрывающихся около д. Старой Ажинки, растительные остатки представлены в основном пылью травянистых растений. Древесная пыльца в них принадлежит только сосне и березе, в единичных случаях встречается пыльца ели и кедра. Эти растительные остатки указывают на более сухой и суровый климат по сравнению с эпохой формирования нижней части террасы. Отложения этой террасы датируются нами как среднечетвертичные (Q<sub>2</sub>) на основании приведенной выше фауны, а также по сопоставлению с лучше изученными аллювиальными и ледниково-водными отложениями верховьев р. Бии и р. Катунь.

Третья терраса р. Бии, высотой 25—28 м, сложенная галечниками, песками и супесями, выделяется нами около д. Кожы и в устье р. М. Куют. Возраст ее определяется путем сопоставления с террасами верховьев р. Бии и р. Катунь как Q<sub>3</sub>.

Особенно широко развиты низкие террасы р. Бии: 10—15-метровая вторая и 4—6-метровая первая (высокая пойма). Ширина их в пределах Ненинско-Чумышской впадины достигает 8—10 км.

Первая терраса имеет в основании галечник, нередко с крупными валунами, который некоторыми исследователями считался флювиогляциальным (А. И. Кузьмин, 1928; Гранэ Г. О., 1916). А. В. Живаго считает, что флювиогляциальные галечники распространены от верховьев р. Бии до с. Балаксы, а ниже характер долины резко меняется. Наши наблюдения не подтверждают этого положения. Первая терраса обнаруживает редкое постоянство на значительном протяжении от пос. Дайбова до д. Новиковой. В составе ее галечников имеются грубые валуны, первичное происхождение которых, вероятно, было гляциальным, так как эта терраса формировалась в условиях размыва р. Бией морен и флювиогляциальных отложений верховьев долин в верхнечетвертичное время.

Иловатые сине-серые и желтые глины, слагающие старичную фацию этой террасы, содержат прослой торфа и гумусированных глин. Пыльца из торфа состоит из представителей современных древесных и травянистых растений; изредка в ней встречаются единичные знаки кедра и карликовой березы, свидетельствующие о недалеко расположенных областях с высокогорным климатом. Вторая 10-15-метровая терраса в расширенной части долины р. Бии, в западной части листа, слагается песками, но в нижней части ее отмечаются линзы галечников, мелких и хорошо сортированных по сравнению с галечниками первой надпойменной террасы. Пески на этой террасе переветрены и образуют дюны, закрепленные сосновым лесом.

Аллювий притоков р. Бии — Учурги, Куюта, Ушпы, Богучака и Кожы — в верхнем течении представлен в основном илами, а в нижнем, кроме того, галечниками и песками. Река Тибезя в верхнем течении имеет трогообразную долину, плоское днище которой выполнено иловатыми глинами с прослоем торфа, а русловые отложения представлены галечником. В нижнем течении днище р. Тибези слагается галечниками, прикрытыми илисто-торфянистым слоем.

Реки Иша и Чапша в их нижнем течении в пределах района имеют одну морфологически слабо выраженную террасу, возвышающуюся над пойменной на 3—4 м. Эти террасы слагаются серыми и бурыми иловатыми глинами с линзами мелкого галечника и песка. В приустьевой части долины р. Чапши среди иловатых глин долинных отложений, в первых двух метрах от поверхности наблюдались два линзовидных прослоя торфа. Спорово-пыльцевым анализом в торфе установлены представители современной растительности.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Значительные площади восточной части листа занимают интрузивные породы. Наиболее крупный Турочакский гранитный массив расположен между рр. Бией и Б. Ишой и имеет продолжение за восточной рамкой листа. Вдоль южной рамки листа, в его восточной части, располагается крайняя часть крупного Саракочинского интрузивного массива. Западнее Турочакского массива расположен Чистинский массив, а севернее, на правом берегу р. Бии, — Учургинский массив. Все три интрузивных массива, а также мелкие тела гранитоидов, наблюдаемые в западной части карты, рассматриваются нами как проявления единого магматического цикла, имеющие общий магматический очаг.

В каждом из этих массивов четко выделяются две фазы становления интрузии, соответствующие двум различным интрузивным комплексам, выделенным на карте. Первой фазе соответствует гранитный комплекс, представленный разнотекстурными гранитами, в основном биотитовыми, плагиоклазовыми и роговообманковыми, микрогранитами, аплитами и пегматитами. Вторая,

более поздняя фаза представлена гранофир-граносиенитовым комплексом, состоящим из гранофиров, микропегматитовых гранитов, граносиенитов и сиенитов, альбититов и альбит-порфиров. Кроме того, выделяется группа гибридных пород: габбро-диоритов, диоритов, диорит-порфиров, горнблендитов и пироксенитов. Особо выделяются наиболее молодые дайковые диоритовые породы, фельзитовые порфиры и альбитофиры, встречающиеся как в виде даек, так и в форме пластовых тел.

### Группа габброидных пород

Породы габбро-диоритового ряда выступают на контакте гранитоидов с древней карбонатной толщей около устья р. Ульмень, правого притока р. Бии, вблизи восточной рамки листа. (Восточнее, в пределах листа N-45-XXXIV, они образуют ряд мелких тел вдоль контакта Турочакского массива). Подобные же образования встречены по правому склону долины р. Бии выше устья р. Ушпы, по р. Б. Ише выше устья р. Ини у южной рамки листа и в виде очень мелких тел еще в ряде мест внутри интрузивных массивов и вблизи них. В отдалении от интрузивных массивов такие породы имеются в устье р. Нени у западной рамки листа и по р. Кедровке, левому притоку р. Б. Иши.

Во всех этих выходах наблюдаются породы сложного состава: от пироксенитов и горнблендитов до сиенито-диоритов с преобладанием диоритов и габбро-диоритов. Как правило, наблюдается пересечение габброидных пород сиенитами и кварцевыми сиенит-порфирами, а в отдельных случаях микропегматитовыми гранитами. Вмещающие породы карбонатного и глинисто-карбонатного состава испытали значительное контактное изменение и представляют собой мраморы, биотитовые и амфиболовые роговики.

Для габбро-диоритовых пород характерны постепенные переходы от одной разновидности к другой, преобладание роговой обманки над пироксеном в составе темноцветных компонентов и наличие кварцевых разновидностей габбро. Эти породы обычно имеют брекчиевидную текстуру, выражающуюся в пронизывании основных пород более кислыми разновидностями. Диориты по р. Ульмень включают ксенолиты пироксенитов и как бы цементируются жилами роговообманковых сиенитов. Роговообманковое грубозернистое габбро включает шпильры горнблендитов и рассекается жилами белых плагиоклазитов (рч. Кедровка). Г. Д. Афанасьев (1935) среди пироксенитов из района Бостокского месторождения марганца отмечает шпильры серпентинито-гранатовых пород как результат взаимодействия габбро с известняками вмещающей толщи.

Рассматривая породы габброидного ряда как гибридные, следует полагать, что образование некоторых из них предшествовало становлению основной гранитной интрузии, так как они встречаются не только в форме шпильров, но и в форме ксенолитов среди последних, и прорываются гранитными жилами.

### Гранитный комплекс

Породы гранитного комплекса всех трех вышеперечисленных массивов не являются однородными по минералогическому составу и особенно по характеру структур, причем небольшие Учуртинский и Чистинский массивы имеют не менее сложный минералогический состав и структуры, чем Турочакский массив.

Среди гранитов Турочакского массива преобладают биотитовые граниты. В подчиненных количествах встречаются биотитовогообманковые граниты, адамеллиты, лейкократовые плагиоклазовые граниты, двуслюдистые граниты и аплиты. По структурам различаются крупно- и среднезернистые разновидности (преобладающие), грубозернистые пегматоидные разновидности, порфировидные граниты и микрограниты. Гранит-порфиры, микрограниты и аплиты встречаются как в виде секущих тел типа даек, так и в виде гнезд с постепенными переходами к гранитам.

В краевых зонах массива наблюдаются такситовые текстуры гранитов; перемежаются участки средне-, мелко- и тонкозернистой структуры с резкими переходами между ними. Грубозернистые граниты сопровождаются гнездами пегматитов, в некоторых случаях гигантокристаллических. Неоднородность структур указывает на значительную роль минерализаторов в стадии кристаллизации гранитов, а также на гипабиссальные условия кристаллизации.

Биотитовые граниты имеют серый или розоватый цвет; последний характерен для мелкозернистых разновидностей. Граниты эти состоят в основном из кварца и полевых шпатов с незначительным количеством биотита. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат, представленный микроклином (чаще пертитмикроклином), обычно содержатся в гранитах примерно в равных количествах, но имеются разновидности и с резким преобладанием первого. Плагиоклаз типа олигоклаза или олигоклаз-андезина (№ 10—34) иногда имеет антипертитовые вроски кали-натрового полевого шпата.

Акцессорные минералы гранитов представлены ильменитом, монацитом, цирконом, тантало-ниобатами, апатитом, реже сфеном. Вторичными минералами являются серицит, развивающийся по плагиоклазам, хлорит, эпидот и турмалин. Вблизи контактов с гранофирами по рр. Кедровке, Бове и др. в гранитах встречаются участки с обильным эпидотом, замещающим полевые шпаты почти целиком. Кварцево-эпидотовые породы с реликтовой гранитной структурой образуют жиллообразные тела и линзы в гранитах, являясь аутометасоматическими образованиями.

Плагиоклазовые граниты, выступающие на северном склоне горы Семири, где они занимают значительную площадь, представлены мелкозернистыми породами и обогащены темноцветными минералами. Кроме биотита, в них появляется еще и роговая обманка. Плагиоклаз составляет более половины породы, кварц и пертитовый ортоклаз присутствуют примерно в равных

количествах. Среди акцессорных минералов здесь обычен сфен в крупных зернах и, кроме того, магнетит, циркон, апатит. Отмечается серицитизация плагиоклазов и довольно сильная хлоритизация биотита.

Небольшими участками подобные породы встречаются среди гранитов близ их южного и западного контактов; иногда они имеют состав адамеллитов, а в некоторых случаях переходят в плагиоклазиты — лейкократовые породы, состоящие из плагиоклаза с очень небольшим количеством кварца и роговой обманки. Породы, обогащенные плагиоклазом и темноцветными минералами, имеют постепенные переходы к гранитам и, вероятно, являются результатом ассимиляции гранитами кровли карбонатных пород.

