

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

*СЕРИЯ МИНУСИНСКАЯ*

Лист N—45—XII

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили *А. А. Моссаковский и Н. Н. Херасков*  
Редактор *В. С. Мелещенко*

10488



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1958

^

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N—45—XII, ограниченная координатами 54°40' — 55°20' с. ш. и 89°00' — 90°00' в. д., располагается в пределах Красноярского края РСФСР (Ужурский и Шарыповский районы) и Хакасской автономной области (Саралинский и Ширинский районы). Западная — меньшая часть территории — представлена восточными отрогами Кузнецкого Алатау, простирающимися меридионально в виде низкогорных сильно затаеженных хребтов. Восточная — большая часть территории — находится в пределах Чебаковско-Балахтинской котловины, одной из межгорных котловин Саяно-Алтайской горной области. Она отличается равнинным и холмисто-куэстовым рельефом, лесостепной растительностью и более засушливым по сравнению с горной частью климатом.

Наиболее крупными реками района являются Чулым, Белый и Черный Июс, Сарала. Реки из-за их мелководности в транспортных целях не используются и служат лишь для лесосплава.

Заселенность и экономическая освоенность района неравномерны. Равнинная часть территории в настоящее время является объектом для освоения целинных и залежных земель. Она покрыта густой сетью проселочных, местами улучшенных, дорог, связывающих различные населенные пункты. Вдоль восточной границы территории листа протягивается участок железной дороги Ачинск — Абакан с тремя железнодорожными станциями — Ужур, Копьево и Белый Июс. Горная часть заселена слабо и может рассматриваться как перспективный горнорудный и лесопромышленный район.

При составлении геологической карты листа N—45—XII масштаба 1 : 200 000 и объяснительной записки к ней в основу были положены материалы геологических съемок аэрогеологической экспедиции № 6 Всесоюзного аэрогеологического треста Министерства геологии и охраны недр СССР, проведенных в 1952 г. В. Ф. Лиховицким, А. А. Моссаковским, В. С. Суворовой. При этом были широко использованы аэровизуальные наблюдения и дешифрирование аэрофотоснимков, что позволило значительно уточнить геологические границы.

Для западной части трапеций N—45—35 и N—45—47 была использована составленная в 1938 г. геологическая карта

И. К. Баженова, почти полностью переработанная и дополненная в результате увязочных и тематических исследований, выполненных А. А. Моссаковским, В. С. Суворовой и Н. Н. Херасковым в 1954—1956 гг. Кроме того, геологическая карта была дополнена и уточнена для территории, примыкающей к с. Агаскыр, по материалам Агаскырской поисково-съёмочной партии Красноярского геологического управления Министерства геологии и охраны недр СССР, а в районах, приуроченных к озерам Черному и Салбат, по данным ВНИГРИ и СГПК Министерства нефтяной промышленности СССР, проводивших в этих районах детальные крупномасштабные поисковые или тематические работы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Начало систематического изучения рассматриваемой территории относится к середине 20-х годов текущего столетия, когда в результате маршрутных региональных исследований А. Н. Чуракова [35—38] и Я. С. Эдельштейна [41—43] были заложены основы современных представлений о геологическом строении Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины.

В течение 30-х и начале 40-х годов в районе проводились главным образом поисковые и разведочные работы, сопровождающиеся составлением на отдельные участки территории геологических карт, различных масштабов. В этот период (1934—1943) А. М. Новоселовым [66] был заснят в масштабе 1 : 50 000 район улуса Сарала, И. С. Цейклиным [77] произведены поисковые работы масштаба 1 : 10 000 на Агаскырском молибденоносном участке, С. А. Коляго [59] были проведены геологопоисковые работы вдоль тракта Ужур — Балахта — Даурское, к отчету о которых была приложена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 100 000, Г. П. Быковым [46] — геологопоисковые работы 100 000 масштаба по р. Белый Июс и р. Чулым. В 1938 г. Л. С. Егоров [56] в юго-восточной части района изучал геологию залежей балластного сырья и составил на обследованную территорию геолого-геоморфологическую карту масштаба 1 : 84 000. Одновременно В. И. Яцук [80] и Е. Ю. Мясоед [65] производили разведочные работы на Саралинском месторождении мраморов. В 1939 г. М. М. Грунин и Е. Е. Перфильев [49] детально разведывают и подсчитывают запасы Печищенской группы медных месторождений. В этом же году А. В. Русановым [70] проверялись заявки на нефть и проявления битумов в районе с. Саплот.

В 1943 г. Б. А. Фрайнд [76] производит поиски шеелита в районе оз. Ошколь и представляет на этот участок геологическую карту масштаба 1 : 10 000.

Новые данные, полученные в результате перечисленных выше исследований, были обобщены в 1938—1939 гг. И. К. Баженовым [43] в крупной работе, имевшей характер монографического описания западной половины территории листа N—45—XII. Им же была составлена геологическая карта масштаба 1 : 100 000 для трапеций N—45—35 и N—45—47, на которой были выделены отложения протерозоя, прорванные сложным комплексом

разновозрастных гранитоидов, и перекрывающие их девонские отложения; последние указанным выше автором были подразделены на все три отдела. Эта карта, довольно полно отражавшая уровень знаний по геологии рассматриваемого региона, достигнутый к концу 30-х годов, вместе с тем имела ряд существенных недостатков. Так, И. К. Баженовым неправильно была расшифрована тектоническая структура кембрийских отложений (протерозойских по И. К. Баженову), которые, по его мнению, имея западное довольно крутое падение, образуют широкую моноклинали. При этом за наиболее древний член разреза этим исследователем были приняты контактово-измененные метаморфизованные породы среднего кембрия, ошибочно сопоставленные им с Унушкольской формацией Горной Шории.

Исследованиями последних лет (Г. М. Еханин, А. А. Моссаковский, А. Л. Додин и др.) была доказана неправильность указанных выше построений, поскольку, во-первых, в отложениях, относимых И. К. Баженовым к протерозою, были найдены археоциаты, характерные для нижнего кембрия, а во-вторых кембрийские отложения путем тщательного картирования были дробно расчленены, благодаря чему была выяснена их сложная складчатая структура, образованная системой антиклинальных складок, простирающихся в северо-восточном направлении.

Новый этап в геологическом изучении описываемой территории начинается с 1949 г., вскоре после организации Енисейстроя МВД СССР, когда в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, Минусинской котловине и сопредельных районах начали проводиться интенсивные поиски и разведка месторождений различных полезных ископаемых. На территории листа детальные поисковые работы проводились в 1949 г. М. Н. Афанасьевым [42] на междуречье Сарала и Юзика, К. В. Пермяковым в верховьях р. Тяжин и В. С. Абрамовым [41], представившими детальную геологическую карту масштаба 1:10 000 месторождения нефелина в районе с. Андрюшкина Речка. Одновременно И. В. Дерюгиным [52] была составлена геологическая карта масштаба 1:200 000 на трапеции N—45—36 и N—45—48, которая однако по своей нагрузке указанному масштабу не отвечала.

В 1951 г. В. Д. Фокин проводит специализированные поиски в юго-западной части трапеции N—45—47, а В. Д. Миронов и А. У. Иванов подобные же работы на территории трапеции N—45—35 и N—45—36. В обоих случаях поиски сопровождались составлением схематических геологических карт масштаба 1:100 000. В эти же годы район Копьевского купола был закартирован в масштабе 1:50 000 Н. А. Охапкиным [68].

С 1953 по 1954 гг. Г. М. Еханин [57] проводил геологопоисковые и съемочные работы масштаба 1:25 000 на Агаскырском молибденовом месторождении. Одновременно этим геологом проводилась геологическая съемка масштаба 1:100 000 района с. Сарала-Гидра и с. Главстан, охватившая также бассейн ключа

Таежный, на юго-востоке территории листа N—45—XII. Г. М. Еханин [58] в целом правильно установил последовательность стратиграфических напластований кембрийских отложений, развитых в бассейне кл. Таежный, хотя, по мнению авторов записки, ошибочно отнес вулканогенно-осадочные образования части канымской свиты (по Г. М. Еханину кутень-булукская свита) к нижнему кембрию.

В течение 1951—1953 гг. И. В. Лучицкий и А. И. Анатольева [62] обобщили все произведенные к 1952 г. геологические работы Енисейстроя и создали для большей части территории Южно-Минусинской и Чебаковско-Балахтинской котловин структурно-геологическую карту масштаба 1:200 000.

Начиная с 1951 г., в Минусинской котловине начинает проводить геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 группа партий Всесоюзного аэрогеологического треста Министерства геологии и охраны недр СССР, возглавляемая Б. Н. Красильниковым.

К 1952 г. геологами этой группы партий: Б. Н. Красильниковым, Т. С. Долгих, М. С. Речменской, В. Ф. Лиховицким, А. А. Моссаковским, Е. И. Олли, В. С. Суворовой и др. [60—61] была составлена кондиционная геологическая карта масштаба 1:200 000 на большую часть территории Чебаковско-Балахтинской котловины, в том числе на значительную часть листа N—45—XII (трапеции N—45—36, N—45—48 и части трапеций N—45—35 и N—45—47).

В течение 1953—1955 гг. на территории листа В. С. Мелещенко [16—18], Н. Г. Чочна [28, 78], Н. А. Осипова [67], Г. И. Теодорович [27] и др. проводили тематические исследования по изучению девонских отложений, а М. И. Грайзер, И. С. Боровская [48] — каменноугольных отложений. Эти тематические работы, а также увязочные маршруты А. А. Моссаковского, В. С. Суворовой и Н. Н. Хераскова, выполненные в течение 1954—1956 гг., имели большое значение для критического пересмотра старых геологических карт, приведения их в соответствие с унифицированными стратиграфическими схемами Сибири, выработанными Межведомственным совещанием в 1956 г. в г. Ленинграде, и для последующего составления на этой основе геологической карты листа N—45—XII.

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении описываемой территории принимают участие отложения кембрийской, девонской, каменноугольной и четвертичной систем.

Наиболее распространены отложения девонской и каменноугольной систем, которые занимают восточную большую часть территории листа, тогда как кембрийские отложения развиты в западной части рассматриваемой территории. Четвертичные от-

ложения встречены, главным образом, в речных долинах, а также в виде маломощного чехла покрывают водоразделы. Значительное место в бассейне рр. Сарала, Черный Июс, Тяжин занимают додевонские гранитоиды.

### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрия пользуются распространением в западной части территории листа N—45—XII, на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Они представлены геосинклинальными формациями, среди которых выделяются осадочные и вулканогенные.

Сложность строения карбонатно-вулканогенного комплекса кембрийских отложений явилась причиной того, что в толковании стратиграфии додевонских отложений Кузнецкого Алатау долгое время не было единого мнения и этот вопрос явился предметом дискуссии, не окончившейся до сего времени.

На первом этапе спор шел между сторонниками представлений о широком развитии в Кузнецком Алатау протерозоя (А. Н. Чураков, М. А. Усов, К. В. Радугин, И. К. Баженов и др.) и геологами, отстаивающими кембрийский возраст отложений, слагающих большую часть Кузнецкого Алатау (Я. С. Эдельштейн, А. Г. Вологдин, позднее А. Л. Додин).

В дальнейшем фауна археоциат и трилобитов была найдена во многих местах, в отложениях, ранее относимых к протерозою, в связи с чем подавляющим большинством геологов было принято рассматривать Кузнецкий Алатау как складчатую структуру каледонского возраста.

В настоящее время существует несколько различных стратиграфических схем кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, вокруг которых ведется дискуссия. Это свидетельствует о том, что вопросы стратиграфии кембрия до сего времени не могут считаться окончательно разрешенными.

На совещании по стратиграфии Сибири в 1956 г. в г. Ленинграде для Кузнецкого Алатау была рекомендована стратиграфическая схема А. Л. Додина.

А. Л. Додин считает, что указанная выше стратиграфическая схема имеет универсальное значение и может быть принята в качестве унифицированной для всего Кузнецкого Алатау. Это вряд ли соответствует действительности, так как в целом ряде мест (например, Берикольский район, Коммунарковский район, северная часть Батеневского кряжа и т. д.) наблюдаемые разрезы кембрийских отложений не укладываются в эту схему.

Поэтому другие геологи (Т. М. Дембо, Н. А. Фогельман и А. Е. Шаболовский, В. М. Ярошевич, Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский, Н. Н. Херасков и др.) считают, что стратиграфическая схема А. Л. Додина не отражает всего многообразия строения кембрийских отложений восточного склона Кузнецкого Алатау что, наряду с этой схемой, могут приниматься

местные стратиграфические схемы, соответствующие отдельным структурным элементам сложной каледонской геосинклинальной области.

Ниже в таблице дается сопоставление рабочей стратиграфической схемы кембрийских отложений Кузнецкого Алатау (утвержденная Межведомственным стратиграфическим совещанием 1956 г.) с теми стратиграфическими подразделениями, которые были выделены на территории данного листа.

Из таблицы видно, что между стратиграфическими подразделениями схемы и свитами, закартированными на территории листа, имеются некоторые литологические и возрастные несоответствия, особенно это касается отложений нижнего кембрия.

Поэтому авторы считают нужным выделять в низах кембрийского разреза описываемой территории белокаменскую серию<sup>1</sup>, являющуюся аналогом бельсинской, кондомской и, возможно, части усинской свит, выраженным частично в иных фациях. Для отложений среднего кембрия авторы условно сопоставляют суйскую и берикольскую свиты соответственно с канымской и тайдонской свитами стратиграфической схемы, названия которых и принимаются для выделенных на территории листа стратиграфических подразделений среднего кембрия.

При этом следует отметить, что отнесение канымской свиты только к среднему кембрию является условным, и, вероятно, на территории данного листа низы ее относятся к верхам нижнего кембрия.

На описываемой территории листа N—45—XII кембрийские отложения обнажаются в западной, центральной и юго-западной ее частях, а также слагают ксенолиты и провесы кровли Саралинского батолита. Они сильно дислоцированы, смяты в крутые складки северо-восточного и меридионального простирания. В данном районе отложения кембрия удается подразделить на белокаменскую серию, канымскую и тайдонскую свиты. В районе ключей Таежного и Сухая Сабула канымская свита распадается на две подсвиты, которые в остальной части района не прослеживаются. Более высокие горизонты кембрия на рассматриваемой территории отсутствуют.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ (См.)

Белокаменская серия (См<sub>1</sub>blk). На описываемой территории белокаменская серия является наиболее древним членом разреза, причем в рассматриваемом районе обнажается лишь верхняя ее часть. Она сложена мощной толщей известняков и мраморов белого, серого, темно-серого и почти черного цветов. Среди них встречаются редкие маломощные прослои кремнистых

<sup>1</sup> Стратотипический разрез белокаменской серии (известняковой толщи, по Т. М. Дембо) описан по ключу Белокаменскому, левому притоку р. Кин в Берикольском районе.