Выделяются мусковитовые граниты, слагающие довольно широкое поле между рр. Польшом и Неметкой. Ими же сложены небольшие участки в вершине р. Польша и около с. Ивановки в Чистинском интрузивном массиве. Это лейкократовые крупно- и среднезернистые породы, состоящие из кварца, содержание которого в породе достигает 25—30%, микроклин-пертита, плагиоклаза, мусковита и биотита. Среди них есть порфиридные разности с резко идиоморфными выделениями кварца и слюды, а также шпильчатые пегматиты с крупночешуйчатым мусковитом. В мусковитовых гранитах, располагающихся между р. Польшом и Неметкой, помимо обычных акцессорных минералов — ильменита, магнетита, монацита и циркона, — наблюдается до 1% граната типа альмандина розового и бурого цвета. В двуслюдистых гранитах около д. Ивановки имеются участки, обогащенные слюдой с акцессорными монацитом и касситеритом.

Мусковитовые разности гранитов образовались в тех участках гранитного массива, где наиболее сильно проявились автотомасоматические процессы. Они сопровождаются дайками мусковитовых аплитовидных микрогранитов.

### Гранофир-граносиенитовый комплекс

Породы этого комплекса, составляющие западную и южную оторочки Турочакского гранитного массива, выступают также на северо-западном и юго-восточном краях Чистинского массива и на северо-западе Учургинского массива, резко отличаясь от гранитного комплекса по внешнему виду. Это породы густо-розовой и мясо-красной окраски, средне- и мелкозернистые, устойчивые против выветривания. Преобладающей разностью среди них являются гранофиры — микропегматитовые гранит-порфиры, затем микропегматитовые граниты и граносиениты, альбитофиры и кварцевые альбитофиры; изредка встречаются сиениты и сиенито-диориты. Во всех этих породах отмечается преобладание пегматитовой и гранофировой структур с закономерным взаимным прорастанием кварца и полевого шпата. Характерны такси-

товые текстуры, где чередуются и взаимно переходят друг в друга участки с гранофировой, сферолитовой, аллотриоморфной, фельзитовой и гранитной структурами.

Породы этого комплекса состоят из кварца, ортоклаз-пертита, альбит-олигоклаза или олигоклаза и незначительного (для преобладающей части пород) количества биотита. Количество кварца колеблется, большей частью его много (около 25—30%); в граносиенитах он наблюдается только в мелких вросках в ортоклазе. В состав сиенитов входит розовый ортоклаз, зеленоватый кислый плагиоклаз, биотит и роговая обманка. Очень редко встречаются эгириновые сиениты. Для всего комплекса характерна бедность акцессорными минералами, представленными в очень незначительном количестве магнетитом, цирконом, апатитом и ортитом.

Сиениты и граносиениты встречаются среди древних карбонатных толщ и являются следствием взаимодействия магматического вещества с известняками. В небольшом массиве около д. Каянча между известняками и сиенитами наблюдаются постепенные переходы через своеобразные гибридные породы, состоящие из карбонатов, полевых шпатов, хлорита, эпидота.

В породах резко выражены вторичные изменения, проявляющиеся в альбитизации, серицитизации плагиоклазов, пелитизации кали-натровых полевых шпатов, частичной хлоритизации темноцветных минералов и в появлении эпидота.

Особо выделяются фельзитовые порфиры и фельзиты, которые встречаются как среди гранитов, так и среди пород гранофир-граносиенитового комплекса в виде небольших тел и даек. Среди них различаются фельзитовые альбитофиры, биотитовые порфиры с фельзитовой основной массой, кварцевые альбитофиры и фельзитовые сиенит-порфиры. Кроме того, на вершинах гор Семири, Буланака, Синюхи и в верхней части долины р. Бовы фельзитовые породы выступают в массивах, имеющих незначительные размеры, не позволяющие выделить их на карте. В породе имеются оплавленные обломочки порфирита с трахитоидной основной массой.

На горе Семире фельзиты наблюдаются среди биотитовых гранитов и микрогранитов. Это темно-серые полосчатые породы, в которых темные полосы обусловлены расположением тонких таблитчатых зерен гематита. Основная масса породы состоит из кварцево-полевошпатового агрегата со псевдосферолитовой структурой. Отдельные участки породы представлены почти стеклом, но встречаются и довольно хорошо раскристаллизованные микрогранит-сферолитовые разности. Редкие вкрапления представлены округлыми оплавленными зернами кварца, иногда разбитого трещинами на угловатые обломки.

Фельзитовые породы, выделенные на карте, представляются нам образовавшимися в результате взаимодействия силикатной кровли эффузивно-осадочных пород с гранитной магмой. Такой

генезис фельзитовых тел объясняет наличие переходных разностей между ними и гранитами и присутствие оплавленных обломков чуждых пород.

Дайковые породы в районе многочисленны и представлены как кислыми, так и основными породами. Те и другие встречаются в приконтактных зонах интрузивных массивов и внутри самих интрузивов. Дайковые породы типа аплитов, пегматитов и микрогранитов встречаются только среди пород гранитного комплекса. Гранит-порфиры, гранофировые аплиты, сиенит-порфиры (ортофиры), фельзиты, альбитофиры, породы, близкие по составу и структуре к породам гранофир-граносиенитового комплекса, наблюдаются в дайках и среди осадочных пород, среди гранитоидов.

Второй, резко отличный и более поздний комплекс даек представлен диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и микродиоритами. Дайки этого комплекса встречаются как среди гранитоидов, так и среди осадочных и эффузивно-осадочных пород. В Турочакском гранитном массиве и в карбонатной толще баратальской свиты около с. Товарищ, на правой стороне р. Би, имеются дайки типа спессартитов. Диоритовые порфириты встречаются в Турочакском массиве и в довольно крупных телах, показанных на карте.

Дайки кислых и диоритовых пород меридионального или близкого к нему простирания обильны в зонах многочисленных тектонических нарушений.

Кварцевые жилы в пределах интрузивных массивов встречаются довольно редко. Представлены они образованиями двух резко отличных типов. К наиболее распространенному типу относятся жилы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, преимущественно меридионального или близкого к нему простирания. Кварц этих жил белый, сахаровидный, с занорышами, выполненными кальцитом, горным хрусталем, реже флюоритом. Такие жилы наблюдаются в гранитоидах описанных комплексов и во вмещающих эффузивно-осадочных породах девона. Жилы кварца цементируют зоны дробления и развиваются вдоль линии тектонических нарушений, проходящих через вершину р. Узак до с. Ваганова, через вершины рр. Бовы и Тибези, рч. Кедровку и др.

В бассейнах рр. Бовы и Калгазана встречаются тонкие кварцевые жилы второго типа, состоящие из серого и темно-серого прозрачного кварца; с ними связано описываемое ниже вольфрамовое оруденение. В других участках гранитного массива такие жилы встречаются очень редко.

Автометасоматические процессы в гранитных массивах проявляются довольно часто в их грейзенизации. Следствием их является возникновение двуслюдистых гранитов. На карте они выделены нами в Чистинском массиве и между рр. Польшом и Неметкой, в крайней восточной части карты. На водоразделе

речек Чапша и Ужлеп наблюдались грейзенизированные гранит-порфиры иного характера. Грейзенизация здесь сопровождается густой сетью тонких кварцевых жил, создающих зоны штокверка в гранит-порфирах. Подобные гранит-порфиры имеются и в вершине р. М. Бовы. В том и другом случае в грейзенизированных и окварцованных породах отмечаются следы тонкой редкой вкрапленности сульфидов в виде охр, в которых установлены следы молибдена. Типичные грейзены образуют жиллоподобные тела на Калгазанском вольфрамовом месторождении, описываемом ниже, и на участке ключа Южного.

### Контактный метаморфизм

Проявления контактового воздействия на вмещающие породы толщ нижнего структурного этажа — ордовика, среднего и нижнего кембрия — в южном, западном и северном контактах Турочакского интрузивного массива выражаются в повсеместном ороговиковании и на отдельных участках в образовании скарнов. Наиболее сильно измененные породы представлены биотитовыми и кварцево-биотитовыми, иногда с андалузитом, роговиками и амфиболитами. Эффузивно-осадочные породы среднего кембрия подверглись биотитизации, окварцеванию, эпидотизации. Пироксеновые порфириты и их туфы меньше поддаются изменению, в них наблюдается эпидотизация и хлоритизация основной массы и зеленокаменное изменение вкрапленников, которые в удаленных от контакта породах выглядят значительно свежее. Известняки превращены в грубозернистые мраморы.

Скарнированию подвергаются в основном карбонатные и глинисто-карбонатные породы кембрия и протерозоя. Скарны состоят из граната, эпидота, диопсида, актинолита, волластонита, магнетита, сульфидов железа и меди; в незначительном количестве в них присутствуют сульфиды цинка и свинца, а также карбонаты, представленные кальцитом и родохрозитом. Скарны встречаются вдоль контактовой полосы почти повсеместно; они известны около Тянькиной горы, близ дд. Плешково, Вагановой, Прянишниковой, Большой Речки, по притокам р. Устюбень, на Становой гриве, по р. Ише и ее притокам на южном контакте Турочакского и на северном контакте Саракокшинского массива. Обломки гранато-эпидотовых пород известны и по западному контакту Учургинского гранитного массива.

Девонские отложения испытывают более слабый метаморфизм, что объясняется как их составом, существенно силикатным, менее восприимчивым к воздействию интрузии, так и резко гипабиссальным характером прорывающей их интрузии. Осадочные и кислые эффузивные породы в приконтактных участках испытывают окремнение, эпидотизацию и биотитизацию.

Ширина ореолов контактового воздействия различна. На крайнем юго-востоке листа, между Турочакским и Саракокшинским

интрузивными массивами, осадочные породы от восточной рамки листа до устья р. Ини несут в той или иной мере следы контактового изменения, свидетельствуя о неглубоком залегании здесь интрузивных пород и о возможном смыкании на глубине упомянутых массивов.

На западном контакте Турочакского и Чистинского массивов контактовый ореол уже, что, вероятно, указывает на более крутое падение контактовой поверхности интрузии.

### Взаимоотношения, возраст и форма тел интрузивных комплексов

Породы габбро-диоритового комплекса образуют серии мелких гнездообразных тел и даек среди известняков и глинистых сланцев. Реже мелкие тела габбро-диоритовых пород встречаются среди гранитов; они обнаруживают все признаки гибридных пород и характеризуются нечеткими контактами с гранитами.

Габбро-диоритовые породы, как правило, расположены в непосредственном контакте или в очень небольшом отдалении от гранитных пород. В устье р. Нени, около выходов габбро и диоритов, гранитов нет, но там наблюдается магнитная аномалия с повышенным значением вертикальной составляющей (до 1500 γ), что скорее всего вызывается скрытыми под рыхлыми отложениями мезо-кайнозойскими интрузивными породами.<sup>1</sup>

В очень небольшом интрузивном теле в вершине рч. Калбочак, в юго-западном углу листа, наряду с гранит-порфирами имеются и габбро-диориты. Выходы этих пород расположены в центре линейно-вытянутой магнитной аномалии. Микропегматитовые гранит-порфиры и здесь залегают на контакте с пологолежащими туфобрекчиями кислых эффузивов. Небольшое тело габбро по рч. Кедровке расположено в зоне нарушения, однако сами габбро следов смятия и нарушения не обнаруживают. Вблизи габброидных пород здесь установлены скарны, что указывает на наличие нескрытых кислых интрузивных пород, так как габбро-диоритовые породы района скарнирования не вызывают.