Возраст	Рабочая схема для Кузнецкого Алатау	Схема ВАГТ для территории листа N—45—XII
Верхний кембрий	Китатская (казская) свита Туфы, песчаники, сланцы, порфири- ты, известняки. Мощность 400— 900 м	
	Перерыв Тайдонская свита Зеленокаменные порфириды, их ту- фы и сланцы. Мощность 1500— 2000 м	Берикульская свита Диабазовые и андезито- вые порфириды и их туфы. Мощность 1200— 1500 м
Средний кембрий	Канымская свита Туфы, конгломераты, известковистые песчаники, сланцы и порфириды. Мощность 1800—2000 м.	Сыйская свита Верхняя подсвита Кремнистые и кремни- сто-глинистые сланцы, песчаники, конгломе- раты, порфириды и из- вестняки. Мощность 1000 м
	<i>Olenoides chondragraulos, Trinucleus, Paradoxides, Suboelandicus, Schistocephalus.</i>	
Нижний кембрий	Усинская свита Мраморы, доломиты, известняки с археоциатами обручевского и большеербинского комплексов. Мощность 1200 м	Нижняя подсвита Фельзит-порфиры, квар- цевые порфиры, пор- фириды. Мощность 800 м
	Кондомская свита Зеленые хлоритовые сланцы и пор- фириды. Мощность 2000 м	Белокаменная серия. Мраморы, известняки и доломиты с архео- циатами камешковско- го комплекса. Мощ- ность 3000 м
	Бельсинская свита Мраморизованные известняки, мра- моры, доломиты, кварциты и сланцы. Мощность 2500 м	

сланцев. Белокаменная серия слагает Тяжинскую антиклиналь<sup>1</sup>, протягиваясь прерывистой полосой от кл. Таежного до р. Юзик и далее на север вдоль р. Тяжин. Кроме того эта серия обнажается на небольших участках по левым притокам р. Ничкурюп и по р. Печище.

Наиболее полный разрез верхней части этой серии обнажается по ключу Таежному на восточном крыле Тяжинской антиклинали. Здесь у с. Таежного наблюдается следующий разрез (снизу вверх).

1. Чередование белых и желто-бурых мраморизованных доломитизированных известняков, видим. мощн.	50 м
2. Белые доломитизированные мраморы с гнездами серых рыхлых мраморизованных известняков	около 300 „
3. Серые тонкозернистые, тонкослоистые мраморы	60 „
4. Серые мраморы, часто тонкослоистые, рассланцованные	около 480 „
5. Буровато-серые окремненные мраморизованные рассланцованные известняки	10 „
6. Светло-серые мраморы с желтоватым оттенком	100 „

Выше известняки резко сменяются толщей бурых кварцевых порфиров и фельзит-порфиров канымской свиты. Известняки падают на юго-восток под углами 65—80°.

Для известняков серии характерна та или иная степень мраморизации за счет воздействия близлежащей интрузии. Вероятно в результате этого известняки местами осветлены. Кроме того следует отметить, что известняки во многих местах довольно сильно доломитизированы. По-видимому, благодаря сильной дислоцированности кембрийских образований, известняки белокаменной серии сильно трещиноваты и местами брекчированы.

Далее на север вплоть до верховьев р. Тяжин белокаменная серия образует несколько ксенолитов среди интрузии гранитоидов. Здесь обнажаются белые и серые мраморы.

На восточном крыле Саралинской синклинали белокаменная серия сохранилась лишь участками, где она представлена крупнозернистыми мраморами светло-серого, буровато-серого и серого цветов. Белокаменная серия на этом крыле имеет западное падение (угол 60°), а местами вертикальное. Видимая мощность белокаменной серии в этом месте достигает всего 300—350 м.

Наконец, на северо-западном крыле Берешьской синклинали по левым притокам р. Ничкурюп белокаменная серия обнажается на небольшом участке, где она представлена темно-серыми, битуминозными, пелитоморфными и светло-серыми мелкокристаллическими слоистыми известняками.

Возраст белокаменной серии определяется по находкам археоциат в известняках верхней части серии к югу от с. Таежного, где из сборов А. Л. Додина были определены И. Т. Журавлевой следующие формы археоциат: *Ethmophyllum spinosum*

<sup>1</sup> Местоположение структур, упоминаемых в тексте, смотри на схеме расположения тектонических структур на территории листа N—45—XII (см. схему).

*Vol.*, *Ajactcyathus immanis* *Vol.*, *Aj. proscurtjakovi* *Toll.*, *Aj. jenissetcus* *Vol.*, *Cosctnocyathus cf. retotabulus* *Vol.*, *Ethmophyllum* sp., *Archaeocyathus* sp.

Одновременно А. Г. Вологдиным из тех же мест из сборов А. Л. Додина были определены: *Ajactcyathus parvisimus* *Vol.*, *A. dodini* *Vol.*, *Ajactcyathus* sp., *Archaeolynthus (Rhabdocyathus) cf. solidimurus* *Vol.*, *Bicyathus* sp., *Septocyathus aff. pedaschenkovi* *Vol.* (non *S. pedaschenkovi*), *saralnicus* *Vol.*, *Leptosocyathus* sp., *Tersticyathus* sp., *Loculicyathus* sp., *Tabulocyathus* sp., *Cosctnocyathus* sp. и водоросли<sup>1</sup>. По заключению И. Т. Журавлевой, все указанные археоциаты принадлежат к одному комплексу, переходному от камешковского к большеербинскому, который является общим с комплексами археоциат, собранными из известняков по кл. Белокаменке и р. Уса, и датируют возраст вмещающих отложений, как нижняя половина ленского яруса нижнего кембрия. Вместе с тем описываемая карбонатная свита как по своему литологическому облику и составу, так и по стратиграфическому положению ниже мощного вулканогенно-осадочного комплекса четко сопоставляется с белокаменной свитой, выделенной Т. М. Дембо [55] в Бериккульском районе<sup>2</sup>.

Еще более четкое сопоставление можно провести с потехинской свитой Батеневского кряжа, в которой, по данным Н. С. Зайцева, Л. Н. Репиной и др., наряду с археоциатами камешковского, большеербинского и обручевского комплексов, были встречены нижнекембрийские трилобиты, а в самых верхах даже трилобиты низов среднего кембрия — *Paradoxides erbiensis* sp. nov. Репина, *Chondranamocare bidjensis* *Polet*, *Neolenus* sp. и др.

Поскольку в вышележащем вулканогенно-осадочном комплексе фауна как в данном районе, так и за его пределами отсутствует, верхняя возрастная граница белокаменной серии становится неясной. Если ориентироваться только на фауну, обнаруженную в белокаменной серии и ее аналогах в нескольких местах, то следует предположить, что верхняя граница серии скользит, понижаясь во времени в северном направлении. В этом случае верхняя часть белокаменной серии (или соответственно потехинской свиты) в направлении с юга на север должна постепенно фациально замещаться эффузивно-осадочными образованиями. С другой стороны, весьма вероятно, что неполнота пале-

<sup>1</sup> Данный комплекс археоциат, по мнению А. Г. Вологдина, является более древним по сравнению с камешковским и наиболее близким к археоциатовым слоям чингинской свиты, которым он непосредственно предшествует.

<sup>2</sup> Следует отметить, что А. Л. Додин, опираясь на изучение разрезов известняковой толщи по ключу Таежному и в районе Гидроэлектростанции, а также на определение фауны археоциат А. Г. Вологдиным, относит описываемую белокаменскую серию к бельсинской свите нижнего кембрия. Залегающие выше эффузивно-вулканические породы отнесены им к кондомской свите нижнего кембрия.

онтологических сборов, связанная или со слабой изученностью района, или с неблагоприятными условиями для сохранения фауны, не позволяет пока установить средний кембрий в составе белокаменной серии в северной части восточного склона Кузнецкого Алатау.

Таким образом, верхний возрастной предел белокаменной серии в описываемом районе не может быть точно установлен и возраст ее принимается условно как нижнекембрийский.

### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ (См<sub>2</sub>)

Канымская свита<sup>1</sup> (См<sub>2</sub>km). Наиболее широко распространена среди кембрийских отложений рассматриваемого района. Она слагает крылья Берешьской и Саралинской синклинальных структур. Канымская свита сложена весьма разнообразными породами: серыми кремнистыми сланцами, бурыми кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, ортофирами, микропойкиловыми порфирами и их туфами, зеленовато-серыми диабазами и андезитовыми порфиритами и их туфами с небольшими прослоями известняков. Для канымской свиты характерна довольно резкая изменчивость состава. Это связано как с фациальной изменчивостью свиты, так, в значительной мере, и с сильным контактовым метаморфизмом.

В районе ключа Таежного по западному крылу Саралинской синклинали, где контактовый метаморфизм сказался довольно слабо, в крыле крупной синклинали канымскую свиту удалось разделить на две подсвиты: нижнюю (См<sub>2</sub>km<sub>1</sub>) и верхнюю (См<sub>2</sub>km<sub>2</sub>).

Нижняя подсвита в разрезе по кл. Таежному представлена толщей переслаивающихся бурых и буро-серых кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, микропойкиловых порфиров и их туфов и реже темно-серых тонкополосчатых кремнистых сланцев. Разрез здесь следующий (снизу вверх):

- |  |              |
|--|--------------|
| 1. Пачка переслаивания красно-бурых и буро-серых кремнисто-глинистых сланцев, темно-серых и серых порфиров с включениями пирита и темно-серых конгломератов с галькой кремнисто-глинистых сланцев  | 35 м         |
| 2. Пачка красно-бурых и желто-серых, местами серых лимонитизированных фельзит-порфиров, реже микропойкиловых порфиров с пустотами, выполненными гидроокислами железа   | 70 ..        |
| 3. Пачка розовато- и желтовато-серых туфобрекчий фельзит-порфиров гематитизированных   | 130 ..       |
| 4. Пачка пятнистых желтовато-серых, темно-серых и красно-бурых гематитизированных кварцевых порфиров с мелкими вкрапленниками кварца и фельзитовой основной массой. Часто они не содержат вкрапленников и тогда превращаются в фельзит-порфиры | около 500 .. |

<sup>1</sup> Ранее эта свита выделялась на территории листа N—45—XII А. А. Моссаковским и Н. Н. Херасковым под названием сыйской свиты.

5. Покров темных зеленовато-серых амфиболитизированных диабазовых порфиритов с крупными вкрапленниками лабрадора

11 м

6. Пачка темно-серых плотных полупрозрачных полосчатых кремнистых сланцев с прослоями туфов фельзит-порфиров

30 „

Выше залегают сланцы и конгломераты верхней подсвиты.

Севернее ключа Таежного в толще увеличивается количество покровов диабазов и андезитовых порфиритов, аналогичных тем, которые слагают верхние горизонты среднего кембрия (тайдонская свита). Кроме того, здесь встречаются прослои, сложенные ортофирами.

Мощность подсвиты достигает примерно 800 м.

*Верхняя подсвита*, выделяемая также в районе ключа Таежного, резко отличается по своему облику от нижней подсвиты. Она представлена чередованием серых, зеленовато-серых андезитовых и диабазовых порфиритов с зеленовато-серыми иногда рассланцованными туфами, темно-серыми полосчатыми кремнистыми сланцами, черными мергелями, серыми сланцами, агломератами и конгломератами.

Для характеристики строения верхней подсвиты можно привести два наиболее хорошо обнаженных разреза. Нижнюю часть подсвиты, обнажающуюся по правому борту долины р. Сарала ниже пос. Таежного, можно разбить на три пачки.

Нижняя пачка сложена полосчатыми глинисто-кремнистыми сланцами черного цвета, содержащими прослои темно-серых известняков и светло-серых известковистых конгломератов с мелкой галькой глинисто-кремнистых сланцев. Кроме того, в пачке встречаются маломощные покровы амфиболитизированных и хлоритизированных диабазовых порфиритов. Мощность пачки около 25 м.

Средняя пачка представлена серыми с зеленоватым оттенком полосчатыми часто плитчатыми кремнистыми сланцами, содержащими прослои грязно-серых мелкозернистых известковистых песчаников и черных глинисто-кремнистых сланцев. Мощность пачки около 100 м.

Верхняя пачка сложена черными глинисто-кремнистыми сланцами, содержащими прослои известняков и буровато-серых плотных туфов. Мощность пачки 30 м.

Верхняя часть подсвиты относительно хорошо обнажается по водоразделу ключей Таежного и Сухой Сабулы. Здесь нижняя часть разреза сложена зеленовато-серыми конгломератами с галькой известняков, фельзит-порфиритов и кремнистых сланцев. В конгломератах содержатся прослои известковистых грубозернистых и тонкозернистых песчаников. Мощность пачки около 150 м.

Средняя часть разреза сложена зеленовато-серыми амфиболитизированными диабазовыми порфиритами с вкрапленниками

плагноклаза. В них наблюдаются прослои туфов основного состава и агломератов. Мощность 110 м.

Верхняя часть разреза представлена серыми известковистыми разнозернистыми песчаниками, содержащими линзы конгломератов с галькой кремнистых сланцев. Мощность пачки 90 м.

Выше лежит мощная толща эффузивов основного состава, относимая к тайдонской свите.

Общая мощность верхней подсвиты 1000—1200 м.

Канымская свита нерасчлененная (Ст<sub>2</sub>кт). На остальной части описываемой территории канымскую свиту не удастся разделить на подсвиты.

На севере района, по северо-западному крылу Берешской синклинали канымская свита представлена толщей переслаивающихся диабазовых и андезитовых порфиритов и их туфов с кремнистыми сланцами, известняками и пятнистыми кремнистыми породами. Кислых и средних эффузивов с калиевым полевым шпатом здесь не встречено. Известняки играют довольно большую роль и представлены черными, битуминозными, тонкослоистыми пелитоморфными разновидностями. Диабазовые и андезитовые порфириты и кремнистые сланцы аналогичны встреченным по западному крылу Саралинской синклинали, только вторичные изменения в них проявляются слабее. Интересно отметить, что в небольшой синклинали осложняющей крыло Берешской синклинали, наблюдаются в основании разреза канымской свиты мелкогалечные конгломераты с галькой известняков. В нижней части свиты по северо-западному крылу наблюдается толща в 200—300 м пятнистых серых кремнистых пород изредка полосчатых.

Таким образом, если сравнить этот разрез с разрезом по кл. Таежному, видно, что здесь исчезают кварцевые порфиры, ортофиры, фельзиты и микропойкиловые порфиры и появляются черные битуминозные известняки и пятнистые кремнистые породы, почти полностью отсутствующие в разрезе по кл. Таежному.