Рассмотренные факты позволяют связать образование габброидных пород с разломами, подготовившими пути проникновения магмы. Процессы ассимиляции известняков, вероятно, имели большое значение при образовании пород габброидной группы.

На следующем этапе по тем же путям в большинстве случаев проникала магма, образовавшая породы гранитного ряда. Генетическая связь основных и кислых пород здесь нам кажется безусловной, несмотря на явный, но небольшой разрыв во времени их образования.

По имеющимся у нас данным, взаимоотношения гранитного и гранофир-граносиенитового комплекса определяются следую-

<sup>1</sup> Интрузивные породы района отличаются повышенной магнитной активностью по сравнению с породами баратальской свиты.

щими фактами. Гранофиры — микропегматитовые гранит-порфиры и сиенит-порфиры — прорывают грубозернистые биотитовые граниты в виде даек и мелких штоков с резкими контактами, что наблюдалось на правом склоне долины р. Чапши ниже устья рч. Кедровки, в окрестностях пос. Прянишниковского, по рч. Барсанак (около устья) и в других местах. В гранитах, на контакте их с сиенитами, в бассейне р. Бовы наблюдались жилки сиенитов. В полях развития гранитов довольно часто встречаются породы гранофир-граносиенитового комплекса в виде более или менее изометричных тел, в некоторых случаях с нечеткими, расплывчатыми контактами (по левому склону долины р. Бовы и по рч. Березовке, притоку р. Тибези). Среди гранофиров — микропегматитовых гранит-порфиров, сиенит-порфиров и сиенитов ни разу не встречено пород гранитного комплекса ни в дайковой, ни в иной фации, тогда как в осадочных нижнепалеозойских породах, залегающих на контакте с гранитами, дайки пород гранитного комплекса имеются.

На контакте с гранофир-граносиенитовым комплексом в гранитах отмечаются слабые контакто-метасоматические изменения, выражающиеся в хлоритизации, эпидотизации и частичном окремнении; это удалось наблюдать вблизи слияния рек Кедровки и Чапши, по р. Барсанак и по левому склону р. Б. Иши.

Гранофир-граносиенитовая оторочка юго-западной части Турочакского массива сопрягается с последним по линии сложной конфигурации. Подобная картина наблюдается и на южном продолжении интрузива, называемого Сараккокшинским массивом, в пределах листа М-45-III. Характер сопряжения гранофир-граносиенитов с гранитами и осадочными породами, а также отражение их в рельефе местности указывает на пластовую форму тел этого комплекса.

Так, по южному контакту Турочакского массива наблюдается, что границы пород гранофирного комплекса очень часто совпадают с горизонталями поверхности. Там, где удалось проследить границы сопряжения гранитного и гранофирного комплексов, они также в той или иной мере следуют горизонталям.

Породы гранофир-граносиенитового комплекса слагают куполообразные горы Буланак и Лягонь, расположенные на правом берегу р. Б. Иши, в центральной части южной половины листа. Подножия той и другой горы сложены осадочными и эффузивными породами. Граница между ними и интрузивными породами проходит по горизонтали. На рис. 2 показаны вероятные формы гранофирных тел, установленные главным образом путем анализа карты.

В то же время имеется ряд фактов, указывающих на генетическое родство кислых эффузивных пород куротинской свиты и интрузивных пород гранофир-граносиенитового комплекса. Надо отметить, что еще А. М. Кузьмин в 1928 г. высказал мысль о близкой связи и едином магматическом очаге интрузивных и эффу-



зивных пород, выходящих на поверхность по р. Учурге. В Учургинском и Чистинском интрузивных массивах встречаются породы, по составу и характеру структур промежуточные между типичными эффузивными порфирами и микропегматитовыми гранит-порфирами. Минералогический состав эффузивных пород девона и пород гранофир-граносиенитового комплекса весьма сходен, на что указывает, в частности, Е. П. Зайченко (1952), сопоставляя полевые шпаты тех и других пород. Вполне сопоставим состав аксессуарных минералов той и другой группы пород.

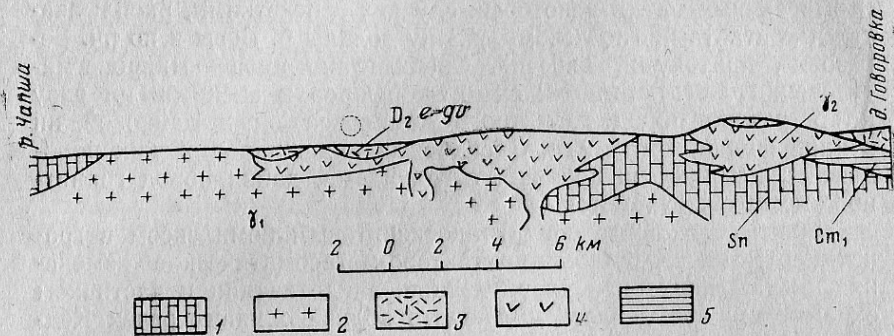


Рис. 2. Схематический разрез через горы Лягонь и Буланак  
1—известняки, кварциты; 2—граниты; 3—фельзиты, туфы, туфолавы; 4—гранофиры и граносиениты; 5—песчаники, глинистые и кремнистые сланцы

В лавобрекчиях кислых эффузивов куротинской свиты неоднократно наблюдались обломки пород гранофир-граносиенитового комплекса. Следует также отметить постоянное пространственное сопряжение пород граносиенитового комплекса с полями кислых эффузивов и пирокластов среднего девона не только на описываемой территории, но за ее пределами, на площади соседних листов N-45-XXXII и M-45-IV (Зайченко, 1952; Сенников, 1949).

Все изложенное позволяет сделать вывод о среднедевонском возрасте гранофир-граносиенитового комплекса и о тесной генетической связи его с девонским вулканизмом. Гранитный комплекс в основном образовался раньше. Наиболее вероятным представляется длительное существование общего магматического очага для всех интрузивных и девонских эффузивных пород листа, следствием чего и является общность их минералогического и химического состава, а также тесная пространственная связь. Каких-либо более веских фактов для определения времени формирования гранитного комплекса нет.

Следует отметить, что гранитный комплекс имеет активные контакты только с вмещающими его нижнепалеозойскими породами; активных контактов его с среднедевонскими породами мы не наблюдали нигде. Этим подтверждается досреднедевонский возраст этого комплекса, устанавливаемый по прорыванию его среднедевонскими субвулканическими и дайковыми породами.

Возраст интрузивных пород Турочакского гранитного массива различными исследователями трактуется неодинаково. Мы уже указывали на высказывание А. М. Кузьмина по поводу генетической однородности девонских эффузивных и интрузивных пород северной части листа. Позднее А. А. Зенкова и Т. Ф. Васютинская (1941) высказали предположение о каледонском возрасте гранитоидов на основании того, что они прорываются дайками порфиров и порфиритов, являющимися каналами для девонских эффузивов. Еще позднее В. М. Сенников, а затем К. Д. Нешумаева указывали на некоторое сходство состава и металлогенических признаков Турочакского массива с варисскими интрузиями западного Алтая.

В 1954—1955 гг. Е. П. Зайченко делает попытку доказать наличие в Турочакском массиве двух интрузивных комплексов: граносиенитового среднедевонского и гранитного послегерцинского. Ею с достаточной убедительностью доказывается родственность эффузивов девона с граносиенитовыми и гранофировыми породами интрузивных массивов. Но последующие ее выводы о наличии денудационного перерыва между гранитами и граносиенитами и о более раннем образовании гранофиров и граносиенитов основаны на устаревших и ошибочных представлениях о геологии района. Конгломераты, галька которых состоит, по ее мнению, из пород граносиенитового комплекса, имеют не девонский, а тремадокский возраст и отчетливо прорываются субвулканическими альбититами и гранит-порфирами гранофир-граносиенитового комплекса. Е. П. Зайченко не объясняет наличие среди гранитов Турочакского массива мелких тел граносиенитов и гранофиров, а также наблюдаемое в ряде мест отчетливое прорывание гранофирами гранитов.

Для определения нижней границы времени формирования пород гранитного комплекса у нас нет достаточных оснований. Граниты прорывают породы нижнего и среднего ордовика, причем с последними они имеют контакт к востоку от описываемого района. Неясны взаимоотношения гранитов с предполагаемыми в том же районе отложениями силура. Наиболее вероятен их верхнекаледонский возраст. Условно мы принимаем для них додевонский возраст, но не исключено, что они образовались и в нижнем девоне.

## ТЕКТОНИКА

На площади листа N-45-XXXIII выделяются следующие основные структурно-тектонические элементы (рис. 3): 1) Катунский антиклинорий (его северо-восточная оконечность); 2) Ненинско-Чумышская межгорная впадина герцинского и мезозойского возраста (юго-западная окраина) и 3) незначительная часть Уйменско-Лебедского синклинория — межгорного прогиба каледонского и раннегерцинского возраста (его крайняя западная часть).

Катунский антиклинорий является одной из важнейших тектоно-структурных единиц северной части Горного Алтая, сложенной в основном породами синия и нижнего палеозоя. На рассматриваемой территории к Катунскому антиклинорию

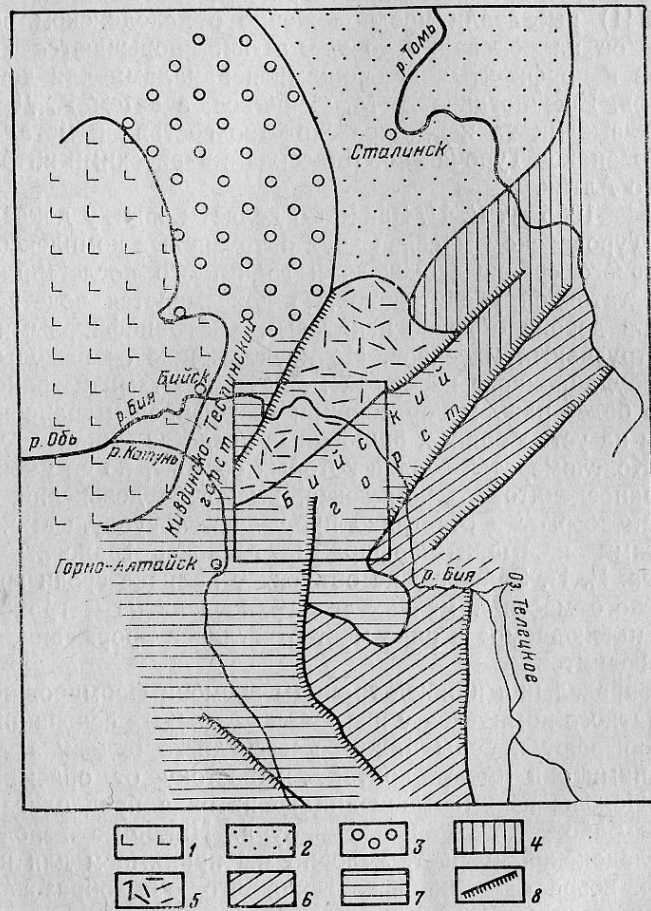


Рис. 3. Геотектоническая схема  
 1—Бийско-Барнаульская впадина; 2—Кузбасс; 3—Салаир; 4—Кузнецкий Алатау; 5—Ненинско-Чумышская впадина; 6—Уйменско-Лебедской синклиорий; 7—Катунский антиклинорий; 8—основные разломы. Квадратом очерчена территория листа N-45-XXIII

рию относится и Бийский горстовый массив, описанный впервые А. М. Кузьминым (1928), затем В. А. Кузнецовым (1954), и представляющий собой выступ древнейших для этого района отложений юго-западной оконечности Кузнецкого Алатау. Таким образом, Катунский антиклинорий сопрягается с Кузнецким Ала-

тау через Бийский горст, расположенный восточнее Ненинско-Чумышской впадины.