В остальных участках развития канымской свиты породы сильно метаморфизованы под воздействием нижнепалеозойских гранитоидов. Так, по юго-восточному крылу Берешской синклинали, сорванному разломом, на небольшом участке обнажается канымская свита, представленная буровато-серыми кварц-мусковитовыми сланцами.

По сложно построенному восточному крылу Саралинской синклинали развит разнообразный комплекс метаморфических пород: амфиболиты, иногда кварцевые и диопсидовые, кварцево-сланцевые и кварцево-амфиболовые сланцы, микрокварциты, гнейсы, мигматиты и мраморы. Этот комплекс, основываясь на структурном его положении и составе, мы относим к канымской свите. Ранее эти породы ввиду их довольно сильной метаморфизованности относили к докембрию [43]. Однако в результате последующих работ было выяснено, что они имеют постепенный



переход в относительно слабо измененные эффузивные и осадочные породы канымской свиты, а сильный метаморфизм их объясняется воздействием интрузии.

Так амфиболиты образовались, по-видимому, в результате контактового метаморфизма диабазов, порфиритов и их туфов, на что указывают структуры амфиболитов и наличие переходных разновидностей между эффузивами и амфиболитами — амфиболитизированных эффузивов.

С амфиболитами довольно тесно связана группа гнейсов. В основном встречаются амфиболовые гнейсы, образовавшиеся, вероятно, в результате мигматизации амфиболитов. Изредка встречаются биотитовые гнейсы, которые образовались, возможно, в результате метаморфизма калиево-полевошпатовых эффузивов (кварцевые порфиры, ортофиры и др.).

Кроме того, встречаются и кварцево-сланцевые сланцы, которые, по-видимому, возникли в результате ороговивания фельзит-порфиров, ортофириров и порфиритов, на что указывает порфирилобразованная структура породы. Изредка встречаются кварцево-актинолитовые, кварцево-роговообманковые и кварцево-тремолитовые сланцы.

Опорной скважиной в Копьевском куполе на глубине 790 м под девонскими отложениями была вскрыта толща переслаивающихся кремнистых сланцев, известняков, зеленокаменноизмененных порфиритов и их туфов, которую судя по составу, можно сопоставить с канымской свитой.

На рассматриваемой территории каких-либо органических остатков в породах канымской свиты не обнаружено. Поэтому возраст этой свиты определяется на основании ее стратиграфического положения выше белокаменной серии, содержащей археоциаты нижнего кембрия и путем сопоставления с соседними районами.

Описываемая вулканогенно-осадочная толща, выделяемая под названием канымской свиты, сопоставляется с канымской свитой, выделенной на большей части территории Кузнецкого Алатау А. Л. Додины [57—58]. Однако ее нижняя граница, по-видимому, опускается в нижний кембрий, так как никаких следов перерыва между канымской свитой и белокаменной серией не наблюдалось, а белокаменная серия в данном районе охарактеризована фауной только нижней половины нижнего кембрия. В стратиграфической схеме А. Л. Додина и в схеме, утвержденной межведомственным совещанием 1956 г., канымская свита относится только к среднему кембрию. В районах южнее рассматриваемой территории (район рудника Коммунар) аналогичная эффузивно-осадочная толща налегает на известняки, содержащие фауну трилобитов среднего кембрия. Таким образом канымская свита к югу, видимо, частично (фациально) замещается белокаменной серией. Канымскую свиту описываемого района можно сопоставить с макаракской и шалтырской свитами,

выделенными Т. М. Дембо [55] в районе Мариинской Тайги, и с малокоскульской свитой, выделенной Ю. П. Казакевич в пределах хр. Арча.

Тайдонская свита<sup>1</sup> (*С<sub>т</sub>2<sub>тд</sub>*) слагает ядра Берешской и Саралинской синклиналей. На нижележащей канымской свите она залегает с постепенным переходом без размыва и углового несогласия. Она представлена однообразной толщей основных эффузивов—диабазов, диабазовых порфиритов, реже андезитовых порфиритов. Кроме того, встречаются туфы этих эффузивов. Лишь изредка среди эффузивов, преимущественно в нижней части свиты, наблюдаются маломощные прослои осадочных пород — черных кремнистых сланцев, филлитов и зеленовато-серых граувакковых песчаников и туфопесчаников.

Диабазы и андезитовые порфириты темно-серые и зеленовато-серые нередко миндалекаменные с миндалинами, выполненными кальцитом, реже хлоритом. Эти эффузивы совершенно аналогичны диабазам и андезитовым порфиритам канымской свиты. Они образуют покровы мощностью 2—15 м, которые иногда стрепарированы эрозией, благодаря чему возможно прослеживание простираний в тайдонской свите. Судя по элементам залегания, свита залегает очень круто в обеих синклиналях. Мелкие складки уловить не удается.

Верхняя часть свиты, видимо, размывта. Мощность свиты достигает 1—1,5 км, не учитывая размывтую верхнюю часть.

Тайдонская свита является, пожалуй, одной из наиболее выдержанных свит на восточном склоне Кузнецкого Алатау. В северной части Кузнецкого Алатау она была выделена под названием мартайгинской формации В. К. Моничем и пирокластической формации Д. В. Никитиным [20]. Позднее она была переименована Т. М. Дембо в бериккульскую свиту. На хр. Арча подобная же эффузивная толща названа Ю. П. Казакевич каменской свитой. Среднекембрийский возраст тайдонской свиты определяется тем, что, по данным А. Л. Додина [53, 54], на ней с угловым несогласием и размывом (в районе р. Золотой Китат) налегает китатская свита, содержащая фауну брахиопод и трилобитов, характерных для верхов кембрия и низов ордовика.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения на территории листа представлены всеми тремя отделами, которые, за исключением нижнего, подразделены на ярусы. Определение возраста выделенных стратиграфических подразделений, производилось на основании обнаруженных в них органических остатков на территории всех Минусинских котловин. Наименование свит и их возраст приведены в соответствии с унифицированной схемой девона межгорных

<sup>1</sup> Ранее эта свита выделялась на рассматриваемой территории под названием бериккульской свиты.

впадин Саяно-Алтайской области, принятой в 1956 г. в г. Ленинграде Межведомственным совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. В основу унифицированной стратиграфической схемы девона положена схема Н. А. Белякова и В. С. Мелещенко [44], исправленная и дополненная в результате работ А. И. Анатольевой [62], Н. А. Осиповой [48], И. В. Лучицкого [62], Б. Н. Красильникова и А. А. Моссаковского [67], Г. И. Теодоровича [31] и др. По этой схеме в межгорных впадинах Алтае-Саянской области выделяется ряд фаунистически охарактеризованных горизонтов, которые в разных впадинах представлены свитами отличного литологического состава. Наименование горизонтам дано по названию той свиты, из которой известен наиболее полный комплекс фауны и флоры, характерной для данного горизонта.

Ниже приводятся горизонты унифицированной схемы и свиты, которые соответствуют им в пределах описываемой территории.

Система, отдел	Ярус	Горизонт	Свита
Верхний девон	Фаменский	Тубинский	Тубинская
	Франский	Кохайский (фаунистически охарактеризованный)	Кохайская
		Ойдановский	Ойдановская
Средний девон	Живетский	Бейский (фаунистически охарактеризованный)	Бейская
		Илеморовский (фаунистически охарактеризованный)	Сарагашская

Для отложений нижней части живетского и эйфельского ярусов среднего девона и нижнего девона горизонты и унифицированной схеме не выделяются.

#### НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ (D<sub>1-2</sub>)

Быскарская серия (D<sub>1-2</sub>bsk). На рассматриваемой территории нижняя часть разреза девонских отложений представлен мощным вулканогенно-осадочным комплексом, состоящим из эффузивных пород основного и среднего ряда, их туфов, красноцветных конгломератов, песчаников и мергелистых известняков. Этот комплекс пород, объединяемый в быскарскую

серию<sup>1</sup>, пользуется широким распространением, занимая значительную площадь на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в Солгонском кряже и в центральной части Копьевского купола.

Соотношения быскарской серии с ниже- и вышележащими отложениями на описываемой территории выражены четко. Она с резким угловым несогласием налегает на различные горизонты и свиты нижнего и среднего кембрия (бассейн р. Ничкурюп и р. Печище, Копьевский купол) или на нижнепалеозойские гранитоиды (бассейны рр. Верхнее Печище и Черный Июс). При этом в районе улуса Подкамень, с. Агаскыр и в бассейне р. Крайнее Печище в основании быскарской серии наблюдается валунный базальный конгломерат из нижнепалеозойских пород. В других районах подобный конгломерат отсутствует и, как это хорошо видно по левым притокам р. Ничкурюп, сланцы, известняки и порфириды нижнего и среднего кембрия там непосредственно перекрываются покровами нижнедевонских эффузивов. Верхняя граница быскарской серии не менее четкая. Почти повсеместно вулканогенно-осадочные породы быскарской серии отделены от вышележащих осадочных свит живетского яруса хорошо выраженным перерывом, который, по-видимому, на различных участках описываемой территории имел неодинаковую длительность и характер. На северо-западе (бассейн р. Верхнее Печище, район озер Толтаковского, Малого и Большого), а также в западной части Копьевского купола, быскарская серия согласно залегая с вышележащей толтаковской свитой, отделена от последней разрывом, не везде ясно выраженным, что свидетельствует о небольшой величине перерыва. В центральной части описываемой территории (район улуса Подкамень, совхоз Устинкино) перерыв был гораздо большим, так как здесь на различные горизонты быскарской серии с угловым несогласием и выпадением из разреза толтаковской и сарагашской свит налегает сразу бейская свита.

Следует отметить, что там, где верхняя часть быскарской серии представлена красноцветными песчаниками и конгломератами, не отличимыми от аналогичных пород толтаковской свиты (район сел Костино, Черемшино), указанный перерыв улавливается с большим трудом и был установлен здесь лишь детальными геологоразведочными работами масштаба 1 : 5 000 — 1 : 10 000, проведенными М. М. Груниным и Е. Е. Перфильевым (1939 г.).

В целом быскарская серия сложена покровами и секущими телами палеотипных эффузивов основного состава, различные

<sup>1</sup> Название «быскарская серия» принято в 1956 г. Межведомственным совещанием по стратиграфии Сибири при ВСЕГЕИ для нерасчлененного вулканогенно-осадочного комплекса пород, занимающего нижнюю часть девонского разреза и отделенного от осадочных свит живетского яруса перерывом.

типы которых тесно переплетены между собой. Реже встречаются более кислые разновидности эффузивов, представленных альбитофирами и ортофирами. Эффузивы быскарской серии характеризуются большим разнообразием структур. Широким распространением пользуются миндалекаменная и флюидальная текстуры порфиритов. Окраска пород чаще всего темно-серая, черная с зеленоватым оттенком. Однако встречаются и красно-бурые ожелезненные эффузивы. Некоторые разновидности обладают повышенными магнитными свойствами.

В массе эффузивных пород встречаются подчиненные пролои туфов порфиритов, туфопесчаников и конгломератов.

Строение быскарской серии очень сложно. Отдельные ее разрезы различаются между собой как по характеру и петрографическому составу эффузивных пород, так и по соотношению вулканогенных образований с породами осадочного генезиса.

В северо-западной части рассматриваемой территории, к северу от водораздела рр. Ничкуруп и Верхнее Печище, быскарская серия представлена исключительно эффузивами, среди которых выделяются пикритовые порфириты, оливковые диабазы и долериты<sup>1</sup>, оливковые и пироксеновые порфириты, оливковые палеобазальты, диабазовые порфириты, лабрадоровые, андезитовые порфириты и их туфы.

Сходное строение имеет быскарская серия в пределах Копьевского купола, где она представлена толщей эффузивов и пирокластических пород, мощность которых, с учетом данных опорного бурения, достигает 1700—1800 м. Эффузивные породы, обнажающиеся в ядре Копьевского купола, представлены пироксен-плагноклазовыми и плагноклазовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами, среди которых в резко подчиненном количестве встречаются фельзит-порфиры, альбитофиры и ортофиры. Исключением является юго-западное крыло Копьевского купола, где в районе хутора Листвянки альбитофиры и ортофиры пользуются значительным распространением.

Эффузивы сопровождаются туфогенными породами, среди которых присутствуют литокристаллокластические туфы порфиритов и ортофиринов, туфопесчаники и туфогравелиты. Кроме того, в северо-западной части Копьевского купола, в обрывах правого берега д. Чулым, в 2 км ниже д. Копьево среди эффузивов залегает 50-метровая пачка осадочных пород — зеленовато-серых алевролитов с тонкими пропластками серых известняков, в которых в 1951 г. В. И. Дубатовым [55] была обнаружена псилофитовая флора. Эта пачка, имеющая восточно-северо-восточное простирание, была подсечена шурфами геологоразведочных партий бывшего Енисейстроя на расстоянии 2—2,5 км. Далее к востоку она прослежена не была.

<sup>1</sup> Часть оливковых диабазов и долеритов слагает не покровы, а пластовые тела и имеет более молодой (постпалеозойский) возраст.

По мнению В. С. Мелешенко, указанная пачка содержит шунет-матаракский комплекс флоры и является аналогом шунетской свиты Ширинского района<sup>1</sup>.

Совершенно иначе представлена быскарская серия в пределах Саралинского выступа Кузнецкого Алатау. На площади, ограниченной с севера р. Верхнее Печище и с юга оз. Ошколь, в составе быскарской серии значительную роль начинают играть осадочные породы, представленные валунными конгломератами, гравелитами, песчаниками и даже мергелистыми известняками.

Наибольшее значение осадочные породы приобретают на территории, примыкающей с севера и юга к Копьевско-Саралинскому тракту, где на участке между селами Черемшино и Агаскыр можно проследить послыйный разрез быскарской серии. К северу и югу от этого участка осадочные породы на расстоянии 5—8 км по простиранию полностью замещаются эффузивами. Особенно хорошо подобное замещение наблюдается к северу от места слияния рр. Верхнее и Среднее Печище и к югу от ключа Черемшанного. В районе р. Верхнее Печище, следуя с юго-востока на северо-запад, можно последовательно наблюдать, как мощные пачки валунных конгломератов и грубозернистых аркозовых песчаников расслаиваются за счет появления среди них покровов плагноклазовых и диабазовых порфиритов, постепенно уменьшаются в мощности и, наконец, выклиниваются в толще темно-серых основных порфиритов. Аналогичная картина имеет место и к югу от ключа Черемшанного, где обнажаются низы быскарской серии. Здесь в южном направлении пачки конгломератов, песчаников и даже зеленовато-серых мергелистых известняков аналогичным образом замещаются эффузивами, которые имеют главным образом средний состав — альбитофиры и ортофиры. Разрез быскарской серии, в котором осадочные породы представлены наиболее полно, наблюдается по ключу Черемшанному и на юго-западном склоне высоты с абс. отм. 666,0 м, располагающейся между селами Черемшино и Костино. В этом разрезе в составе быскарской серии представляется возможным выделить несколько литологических пачек, снизу вверх:

1. Эффузивная, состоящая из пироксен-плагноклазовых, плагноклазовых, диабазовых порфиритов с резко подчиненными покровами альбитофиринов

350—400 м

2. Эффузивно-конгломератовая, сложенная валунными крупногалечными конгломератами, состоящими из галек и валунов гранитов, спенилов и диоритов, в меньшей степени гнейсов и эффузивов, и прослоями песчаников. Мощные 40—50-метровые конгломератовые пласты чередуются с покровами и мелкими лаколитообразными телами диабазовых порфиритов и диабазов. Диабазовые порфириты нередко обладают шаровой отдельностью, характерной для подводных излияний

300—350 ..