К западу от Ненинско-Чумышской впадины выступает та же карбонатно-кремнистая толща, протягивающаяся полосой меридионального простирания и продолжающаяся к северу в пределы листа N-45-XXVII. Там она изучалась А. С. Кирилловым и В. Ф. Сенцовой, которые проследили отчетливо выраженный разлом северо-северо-восточного простирания, ограничивающий среднепалеозойские отложения Ненинско-Чумышской впадины от древнейшей карбонатно-кремнистой толщи синия. Вероятно, этот разлом продолжается и в пределы описываемого листа, где он не наблюдался вследствие закрытости площади четвертичными отложениями. Таким образом, в крайней северо-западной части листа мы наблюдаем выступ древнейших отложений, соединяющий Алтай с Салаиром, который целесообразно именовать Кивдинско-Тесинским горстом.

Плохая обнаженность района и отсутствие маркирующих слоев в баратальской свите не дают возможности в достаточной мере изучить ее внутреннюю структуру. Наблюдения на описываемой территории, а также изучение хороших разрезов вдоль тракта Горно-Алтайск—Чоя (за южной рамкой листа) позволили установить напряженную мелкую складчатость карбонатно-кремнистой толщи. Горизонты кварцитов в южной части листа обрисовывают мелкую брахискладчатую структуру, осложненную многочисленными разрывами и мелкими перемещениями слоев. На складчатые структуры накладывается расщепление северо-северо-западного направления, местами затушевывая и нарушая первичные взаимоотношения слоев.

Такой характер внутренней структуры свиты и распространение ее на обширной площади не только на площади листа, но и за его пределами, указывают на то, что в целом свита, вероятно, имеет некрутое залегание. В восточной части Бийского массива, где эта свита изучена В. М. Сенниковым (1948), отмечается промежуточный тип складчатости (брахискладки с меняющимся простиранием осей), отсутствие признаков линейности в формах складчатости, что, вероятно, свидетельствует о близком залегании подстилающих свиту жестких масс, нигде не вскрытых современной дневной поверхностью.

В нижнепалеозойское время рассматриваемая часть Катунского антиклинория, вероятно, представляла собой внутренний геантиклинальный выступ. В дальнейшем эта область сохраняла преимущественную тенденцию к поднятию, являясь антиклинальным участком кембрийской геосинклинали.

Отложения нижнего, среднего кембрия и тремадока, расположенные в юго-восточной части листа, представляют собой образования переходной зоны от положительной тектонической структуры Бийского массива к Уйменско-Лебедской области прогибания и накопления осадков в ордовикское и девонское (воз-

можно, и силурийское) время. Двигаясь вдоль южной рамки листа N-45-XXXIII от его середины на восток, в узкой полосе осадочных пород между двумя интрузивными массивами, можно наблюдать довольно полный разрез отложений нижнего палеозоя. Здесь они представлены нижним и средним отделами кембрия и отложениями нижнего яруса ордовика. На этой же незначительной по размерам площади среди осадочных пород располагаются и эффузивно-осадочные отложения среднего девона. В юго-восточном углу листа встречаются отложения среднего или, возможно, нижнего отдела ордовика, выполняющие Лебедскую грабен-синклиналь, в основном расположенную восточнее, на территории соседнего листа N-45-XXXIV.

Как уже отмечалось, нижнекембрийские существенно терригенные отложения, сопоставляемые нами с низами каянчинской свиты западного крыла Катунского антиклинория (Винкман, 1948), характеризуются сильно нарушенной мелкоскладчатой структурой при общем, вероятно, некрутом залегании толщ. Песчаники, глинистые сланцы (иногда даже аргиллиты) и эффузивы этой толщи значительно слабее метаморфизованы по сравнению с породами нижнего и среднего кембрия других частей Катунского антиклинория. Рассланцевание в них чаще всего отсутствует или проявляется слабо и на ограниченных участках, приуроченных к разломам.

Среднекембрийские отложения отличаются еще более пологим залеганием и меньшей дислоцированностью. В них крылья мелких складок имеют углы падения от 15 до 50° и лишь в некоторых случаях, около даек или мелких разрывных нарушений, становятся более крутыми и даже опрокидываются. Таков же в общем характер дислоцированности и метаморфизма тремадокских отложений, которые очень плохо вскрыты в пределах описываемой толщи, но более доступны для исследования на территории, расположенной непосредственно к югу.

Такой характер внутренней структуры, слабое проявление кливажа, сланцеватости и метаморфизма резко отличают нижнепалеозойские отложения восточной части Катунского антиклинория от интенсивно дислоцированных и большей частью глубоко метаморфизованных одновозрастных отложений его западной части.

Сочетание резко отличных фациально и маломощных свит нижнего и среднего кембрия, тремадока и среднего девона, установленное в сравнительно узкой полосе по р. Большой Ише вдоль южной рамки листа, может быть объяснено проходящим здесь глубинным разломом. Этот разлом разграничивает две обширные тектонические области — Бийский горст и Уйменско-Лебедскую впадину. Особая тектоническая активность зоны сопряжения этих тектонических структур выразилась в образовании ряда разрывов, а также в своеобразии истории ее формирования. Каждая из выделенных здесь свит характеризуется наличием в основании

конгломерата, свидетельствующего о перерывах в отложении и интенсивной денудации во время этих перерывов.

С этим же длительно существующим разломом, вероятно, связано и внедрение гранитных массивов.

К югу от Турочакского массива в меридиональном направлении прослеживается ряд мелких и крупных интрузивных тел, расположенных вдоль той же зоны разлома.

Ненинско-Чумышская впадина, лежащая на юго-западном продолжении Кузнецкого прогиба, входит в описываемый лист лишь своей крайней южной оконечностью. С юга она сопрягается с Бийским горстовым массивом через зону глубинного разлома. Последний на площади листа проявляется рядом разрывных дислокаций северо-восточного и юго-западного направления, показанных на карте. За пределы листа зона глубинного разлома в виде отчетливых разрывов прослеживается на значительном протяжении в северо-восточном и юго-западном направлении.

Активность глубинного разлома к юго-востоку от Ненинско-Чумышской впадины проявляется также в образовании небольших прогибов, выполненных девонскими отложениями. На это указывает наличие базального конгломерата, прослеживающегося на границе куротинской и баратальской свит восточнее д. Озерно-Куреево (Куреевская синклиналь), а также по р. Ужлеп (Ужлепская синклиналь). Эта же зона глубинного разлома контролирует проявление интрузивного магматизма. В частности, ей подчинено формирование Учургинского гранитного массива, сложного по составу и, вероятно, образовавшегося в два значительных разделенных во времени этапа магматической деятельности, последний из которых тесно связан со среднедевонскими эффузивами.

Выполняющие Ненинско-Чумышскую впадину девонские отложения смяты в различно ориентированные брахискладки с очень пологим наклоном крыльев. Впрочем, во многих местах эти структуры сочетаются с мелкими разрывными дислокациями взбросового и сбросового характера и в этих случаях дислоцированы значительно интенсивнее. Однако эти дислокации лишь осложняют, но по существу не изменяют спокойных условий залегания девонских эффузивно-осадочных отложений.

Следует отметить, что девонские отложения имели, вероятно, весьма широкое развитие в пределах листа, но они уничтожены денудацией в дотретичное время. Типичные для них эффузивные породы в виде даек и даже покровов отмечаются в ряде пунктов в южной части листа. Об этом же свидетельствуют поля девонских отложений, установленные к северу от с. Чои и в бассейне р. Ужлепа, где они представлены пологозалегающими эффузивно-осадочными породами. Девонские отложения на этих участках могут рассматриваться как образования грабен-синклинального характера, расположенные в зоне разлома, благоприятной для

возникновения подводящих каналов для эффузивов. Но Ненинско-Чумышская и другие мелкие впадины в девонский период являлись областью накопления наиболее мощных отложений, в том числе и морских. Континентальные отложения в среднем девоне, вероятно, образовывались и на некоторых участках Кантунского антиклинория.

Во внутренних пространствах Ненинско-Чумышской впадины, кроме упомянутых среднепалеозойских отложений, довольно широко распространены также недислоцированные рыхлые третичные и в меньшей мере меловые отложения, как правило, отсутствующие за ее пределами. Севернее, за рамкой описываемого листа, в поле этой структуры появляются и более древние мезозойские отложения, в частности юрские и нижнемеловые. Это свидетельствует о том, что рассматриваемая депрессионная структура продолжала активно развиваться в мезозойскую и нижнекайнозойскую эры. Эта структура отчетливо выражена и в современном рельефе, что следует объяснить не только селективностью денудационных процессов, но также и тектоническими движениями четвертичной эпохи.

В крайней юго-восточной части территории листа обнажаются среднеордовикские отложения Лебедской грабен-синклинали (Сенников, 1949), заложеной в каледонское время. Лебедская грабен-синклиналь подчинена обширной Уйменско-Лебедской депрессионной структуре, отчетливо наметившейся еще в нижнекембрийскую эпоху. Сопряжение этой древней обширной структуры с Бийским массивом уже описано выше.

**Разломы.** На карте показаны далеко не все разломы, которые можно наметить в пределах листа на основании анализа геологической карты и проведенных наблюдений. Причиной этого являются сильная закрытость района четвертичными отложениями и незначительный объем детальных работ, в процессе которых рыхлый покров снимался. Показанные линии разломов отражают положение описанной выше длительно развивавшейся подвижной зоны, которая в пределах листа N-45-XXXIII меняет свое направление с меридионального на северо-восточное. На участке этого перелома и располагается Турочакский гранитный массив. Часть наблюдаемых разломов, вероятно, возникла до внедрения гранитов и «залечивается» ими. Кроме того, существуют разломы, дробящие и перемещающие интрузивные породы.

Перемещения, выраженные на карте и разрезах, имели место в южной части листа и происходили, вероятно, по почти вертикальным и крутопадающим плоскостям. В северной части карты наблюдались сместители, падающие к востоку. В отдельных обнажениях неоднократно отмечались мелкие перемещения меридионального или близкого к нему простирания типа ступенчатых сбросов с очень небольшими амплитудами. Эти мелкие перемещения наблюдались вблизи показанных на карте крупных разломов (рис. 4).

Разлом, проходящий западнее с. Озерно-Куреево, проявляется в примыкании пологолежащих неметаморфизованных осадочных пестроцветных девонских отложений почти широтного простирания к поставленным вертикально кристаллическим известнякам с прослоями хлористо-глинистых сланцев. Вертикальные дайки диоритовых порфиритов северо-восточного простирания пересекают ту и другую толщу. Этот разлом по р. Антроп выражен, кроме того, сильным дроблением пород. Подобная картина наблюдалась около д. Малиновки, а к северо-востоку от нее линия разлома видна в микрорельефе на аэрофотоснимках.

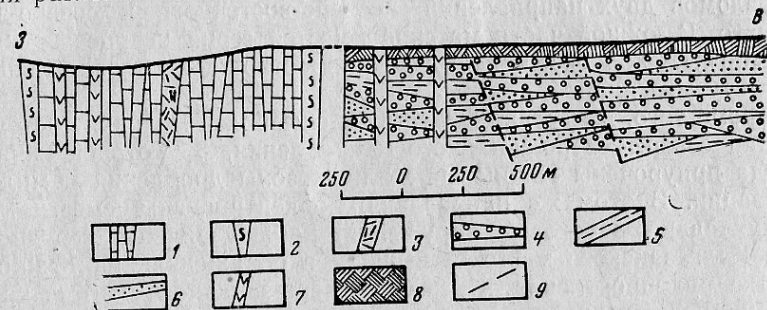


Рис. 4. Схематический разрез по правому борту р. Бий, близ с. Озерно-Куреево

Породы синя (Sn): 1—мраморизованные известняки, светло-серые, неслоистые, брекчированные; 2—мраморизованные известняки с прослойками кварцитов, неслоистые, брекчированные; 3—метаморфизованные сланцы, темно-зеленые. Породы светлого девона (D<sub>1e</sub>-gv): 4—конгломераты с галькой нижележащих пород; 5—сланцы, аргиллиты, темно-серые, плотные; 6—песчаники, алевриты, лиловые, зеленовато-серые, мелкозернистые; 7—дайки диоритовых порфиритов; 8—залернованные участки; 9—линии сбросов. Падение конгломерато-сланцевой толщи СВ 5° < 20°.

В месте крутого поворота долины р. Иши, меняющей широтное направление на меридиональное, отмечается сложное сочетание резко различных по фациально-литологическому составу и степени метаморфизма нижнепалеозойских свит, прорванных многочисленными мелкими телами альбититов, фельзитов, гранит-порфиритов, которые только частично показаны на карте. Границы между ними приурочены к логам. Сложное сочетание различных свит на этом участке обусловлено пересечением здесь меридионального и широтного разломов; последний не показан на карте, так как к нему приурочена долина р. Иши.

Разломы, разграничивающие отложения Ст<sub>1</sub>, Ст<sub>2</sub>, O<sub>1t</sub> и D<sub>2</sub> в восточной части карты, различаются между собой по возрасту и характеру проявления. Одни из них выявляются только по резкому различию во внутренних структурах сопрягающихся свит. Другие выражаются также в дроблении пород, в том числе и интрузивных. Это самые молодые разломы, вероятно, иногда подновляющие старые нарушения. Серия таких кулисообразно расположенных зон дробления и мелких перемещений протяги-

вается в меридиональном направлении от с. Каянча через вершину рч. Узак, рч. Югалу далеко на юг, в пределы листа М-45-III. С этими зонами связана кварцево-флюоритовая и медно-свинцовая минерализация. Предполагаемый разлом между Чистинским интрузивным массивом и карбонатно-кремнистой толщей синия выражен в микрорельефе, улавливаемом на аэрофотоснимках и, вероятно, южнее продолжается в долине р. Ташты.

Послеинтрузивная тектоника в пределах Турочакского гранитного массива выражается также в образовании системы трещин и разломов двух направлений — северо-восточного и северо-западного. В южной части массива имеется серия кварцевых жил и зон грейзенов северо-восточного простирания, параллельных контакту массива.

Кроме того, в массиве существует еще более молодая система трещин северо-северо-западного направления, к которой также иногда приурочены кварцевые жилы и зоны дробления и милонитизации. В этом же направлении ориентированы сместители мелких сдвиго-обросовых нарушений, наблюдавшихся в рудном поле Калгазанского месторождения и в обнажениях на Южном участке рудопроявления. К северо-северо-западной системе трещин приурочены также самые молодые дайковые породы типа кварцевых диоритовых порфиритов и явления частичного катаклаза в гранитах, наблюдаемые на отдельных участках Турочакского интрузивного массива.

Характер и фазы тектонических движений. Древнейшие отложения района, относящиеся к синийской системе, были дислоцированы на границе кембрия и докембрия. С этого же времени, вероятно, области Бийского и Кивдинско-Теспинского горстов превратились в сравнительно жесткие глыбы с ведущей тенденцией к поднятию. Отложения, образованные в течение вероятных незначительных этапов погружения и накопления осадков, были уничтожены при последующем поднятии. Этим можно объяснить отсутствие на значительной территории каких-либо признаков манжерокской (называвшейся ранее древнепорфиритовой) свиты ( $Sp-Cm_1$ ) и других свит кембрийской геосинклинали, существовавшей в Горном Алтае.

Салаирская складчатость ( $Cm_1-Cm_2^2$ ) проявилась в ряде тектонических движений, прерывавших процесс накопления осадков. Эти тектонические движения обусловили угловое несогласие между отложениями  $Cm_1kn$  и  $Cm_2km$  и образование горизонтальных конгломератов между породами  $Cm_2km$  и  $Cm_2el$ . Между последними мы не устанавливаем углового несогласия, нет его и на соседней к югу территории листа М-45-III.

Проявления раннекаледонского тектонического цикла отмечаются на границе верхнего кембрия и ордовика. Морские осадочные отложения верхнего кембрия, надежно охарактеризованные фаунистически, имеются за пределами листа, на южном про-

должении области сопряжения Катунского антиклинория и Уйменско-Лебедского синклинория. Тремадок же в пределах листа и за его пределами имеет мощный горизонт конгломератов с обилием в гальках и валунах интрузивных пород, а также пород, характерных для эффузивов среднего кембрия. Присутствие этого конгломерата указывает на близость гористой страны и на размыв в тремадокское время кислых интрузивных пород, образовавшихся в кембрии и выведенных на поверхность в конце его.

К среднедевонскому времени область листа представляла собой консолидированную в каледонском тектоническом цикле страну, выровненную денудацией. Об этом свидетельствует наложение среднего девона на различные стратиграфические горизонты нижнего палеозоя. К началу среднего девона началось опускание страны и накопление континентальных и морских мелководных отложений.

Обособляется Ненинско-Чумышская впадина, которая существует и в верхнем девоне. Раннегерцинский тектонический цикл проявляется в формировании в девонской толще спокойных складок и в многочисленных разрывных дислокациях, осложняющих эту складчатость.

Вероятно, в карбоне и перми описываемая территория являлась областью размыва, которая давала материал для осадков, отлагавшихся в Кузнецком межгорном прогибе.

В пределах Ненинско-Чумышской впадины, непосредственно к северу от описываемой площади, развиты континентальные юрские и нижнемеловые отложения. Они могли быть распространены и в пределах листа, но позднее уничтожены при поднятии этой части Алтая.

Возможно, к мезозойскому тектоническому циклу должны быть отнесены тектонические подвижки, в результате которых возникли дайки долеритов и долерито-базальтов, отмечающиеся в непосредственной близости от южной и северной рамок листа (д. Паспаул на юге, р. Шалат на севере).

Кайнозойский тектонический цикл проявился в общем сводовом поднятии Алтая, в результате которого он сформировался как горная страна.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Лист М-45-XXXIII охватывает предгорную полосу Алтая между низовьями рек Катунь и Би.

Полоса предгорья делится на две ступени, которые характеризуются не только различными абсолютными и относительными отметками, но и особыми типами форм рельефа. На нижней ступени, занимающей северо-западную часть листа, средние абсолютные высоты выдерживаются в пределах 320—400 м, максимальные высоты одиночных возвышенностей достигают 496 и

От с. Сайдып, прорезая низкую ступень предгорья и южную оконечность Ненинской впадины, долина Бии сильно расширяется. Уклон продольного профиля реки на этом отрезке уменьшается почти в три раза. Русло образует два крупных изгиба и разбивается на многочисленные рукава. Ширина долины достигает 7—8 км. В долине широко развиты низкие (4—6 и 10—12 м) террасы, покрытые сосновым бором. Наряду с ними установлены террасы высокого комплекса (25—30 и 45—50 м), прослеживающиеся на небольших участках долины в устьях рр. Учурги, Кожии, ниже с. Елей. На отрезке пересечения долиной р. Бии области распространения третично-меловых отбеленных галечников и пестроцветных глин, между сс. Старой Ажинкой и Федоровкой, обрывистый берег долины осложнен развитием многоярусных оползней. У крайней западной кромки листа долина р. Бии сужается.

Второй крупной рекой, прорезающей предгорья, является р. Иша. Истоки р. Иши расположены поблизости от долины р. Бии. Они дренируют широкую древнюю (ледниковую?) долину, которая на востоке, за пределами территории листа, открывается в долину р. Бии. Ниже пересечения древней долины долина р. Иши становится узкой и прорезает коренные породы. В долине р. Иши, близ с. Чои, отмечается ряд четковидных расширений. На расширенных участках долины, обычно сильно заболоченных, развита низкая надпойменная терраса, в поле распространения которой наблюдаются отдельные останцы флювиогляциальных отложений и одиночные крупные валуны.

Неширокое русло р. Иши сильно меандрирует, врезаясь на 4—6 м в поверхность низких террас. Вступая в область более низкой ступени предгорья, р. Иша резко поворачивает на юг и течет вдоль подножия верхней ступени. Долина здесь сильно расширяется. При впадении в р. Катунь (за пределами листа) р. Иша прорезает ее древние флювиогляциальные террасы.