<sup>1</sup> Свита зеленоокрашенных туфопесчаников, алевролитов и известняков, содержащих флору проблематичного нижнего или среднего девона.

3. Конгломератово-песчаная, образованная среднегалечными аркозовыми конгломератами, желтовато-розовыми аркозовыми гравелитами и песчаниками, зеленовато-серыми известковистыми песчаниками с подчиненными пропластками серовато-зеленых мергелистых известняков . . . . . 160 м

4. Известняково-мергелистая, представленная зеленовато-серыми мергелистыми известняками, тонкослоистыми и плитчатыми, часто переслаивающимися с зеленовато-серыми известковистыми листоватыми алевролитами . . . . . 80 ..

5. Конгломератово-песчаная, состоящая из красноцветных конгломератов, гравелитов, грубозернистых аркозовых и туфогенных песчаников, в которых встречены отдельные пластовые тела плагноклазовых и диабазовых порфиритов . . . . . 120 ..

В известково-мергелистой пачке И. К. Баженовым в 1938 г. [43] были собраны растительные остатки, определенные В. А. Хахловым как *Asteroxylon elberfeldense* K r a ù s et W e s u l. и остатки гигантских раков.

Описываемый разрез по своей литологической характеристике и последовательности перечисленных пачек сходен с разрезом быскарской серии района ст. Ши́ра, в котором были, в свое время, выделены шунетская и матаракская свиты, содержащие комплекс псилофитовой флоры. Так, например, эффузивная, эффузивно-конгломератовая и конгломератово-песчаная пачки (первая, вторая, третья пачки разреза у с. Черемшино) могут быть сопоставлены с матаракской свитой, а четвертая известняково-мергелистая пачка — с шунетской свитой разреза района ст. Ши́ра.

Шунет-матаракский комплекс флоры, по данным А. Р. Ананьева, содержит следующие формы: *Psilophyton princeps* var. *ornatum* D a w s., *P. goldsmithii* H a l l., *P. rectissimum* H ö e g, *Loganiella canadensis* S t o l l e y, *Taeniocrade* sp., *Jentsetphyton Rudnevae* P e r e s v e t o v, *Drepanophycus sptnaeformis* G o e r p и др. Возраст этой флоры у палеоботаников вызывает большие разногласия. А. Н. Криштофович считал, что вопрос о возрасте этой флоры не может быть пока окончательно решен как нижнеили среднедевонский, хотя, по его мнению, она могла быть среднедевонской. Позднее к этому присоединился Г. П. Радченко. Иначе определяют возраст шунет-матаракской флоры Е. Ф. Чиркова-Залесская и особенно А. Р. Ананьев. Последние относят этот флористический комплекс к нижнему девону, причем А. Р. Ананьев, проводивший в последние годы большую работу по изучению и критическому пересмотру нижне- и среднедевонских флор Южной Сибири, считает, что вышеперечисленная флора, имеющая примитивное строение, является характерной для нижнего девона Алтае-Саянской области. Среди этой флоры имеется целый ряд форм общих с формами, известными из кобленцких отложений Западной Европы. В то же время представители более высокоорганизованной среднедевонской флоры в шунет-матаракском комплексе, по мнению А. Р. Ананьева, отсутствуют.

Слои, содержащие шунет-матаракский комплекс флоры, в составе быскарской серии встречаются во многих местах Чебаковско-Балахтинской котловины и приурочены обычно к средней части вулканогенно-осадочного комплекса.

На этом основании авторы настоящей записки большую часть быскарской серии относят к нижнему девону, придерживаясь в отношении возраста шунет-матаракского комплекса флоры мнения А. Р. Ананьева и Е. Ф. Чирковой-Залесской [9]. Верхняя часть быскарской серии, располагающаяся выше слоев, содержащих шунет-матаракскую флору, может соответствовать нижней части среднего девона (эйфельскому ярусу), так как перерыв между серией и вышележащими отложениями живетского яруса не везде резко выражен. Все это заставляет нас определять возраст быскарской серии в целом, как нерасчлененный нижний отдел и низы среднего отдела девона.

#### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ (D<sub>2</sub>)

#### Живетский ярус (D<sub>2</sub>gv)

Толтаковская свита (D<sub>2</sub>gv<sup>tl</sup>). На описываемой территории толтаковская свита широко распространена в северо-западной части, в районе озер Большого и Малого и на востоке, где она обнажается на крыльях крупного антиклинального поднятия, так называемого Копьевского купола.

Толтаковская свита сложена континентальными красноцветными породами, среди которых преобладают конгломераты, песчаники и алевролиты и менее часто встречаются аргиллиты, еще меньше известняки. Характерно для толтаковской свиты отсутствие в ее составе эффузивов.

Толтаковская свита на территории листа залегает на размытой поверхности, подстилающей ее быскарской вулканогенной серией, и отделена от нее перерывом.

В северо-западной части района толтаковская свита имеет значительную мощность, достигающую в разрезе у оз. Толтаковского 600 м, причем установлено, что в северном направлении ее мощность еще более возрастает, а к югу сокращается и в верховьях ключа Крайнее Печище мощность свиты не превышает 70—80 м. Красноцветные породы, вскрывающиеся у оз. Толтаковского, Б. Н. Красильниковым и А. А. Моссаковским [61] приняты за стратотип толтаковской свиты. Здесь, при значительной мощности красноцветных образований четко устанавливаются их взаимоотношения с подстилающей быскарской вулканогенной серией (D<sub>1-2</sub>) и вышележащей сарагашской свитой верхов живетского яруса среднего девона. В этом разрезе на эффузивах основного состава (андезиновых, лабрадоровых порфиритах и диабазах), слагающих здесь верхнюю часть быскарской серии,

с размывом залегает мощная 150-метровая пачка конгломератов крупно- и среднегалечных с разноокатанной галькой розовых и серых биотитовых гранитов, роговообманковых сиенитов, диоритов и других пород нижнепалеозойского интрузивного комплекса, красных сиенит-порфиров и ортофиров, возможно (?) девонского интрузивного комплекса, мраморов, кристаллических сланцев, диабазов, андезитовых, лабрадоровых и других порфиров. Галька сцементирована карбонатным и алевритово-железистым цементом, по минералогическому составу сходным с залегающими выше песчаниками.

Вверх по разрезу конгломераты постепенно сменяются еще более мощной 400—450-метровой толщей красноцветных песчаников кварц-полевошпатовых с примесью зерен и мелкой гальки эффузивных пород, содержание которых сверху уменьшается. Песчаники крупно- и мелкозернистые, обычно косослоистые, известковистые. В верхней части свиты наряду с песчаниками большое значение приобретают красноцветные алевролиты, тонкоплитчатые и косослоистые, которые вместе с прослоями розовато-серых аркозовых сильно карбонатных песчаников образуют постепенный переход к сарагашской свите.