Изучение конфигурации речной сети на территории листа N-45-XXXIII приводит к выводу, что в основном ее можно охарактеризовать как субсеквентную. Решающим фактором в этом отношении является раздробленность и трещиноватость горных пород. Особенно четко это выявляется при рассмотрении условий заложения долин небольших ключиков и речушек. Например, зона контактов гранофилов с вмещающими породами в силу резкой разнородности механических свойств тех и других пород всюду характеризуется сильной раздробленностью пород. Вдоль этих зон обычно развиваются долины речушек с очень характерным поперечным профилем. Их борт, сложенный гранофирами, обычно крут, скалист и высок, противоположный — значительно положе и часто задернован.

Долины более крупных рек имеют изломанные, жесткие очертания с большим количеством субпараллельных участков различного направления. Слабая обнаженность района не позволяет

всюду непосредственно констатировать зоны раздробления, занятые долинами рек. Но совпадение указанных субпараллельных прямолинейных участков долин с направлениями элементов разрывной тектоники не оставляет сомнений в тесной генетической связи последней с конфигурацией долин. В ряде случаев, например по рр. Барсанаку, Куюту и др., эту связь удается установить непосредственно, что и отражено на геологической карте.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа N-45-XXXIII известен целый ряд проявлений различных полезных ископаемых, выявленных съемочными и довольно интенсивно проводившимися специальными поисковыми работами, но до сих пор не выявлено ни одного месторождения, имеющего бесспорное промышленное значение. В гранитных массивах установлено рассеянное редкометальное оруденение (вольфрам, олово, редкоземельные минералы), а также рудопроявления цветных металлов, магнетита и золота. Отмеченные в разделе «Тектоника» меридиональные разломы и сопровождающие их зоны дробления и трещиноватости несут признаки флюоритовой минерализации и возможного наличия горного хрусталя. В пределах баратальской свиты широко проявляется марганцевое оруденение в виде остатков коры третично-мезозойского химического выветривания, уничтоженной денудацией в более позднее время. Граниты, гранофиры, известняки, кварциты, речные галечники, глины и суглинки третичного и четвертичного возраста могут служить строительными материалами. Почти повсеместно развитый мощный рыхлый покров сильно затрудняет поиски полезных ископаемых и оценку рудопроявлений.

Поисково-разведочные работы с относительно крупными капиталовложениями проводились в районах с проявлениями марганцевого, вольфрамитового, касситеритового и флюоритового оруденения, а также золота. Работы либо дали отрицательный результат (марганец, ажинские глины и пески), либо были прекращены вследствие их дороговизны и малообещающего характера объектов (касситерит, флюорит и горный хрусталь). Только на Калгазанском месторождении вольфрамита они были доведены до подсчета запасов, впрочем ничтожных и отнесенных к забалансовым.

Калгазанское вольфрамитовое месторождение открыто в 1947 г. Н. М. Пивень и Т. Е. Масаловой. Рудные тела месторождения залегают среди гранитов Турочакского массива. Они представлены двумя кварцево-мусковитовыми зонами штокверкового типа длиной до 173 м, со средней мощностью 1,65 м и средним содержанием трехоксида вольфрама 0,24 и 0,17%. Там же отмечены три кварцевые жилы. Общая длина их достигает 324 м, средняя мощность 0,12 м, среднее содержание трехоксида вольфрама (по двум из них) 0,96%. Запасы трехоксида вольфрама, подсчитанные

на глубину до 40 м, в кварцево-мусковитовых зонах 98 т и в жилах 20 т.

Месторождение расположено в зоне рудопроявлений северо-восточного простирания, параллельной юго-восточному контакту массива и продолжающейся за восточной рамкой листа на площади листа N-45-XXXIV (Костенькин Лог). Вольфрамит обнаружен в шлиховых пробах и в ряде точек в коренном залегании (ключ Южный). В этой зоне возможны промышленные месторождения вольфрамитов, но поиски их настолько затруднены мощным рыхлым покровом, что могут быть осуществлены только при технических средствах, позволяющих выполнять массовую проходку траншей на глубину 8—12 м или поисковое бурение. Выделенные на карте под № 42, 35, 33 ореолы рассеяния вольфрамитов и являются площадями, на которых следует развернуть дальнейшие детальные поиски вольфрамовых руд. Касситеритовое оруденение известно только по шлиховым пробам. У д. Ивановки касситерит установлен в составе грейзенизированных гранитов. По р. Чель касситерит встречен в сростании с кварцем и в сопровождении большого количества турмалина. Это заставляет предполагать жильный характер первоисточника касситерита. Перспективы касситеритового оруденения трудно оценить положительно. Впрочем плохая изученность района не позволяет исключить возможность наличия скрытых под наносами небольших концентраций касситерита.

Марганцевому оруденению в пределах листа уделялось значительное внимание начиная с 1932 г. (Афанасьев, 1935; Месянинов, 1934; Михалев 1941). Генезис его был достаточно обоснованно определен А. А. Месяниновым и Д. Н. Михалевым как экзогенный. Марганцевые и железные окислы накапливались в процессе физико-химического выветривания в верхнемезозойское или нижнетретичное время при формировании древней коры выветривания. Первоисточником марганца являлись породы палеозойского фундамента, в которых, по данным Д. Н. Михалева, содержится от 0,10 до 0,35% марганца и более.

Большая часть коры выветривания, а вместе с ней и рудные скопления уничтожены денудацией. Сохранившиеся ее корни обычно перекрыты мощными четвертичными отложениями. Перспективы марганцевого оруденения представляются отрицательными.

Поиски, проведенные в последние годы на редкие и цветные металлы и на золото, не увенчались успехом. Но это еще не дает возможности отрицать возможность вскрытия в пределах интрузивных массивов месторождений вольфрама, олова, а быть может, и молибдена. Последний известен в пределах листа M-45-III в эндоконтакте Саракокшинского интрузивного массива в непромышленном медно-молибденовом Кульбичском месторождении. Следы молибдена в окварцованных гранит-порфирах на площади листа N-45-XXXIII отмечались нами выше. Золото и

полиметаллы могут быть связаны с контактово-метасоматическими породами. В экзоконтактах гранитов довольно часто встречаются скарны; среди них имеются скарны, содержащие галенит, виллемит и сульфиды меди (проявление 23), а также гематит и магнетит (проявление 29). В северо-западном экзоконтакте Турочакского массива отмечаются небольшие магнитные аномалии с вертикальной составляющей до 2100 γ. Возможно, что эти магнитные возмущения вызываются скарновыми телами, которые содержат магнетит, а также, возможно, полиметаллы и другие полезные минералы.

К экзоконтакту Саракокшинского гранитного массива приурочено промышленное месторождение золота, связанное со скарнами. Поэтому рудопроявления золота в экзоконтакте Турочакского массива не могут расцениваться как бесперспективные, что отмечают также О. В. Сусллова и А. С. Федотова (1953), проводившие в районе поиски золота.

Следует отметить также бороносность гранитоидов района, выявляющуюся по содержанию в шлихах турмалина, правда, в незначительном количестве. Скарны района изучены недостаточно, и в них возможны бороносные минералы типа датолита, людвигита и др., чему благоприятствует карбонатный состав вмещающих интрузивные тела пород.

В составе скарнов возможен также бериллий в форме гельвина, так как спектральный анализ скарнов, встреченных около д. Кедровки, показал наличие в них бериллия до 0,01%. Однако берилл или другие бериллиевые минералы в других пунктах Турочакского массива встречены не были. Изучение скарновых полей является важной задачей дальнейших, более детальных исследований территории листа.

Можно положительно оценивать также перспективы района на оптический флюорит и пьезокварц, проявления которых показаны на карте под номерами 19, 20, 22. Эти полезные ископаемые могут быть заключены в кварцево-флюоритовых жилах-брекчиях, расположенных в зоне тектонического нарушения, которая простирается далеко к югу, в пределы листа M-45-III; там имеется небольшое месторождение флюорита, пригодного для изготовления оптического флюорита путем плавления (Жабин, 1955).

На соседней к северо-востоку территории (Бийская грива) известны гидраргиллитовые бокситы в виде аллювиальных обломков (В. М. Сенников, 1949). Эти образования характерны для мезо-третичных пестроцветных глин, представляющих собой переотложенную кору древнего химического выветривания. В пределах описываемого листа ни в аллювии, ни на выходах горных пород бокситов встречено не было. Химические анализы пестроцветных глин Ажинского участка, а также красно-бурых и желтых глин из скв. № 4, пройденной к западу от с. Пильненского (разрез которой весьма характерен для рыхлых отложений

холмистой западной части листа), показали, что эти глины совсем не содержат свободного глинозема.

Пестрые и красно-бурые третичные глины, выявленные на площади листа, несопоставимы с глинами бокситоносной фации мезо-кайнозоя, известными в Западной Сибири. Но не исключена возможность присутствия бокситоносных отложений в западных древнего рельефа, не выявленных нашими исследованиями вследствие значительного покрова четвертичных отложений, особенно в северо-восточной части листа, где могут сохраниться бокситоносные отложения нижнего мела, известные в соседнем районе.

Карбонатно-кремнистые отложения баратальской свиты не изучались с целью установления среди них флюсов, динасового, кислотоупорного и стекольного сырья. Перечисленные виды сырья несомненно могут быть выявлены на обширных площадях, занятых известняками и кварцитами, если в них будет иметь потребность развивающаяся промышленность.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические условия территории листа N-45-XXXIII специально не изучались; о них можно судить лишь по разрозненным единичным данным, касающимся выходов подземных вод, и материалам нескольких скважин, заложенных в целях водоснабжения.

Как уже отмечалось, площадь листа N-45-XXXIII по характеру рельефа делится на две основные части: восточную — низкогорную, расчлененную горными реками и сильно залесенную, и западную — холмисто-рядовую, степную. В этой части листа реки приобретают спокойный характер и имеют широкие долины. В зависимости от рельефа и залесенности находится и количество выпадающих осадков. В горной залесенной части площади оно достигает 900 мм в год, тогда как в степной части не превышает 600 мм.

Территория листа характеризуется большим количеством поверхностных водотоков, принадлежащих к системам рр. Бии и Катунь. Наиболее крупным водотоком является р. Бия, которая питается в основном за счет атмосферных осадков и имеет максимальный сток в период таяния зимних снегов. Большое значение имеют летние и весенние осадки, создающие паводки.

Расход р. Бии испытывает резкие сезонные колебания; так, по данным поста у г. Бийска (за пределами листа), в период весеннего максимума расход реки достигает 5040,0 м<sup>3</sup>/сек, а в зимнюю межень снижается до 20,0 м<sup>3</sup>/сек (зимой река питается исключительно за счет подземного стока). Сравнивая минимальный сток низовьев р. Бии со стоком в ее верховьях, можно видеть, что увеличение расхода реки на этом отрезке незначи-

тельное; это говорит о весьма слабом дренаже подземных вод, особенно в пределах описываемого листа.

Среднегодовой модуль стока р. Бии, замеренный за западной рамкой листа, составляет 13,5 л/сек с 1 км<sup>2</sup>.

Слабый дренаж подземных вод проявляется и в весьма малом количестве источников по сравнению с другими районами Горного Алтая. Отдельные источники отмечены по правому склону долины р. Бии, где они приурочены к трещиноватым глинистым сланцам баратальской свиты. Дебит источников незначительный, воды пресные. Известны также мелкие выходы подземных вод из синийских трещиноватых известняков. Проявлений открытого карста в толще известняков и подземных вод карстового типа не установлено.

Возможность встречи подземных вод в трещиноватой зоне коренных пород подтверждается скважинами, пройденными Совхозводстроем в целях водоснабжения. В Лебяжинском совхозе подземные воды вскрыты на глубине 58,0—74,0 м в сильно трещиноватых песчаниках и порфиритах куротинской свиты. В Березовском совхозе вода встречена на глубине 54,0 м в трещиноватых метаморфических известняках баратальской свиты. Дебит скважин составлял до 0,8 л/сек при понижении уровня на 20,0 м. В некоторых скважинах, пройденных на пониженных участках пересеченного рельефа, наблюдался самоизлив. Воды трещиноватых пород пресные с сухим остатком до 0,36 г/л и общей жесткостью 6,0 градусов.

Дебит скважин еще раз свидетельствует о невысокой водообильности трещиноватых пород верхней зоны выветривания.

Следует особо отметить водоносный горизонт, приуроченный к верхнемеловым и нижнепалеогеновым осадкам в районе д. Новой Ажинки. Здесь водоносный горизонт приурочен к линзам песка и галечника. Глубина вскрытия обводненных пород 10—20 м. Распространение верхнемеловых осадков весьма ограниченное.

Значительные запасы подземных вод содержатся в аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложениях низких террас рр. Бии, Иши и др. Колодцами в населенных пунктах (III ферма, Васильевка и др.), расположенных в долинах рек, вскрываются водоносные горизонты в песках и галечниках. Режим этих вод тесно связан с режимом рек. Водообильность водоносного горизонта не установлена, но одиночными колодцами, эксплуатирующими этот горизонт, пользуется большое количество населенных пунктов.

В водораздельных лёссовидных суглинках и суглинках со щебенкой в опесчаненных линзах вскрываются слабОВОДОБИЛЬНЫЕ водоносные горизонты. Эти воды регионального распространения не имеют и в связи со слабым дебитом водоисточников и ограниченными запасами практически не используются.



Общие гидрогеологические данные по листу позволяют считать, что на большей части площади листа основным источником водоснабжения должны являться поверхностные воды. В степной части листа водоносные горизонты могут быть вскрыты в трещиноватых породах верхней зоны выветривания коренных пород. По-видимому, широко могут быть использованы подземные воды, приуроченные к аллювию речных террас.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

Ананьев А. Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна. Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 3, 1946.

Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования в бассейне рр. Бии, Антропа и Иши Западно-Сибирского края. Матер. по петрогр. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I. АН СССР, 1934.

Афанасьев Г. Д. Бостокское марганцевое месторождение. Матер. по петрогр. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. III. АН СССР, 1935.

Афанасьев Г. Д. Петрографические исследования, в связи с марганцевым оруденением в Ойротии и Горной Шории. Матер. по петрогр. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. IV. АН СССР, 1937.

Винкман М. К. Материалы по стратиграфии Северо-Восточного Алтая. Вестник ЗСГУ, № 1, 1948.

Винкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнепалеозойских отложений Горного Алтая. Матер. по геол. Зап. Сибири, вып. 61, 1958.

Гранэ Г. О. О значении ледникового периода для морфологии Северо-Восточного Алтая. Труды Зап.-Сиб. отд. ИРГО, т. XXXVIII, 1916.

Живаго А. В. Опыт применения шлихового метода при морфологическом анализе р. Бии (Алтай). Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 39, 1948.

Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии Турочакского массива. Труды Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 124, 1953.

Зайченко Е. П. Вещественный состав, химизм и взаимоотношения пород граносиенитового комплекса Северного Алтая. Уч. зап. Казахск. гос. ун-та, 1955.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области. Вопросы геологии Азии, т. I. АН СССР, 1954.

Кузнецов Ю. А. Ажинское месторождение огнеупорных глин, кварцевых песков и минеральных красок. Матер. по изуч. Сибири, т. I, 1930.

Кузьмин А. М. Геологическое исследование правобережья р. Бии. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1920 г. Изд. Геол. ком., 1925.

Кузьмин А. М. Материалы по стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау и Кузнецкого бассейна. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VII, вып. 2, 1928.

Кузьмин А. М. Материалы по расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VIII, вып. 2, 1929.

Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. Матер. по геол. Зап. Сибири, № 13(41), 1941.

Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая в его юго-западной периферии. Вопросы геологии Азии, т. I. АН СССР, 1954.

Поленов Б. К. Геологическое описание западной половины 15-го листа IX ряда десятиверстной карты Томской губернии. Труды геол. части Кабинета, т. VIII, вып. 2, 1915.

Сивов А. Г., Томашпольская В. Д. О возрасте санаштыкгольских археоциато-трилобитовых комплексов Саяно-Алтайской области. Геологическое строение СССР, т. I. Госгеолтехиздат, 1958.

Соколова Е. И. Маршрутные геологические наблюдения в области Бийского массива и северной части Алтая. Матер. по петрогр. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. III. АН СССР, 1935.

Чернышева Н. Е. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., № 7, 1955.

Чернышева Н. Е. Сопоставление главнейших разрезов кембрийских отложений СССР. Геологическое строение СССР, т. I. Госгеолтехиздат, 1958.

Яковлев С. А. Геологическое описание северо-западной четверти 15-го листа X ряда десятиверстной карты Томской губернии (лист Улала). Труды геол. части Кабинета, т. VIII, вып. 1, 1908.

#### Неопубликованная

Болдырева В. А., Таранов А. Н., Малютин И. В. Отчет Лениногорской партии о геофизических работах на Алтае в 1954 г. Фонды Сибирского геофизического треста.

Воробьев М. В., Масленников А. И., Мухин А. С. Отчет о работах Горно-Шорской геофизической экспедиции за 1949—1950 гг. Фонды ЗСГУ, 1953.

Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Лапин Б. Н., Бурхин А. А. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-45-VIII. Фонды ЗСГУ, 1949.

Дерюгин И. В., Зайченко Е. И. Объяснительная записка к геологической карте южной части листа N-45-XXII. Отчет Смоленской партии Горно-Алтайской экспедиции за 1948—1949 гг. Фонды ЗСГУ.

Дубинкин С. Ф., Нешумаева К. Д. Материалы к геологии листа М-45-III Северо-Восточного Алтая. Фонды ЗСГУ, 1948.

Дубровский М. В. Отчет о поисковых работах Старо-Бардинской партии. Фонды ЗСГУ, 1951.

Зайченко Е. П. Геология и петрография Айского и Турочакского массивов предгорьев Алтая. Диссертация. Библ. Томск. гос. ун-та, 1952.

Зенкова А. А., Васютинская Т. Ф. Отчет о работе геологосъемочной Саракожинской партии за 1940 г. Фонды ЗСГУ, 1941.

Жабин Н. И. Отчет о поисково-разведочных работах Чойской партии за 1954 г. Фонды ЗСГУ, 1955.

Кириллов А. С., Сенцова В. В. Отчет о работах Семеновской геологосъемочной партии в южной части листа N-45-XXXVII. Фонды ЗСГУ, 1945.

Климов Н. И. Карты шлихового опробования по работам 1954 г. Фонды треста Запсибзолото, 1954.

Курашева В. В., Гладких Ю. П., Никифоров Ю. В. Геофизические исследования в Восточном Алтае с целью поисков железных руд. Фонды ЗСГУ, 1954.

Лаврентьев В. И., Коржнев Н. С. Отчет о работе Калгазанской партии ЗСГУ. Фонды ЗСГУ, 1950.

Лаврентьев В. И., Коржнев Н. С. Отчет за 1948—1951 гг. по поисково-разведочным работам на Калгазанском месторождении. Фонды ЗСГУ, 1952.

Месянинов А. А. Марганцевые образования в некоторых точках Ойротии. Фонды ЗСГУ, 1934.

Минеев В. М., Усков П. С., Козырина И. К. Отчет Горно-Алтайской экспедиции о проведенных работах на Алтае в 1952 г. Фонды ЗСГУ.

Михалев Д. Н. Отчет о работах марганцевого отряда. Фонды ЗСГУ, 1941.

Нешумаева К. Д. и Дубинкин С. Ф. Объяснительная записка к геологической карте листа М-45-III. Фонды ЗСГУ, 1948.

Нешумаева К. Д., Сабурова Л. Ф., Хопина Р. Н., Студеникин В. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым листа N-45-XXXIII. Отчет Старо-Бардинской партии за 1949 г. Фонды ЗСГУ.

Нешумаева К. Д. Отчет Чапшинского отряда за 1954 г. Фонды ЗСГУ.

Нешумаева К. Д. и Бессоненко В. В. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист N-45-XXXIII. Фонды ЗСГУ, 1955.

Парвицкая Н. И. Отчет Тогульской партии за 1947 г. Фонды ЗСГУ, 1948.

Сенников В. М. и Гинцингер А. Б. Отчет Мунжинской партии за 1948 г. Фонды ЗСГУ.

Сенников В. М. Объяснительная записка к геологической карте листа N-45-XXXIV (Турочак). Фонды ЗСГУ, 1949.

Сусллова О. В., Федотова А. С. Отчет Сара-Кокшинской партии о результатах работ за 1951 г. Фонды Запсибзолото, 1953.

Щукина Е. Н. и Шарыгина Л. Д. Геоморфология и стратиграфия третичных и четвертичных отложений Горного и Предгорного Алтая. Фонды ЗСГУ, 1951.

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых  
листа N-45-XXXIII карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное Р—россыпное)	Номер использованного материала по списку (прил. III)	Примечание
34	VI-7	Калгазанское Вольфрам	Не эксплуатируется, не разведано на глубину	К	7	Кварцевые вольфрамоносные жилы и жилкообразные тела штокверкового окварцевания. Вольфрамит известен в двух жилах и двух телах кварцево-мусковитового состава. В первом длиной 166 м и средней мощностью 1,40 м содержание трехоксида вольфрама равно 1,24%; во втором длиной 173 м и средней мощностью 1,32 м—0,17%. Запасы до глубины 40 м подсчитаны в количестве 117 т трехоксида вольфрама. Запасы могут быть значительно увеличены за счет разведки глубоких горизонтов и открытия новых вольфрамоносных тел
12	III-7	Бостокское Марганец	Не эксплуатируется	К	8	Месторождение выветривания. Гнезда железомарганцевых образований в выветрелых окремненных породах. Самое крупное гнездо имеет размеры 16×7,5 м, остальные—меньше 1 м. Содержание марганца в богатых гнездах составляет 15,40—21%, железа 10—14,5%; в бедных участках содержание марганца снижается до 3,5%

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное Р—россыпное)	Номер использованного материала по списку (прил. III)	Примечание
2	I-4	Ажинское Белые глины и кварцевые пески	Не эксплуатируется	К		Аллювиальные отложения кварцевых песков и глин верхнемелового возраста, каолинизированные. Линзы глинистых кварцевых песков и белых, серых огнеупорных глин. Мощность песков от 1 до 8 м, мощность глин чаще менее 2 м. Содержание кремнезема в песках низкое, выход стекольной фракции 56%, после обогащения 85%. Большая вскрыша

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе N-45-XXXIII карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала (прилож. III)	Примечание
<i>Черные металлы</i>					
<i>Марганец</i>					
7	II-6	р. Б. Куют		5	
8	III-2	рч. Чапшутка	Брекчии кварцитов с	10	
15	V-3	г. Елтон	цементом из гидроокислов марганца и омарганцованные глинистые сланцы в аллювии, делювии и элювии. Продукты разрушения коры мезо-кайнозойского химического выветривания	10	
9	III-4	р. Кожа		9	
11	III-7	д. Знаменка		10	
16	V-3	с. Карагайка		9	
31	VI-5	рч. Боровлянка		6,9	
37	VII-2	р. Ташта		9	
36	VII-3	д. Катыжак		9	
38	VII-4	пос. Мал. Юга		9	
<i>Железо</i>					
29	VI-5	Боровлянский участок	Обломки гематито-магнетитовых руд. Небольшие магнитные аномалии	2, 6, 9	
24	VI-4	Прянишниковский участок	Актинолитово-гранатомagnetитовые скарны в небольшом выходе среди порфиритов. Магнитные аномалии, площадью до 5 км <sup>2</sup> , оконтуренные изолинией 300γ. Максимальное значение вертикальной составляющей 1200γ	9	9
5	I-7	р. Урез	Густая мелкая вкрапленность магнетита в габбро-диоритах. Здесь же скарны	10	Наличие магнетита в скарнах не установлено
<i>Редкие металлы</i>					
<i>Вольфрамит</i>					
33	VI-7	рч. Калгазан, рч. Калбаус	Вольфрамит в шлихах из аллювия в количестве от 1 до 80 зерен	3, 7, 9	
35	VI-7	Ключ Кедровый	В аллювио-делювии вольфрамит—от 1 до 70 зерен на 25 кг породы	7	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала (прилож. III)	Примечание
42	VII-7	Участок ключа Южного	Вольфрамит в шлихах из аллювио-делювия логов и водоразделов—до 1600 зерен на 40 кг пробы; величина зерен до 1 мм. Кроме того, шеелит, висмутит, поликраз и монацит. Тонкие кварцевые жилки с грейзенами в зальбандах и зона окварцевания, длиной 15 м и шириной до 0,8 м, с редкими мелкими зернами вольфрамитов и висмута	7, 9	
41	VII-6	р. Кедровка	Единичные зерна вольфрамитов в шлихах из аллювия	10	Эндоконтакт Турочакского гранитного массива
<i>Касситерит</i>					
26	VI-3	д. Ивановка	В шлихах из элювия грейзенизированного гранита 3—5 зерен касситерита, а также шеелит, турмалин и ильменит. В шлихах из аллювия—до 90 зерен касситерита	10	Проба 25 кг
18	V-4	Речки Карбожак и Б. Речка	Касситерит и танталониобаты в шлихах из аллювия и делювия в единичных знаках	9, 10	Проба 25 кг. Экзо-и эндоконтакт Чистинского массива
13	IV-5	Синюшинский участок	Касситерит в шлихах из аллювия и делювия—до 35 зерен на шлик	4, 9	Участок закрыт наносами
28	VI-5	р. Чапша	Касситерит в двух шлихах из аллювия	9, 10	
4	I-6	рч. Чель	Касситерит в шлихах из аллювия—до 8 зерен	10	
<i>Монацит</i>					
25	V-6	Развалины у с. Изречек	В аллювиальных шлихах много монацита	3	Долина благоприятна для россыпи

Продолжение приложения II

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала (прилож. III)	Примечание
<i>Благородные металлы</i>					
<i>Золото</i>					
44	VII-7	рч. Кутерьба	В шлихах из аллювия—знаки золота, в роговиках—следы золота, установленные спектральным анализом	9, 12, 13	
6	II-3	дер. Макарьевка	В шлихе 4 пылевидных зерна золота	10	
3	I-4	рч. Сайлапка	В шлихах по 1 знаку золота	10	
43	VII-7	рч. Бирюля	В шлихах золото в единичных знаках	12	
<i>Цветные металлы</i>					
40	VII-6	р. Кызылташ	Вкрапления халькопирита, малахита, галенита и пирита в скарнированных эффузивно-осадочных породах	9	
30	VI-5	р. Барсанак	Вкрапления халькозина и малахита в делювиальных обломках кварца	3	
23	V-5	Прянишниковский участок	Эпидото-кальцито-гранатовые скарны с редкой вкрапленностью свинцового блеска и халькопирита. Размеры рудного гнезда 5—6 м в поперечнике. Содержание Pb 0,07—2,12%, Cu 0—1,23%, Zn 0—4,16%. Минерализованные плагноклазовые порфиры со следами полиметаллического оруденения. Обохранные зоны с церусситом, аурихальцитом и ванадинитом, кварцевые жилы с халькопиритом	4, 9	
21	V-5	д. Бусыгино	В делювио-аллювии—лимонитизированный пористый кварц. Спектральным анализом установлены никель, медь и молибден	11	

Продолжение приложения II

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала (прилож. II)	Примечание
27	VI-5	р. Ужлеп	В аллювии—кварц друзового строения с охрами и вкраплениями галенита	9	
32	VII-5	р. Узак	Кварцевая жила с редкой вкрапленностью халькопирита, галенита и пирита	3, 6, 9	
39	VII-5		Кварцевая брекчия с вкрапленностью сульфидов меди	9	
<i>Прочие рудопроявления</i>					
<i>Горный хрусталь и флюорит</i>					
19	V-4	д. Каянча	Кварцевая жила-брекчия, длиной до 1000 м, залегающая в зоне дробления альбитофиров. Жила сложена крупнозернистым гребенчатым кварцем с пустотами, выполненными мелкими кристаллами горного хрусталя и флюорита. В лежачем боку жилы—гнезда барита и горного хрусталя. Жила вскрыта на 20 м по простиранию и на 12 м на глубину. Кристаллы флюорита и горного хрусталя не отвечают требованиям к пьезооптическому сырью	11	
20	VII-5	р. Чапша	Неокатанные обломки кварца с флюоритом и горным хрусталем	11	
22	V-5	Ложкин лог	Глыбы пористого кварца с флюоритом и горным хрусталем в делювии	11	
<i>Глины</i>					
1	I-3	д. Федорова	Выходы красных глин.	10	
10	III-4	с. Кожа	Белые глины-элювий порфиоров и туфов	10	
17	V-3	д. Карагайка	Белые каолиновые глины элювиального происхождения	9, 10	
14	V-2	рч. Бардушка	Красно-бурые и белые глины элювиального происхождения		

Список материалов, использованных для составления карты  
полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Афанасьев Г. Д.	Зона марганцевых месторождений Ойротии	1937	Сб. „Ойротия“, АН СССР
2	Воробьев М. В., Масленников А. М. и Мухин А. С.	Отчет о работах Горно-Шорской геофизической экспедиции за 1949—1950 гг.	1953	Фонды ЗСГУ, № 067
3	Дубинин С. Ф. и Масалова Т. Е.	Паспорта и учетные листки полезных ископаемых листа N-45-XXXIII	1949—1950	Фонды ЗСГУ, № 001197
4	Дубровский М. В.	Отчет по работам за 1950—1951 гг. Старо-Бардинской и Катунской поисково-разведочных партий	1952	Фонды ЗСГУ, № 0105
5	Жабин В. В.	Отчет о поисково-разведочных работах Чойской партии за 1954 г.	1955	Фонды ЗСГУ, № 1895
6	Зенкова А. А. и Васютинская Т. Ф.	Отчет о работах Сара-Кокшинской геологосъемочной партии за 1940 г.	1941	Фонды ЗСГУ, № 1007
7	Лаврентьев В. И.	Отчет за 1948—1951 гг. по поисково-разведочным работам на Калгазанском месторождении	1952	Фонды ЗСГУ, № 001172
8	Михалев Д. Н.	Бостокское и другие месторождения марганца в северной Ойротии и Горной Шории, их промышленное значение и условия образования	1941	Сб. „Горный Алтай“ АН СССР

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
9	Нешумаева К. Д., Холина Р. Н., Сабурова Л. Ф. и Студеникин В. П.	Материалы по геологии и полезным ископаемым листа N-45-XXXIII. Отчет Старо-Бардинской партии за 1949 г.	1950	Фонды ЗСГУ, № 00363
10	Нешумаева К. Д. и Бессоненко В. В.	Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист N-45-XXXIII	1955	Фонды ЗСГУ, № 245
11	Нешумаева К. Д.	Отчет Чапшинского отряда по поискам пьезооптического сырья в 1954 г.	1955	Фонды ЗСГУ, № 1782
12	Климов Н. И.	Карты шлихового опробования по работам 1954 г.	1956	Фонды треста Запсибзолото
13	Суслова О. В. и Федотова А. С.	Отчет Сара-Кокшинской партии о результатах работ за 1951 г.	1953	Фонды треста Запсибзолото

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	5
Синийский комплекс . . . . .	6
Кембрийская система . . . . .	8
Ордовикская система . . . . .	14
Девонская система . . . . .	16
Верхний отдел меловой системы — нижний палеоген . . . . .	20
Третичная система . . . . .	21
Четвертичная система . . . . .	22
Интрузивные породы . . . . .	25
Группа габброидных пород . . . . .	26
Гранитный комплекс . . . . .	27
Гранофир-граносиенитовый комплекс . . . . .	28
Контактный метаморфизм . . . . .	31
Взаимоотношения, возраст и форма тел интрузивных комплексов . . . . .	32
Тектоника . . . . .	35
Геоморфология . . . . .	43
Полезные ископаемые . . . . .	47
Подземные воды . . . . .	50
Литература . . . . .	53
Приложение I. Список непромышленных месторождений полезных ископаемых . . . . .	56
Приложение II. Список проявлений полезных ископаемых . . . . .	58
Приложение III. Список использованных материалов . . . . .	62

Редактор издательства *М. Л. Энтин*

Технич. редактор *С. А. Пенькова*

Корректор *А. Г. Кудрявцева*

Подписано к печати 20/VI 1959 г.

Формат бумаги 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 2,0. Печ. л. 4,0. Уч.-изд. л. 4,2  
Тираж 500 экз. Зак. 03125

Картфабрика Госгеолтехиздата