В восточной части района, на крыльях Копьевского купола, толтаковская свита, сохраняя в целом строение, описанное для северо-западной части, несет на себе некоторые специфические черты. Прежде всего следует отметить резкое уменьшение мощности толтаковской свиты, по сравнению с северо-западной частью описываемой территории, которая здесь лишь в разрезе у с. Кагаево достигает 250 м, а на остальной площади к востоку гораздо меньше — 100—50 м и менее. Другой важной чертой строения толтаковской свиты в этом районе является появление в верхней части свиты второй пачки конгломератов в разрезе у с. Кагаево. К востоку, на крыльях Копьевского купола в толтаковской свите преобладает песчано-алевролитовый материал. Это, по-видимому, связано с различиями в условиях формирования толтаковской свиты в северо-западной и восточной частях территории листа N—45—XII.

Красноцветные породы толтаковской свиты не содержат каких-либо органических остатков, не считая плохо сохранившихся фрагментов псилофитовой флоры, которые не позволяют установить возраст свиты ближе, чем нижний — средний девон.

Толтаковская свита относится нами к живетскому ярусу среднего девона на основании ее положения в разрезе, в котором она тесно связана постепенными переходами с сарагашской свитой, охарактеризованной верхнеживетской фауной.

Толтаковская свита, выделенная на рассматриваемой территории, может быть сопоставлена с нижней красноцветной толщей, описанной А. Н. Чураковым [33], с верхней частью абаканской свиты по Я. С. Эдельштейну [37], с верхней частью абаканской свиты схемы Н. А. Белякова и В. С. Мелешенко. Она же

встречается под названием кокоревской свиты в схеме А. И. Ана-тольевой [62] и верхнеабаканской подсвиты в схеме Н. А. Осиповой.

Сарагашская свита ( $D_2gvsr$ ). В описываемом районе сарагашская свита развита в северо-западной, северо-восточной и восточной частях территории листа. Она участвует в строении приобортовых частей Чебаковско-Балахтинской котловины вблизи восточного склона Кузнецкого Алатау и Солгонского кряжа, примыкающего непосредственно с северо-востока к описываемой территории. Кроме того, она присутствует на крыльях Копьевского купола и Тусовской антиклинали.

На большей части территории сарагашская свита связана с подстилающей ее толтаковской свитой постепенными переходами. Однако в пределах Саралинского выступа восточного склона Кузнецкого Алатау, на юго-восточной оконечности Солгонского кряжа и в восточной части Копьевского купола породы сарагашской свиты трансгрессивно, с размывом залегают непосредственно на эффузивах быскарской серии.

Сарагашская свита сложена песчаниками, известняками, алевролитами, реже конгломератами, которые имеют желто-серую, и зеленовато-серую окраску. Наиболее распространены желтовато-серые песчаники разномелкозернистые, кварц-полевошпатовые, кварцевые, имеющие карбонатный, реже глинисто-железистый цемент. Широким развитием пользуются также и карбонатные породы — известняки и мергели. Известняки разнообразны; среди них выделяются песчаные, глинистые, доломитизированные разновидности. Встречаются водорослевые известняки.

При общем литологическом сходстве пород, слагающих сарагашскую свиту, отдельные ее разрезы отличаются друг от друга по преобладанию тех или иных пород и характеру их переслаивания. Причем наибольшие различия наблюдаются для северо-западной и восточной частей района.

На северо-западе рассматриваемой территории, в разрезах, располагающихся к западу и северу от с. Парная, сарагашская свита имеет значительную мощность (200—250 м) и сложена желтовато-серыми и серыми мелкозернистыми кварцевыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с подчиненными прослоями серых и кремневых пелитоморфных известняков. Для этого района характерно появление в верхней части сарагашской свиты пачки розовато-серых и красновато-бурых мелко- и среднезернистых аркозовых песчаников. Особенно хорошо эта красноцветная пачка прослеживается к северу от с. Парная, где ее мощность достигает 30—40 м.

В южном направлении сарагашская свита в виде узкой полосы протягивается вдоль западного борта Чебаковско-Балахтинской котловины вплоть до совхоза Устинкино. В этом направлении среди пород свиты появляются зеленовато-серые мелкогалечные кварц-полевошпатовые конгломераты с песчано-извест-

ковистым цементом (например, бассейн р. Верхнее Печище), количество которых к югу увеличивается и в разрезе у совхоза Устинкино сарагашская свита полностью сложена аркозовыми средне- и крупногалечными конгломератами, мощностью всего 25—30 м. Характерно, что среди галек этих конгломератов преобладают породы нижнепалеозойского интрузивного комплекса.

Иное строение имеет сарагашская свита в пределах Солгонского кряжа, Копьевского купола и Тусовской антиклинали. Здесь в составе сарагашской свиты все большее значение начинают приобретать алевролиты, мергели и известняки, благодаря чему разрез становится более карбонатным. Фациальная изменчивость сопровождается изменением мощности, которая в восточной части района не превышает 50—100 м. Интересно отметить, что еще южнее, уже за пределами рассматриваемой территории, в районе ст. Шира, сарагашская свита, прослеженная здесь непосредственным картированием, сложена в большей части зеленовато-серыми иногда с лиловатым оттенком, аргиллитами, которые чередуются с прослоями мергелистых известняков и песчаников. В этом районе, в разрезе у оз. Круглого (в 2 км к северо-западу от ст. Шира) С. М. Дорошко и Н. А. Осиповой из пород сарагашской свиты была собрана фауна филлипод: *Pseudoestheria plicata* (Lutk.), *P. pogrebovi* (Lutk.), *P. fallax* Novoj., *Eustheria tuvaensis* Novoj., *Ulugkemia minusensis* Novoj., *U. sajanensis* Novoj., а также обнаружены головы, чешуи, кости и панцири рыб, среди которых Д. В. Обручевым подтверждается наличие Osteolepidae, характерных для илеморовского горизонта живетского яруса.

Бейская свита (D<sub>2</sub>gvbs). Отложения, объединяемые в бейскую свиту, на площади листа N—45—XII имеют широкое распространение. Они обнажаются на крыльях и в ядрах антиклинальных структур. Бейская свита представлена хорошо выдержанной по простиранию однообразной карбонатной толщей морского генезиса, состоящей из серых известняков, реже доломитов при подчиненном количестве алевролитов, аргиллитов и песчаников.

На большей части территории породы бейской свиты связаны постепенным переходом с известковистыми песчаниками сарагашской свиты и граница между ними проводится по подошве 2—3-метрового пласта водорослевых известняков. Только в юго-западной части листа вдоль западного борта Чебаковско-Балахтинской котловины наблюдается несогласное налегание бейских известняков последовательно на различные горизонты быскарской серии, а затем непосредственно на нижнепалеозойские гранитоиды. Такие взаимоотношения отмечены на участке между селениями Устинкино и Ошколь, в пределах которого повсеместно в основании бейской свиты отмечается базальный конгломерат, который состоит из разноокатанной гальки кварца, ниже-

палеозойских изверженных, метаморфических и эффузивных пород. Характерно, что размер гальки по мере движения с севера на юг постепенно увеличивается и мелкогалечниковые конгломераты сменяются крупногалечниковыми и даже валунными. Мощность базального конгломерата бейской свиты колеблется от 0,5 до 10—12 м.

Другим местом, где бейская свита трансгрессивно налегает на эффузивы быскарской серии, являются небольшие участки на северном и южном крыльях Копьевского купола, а также на юго-восточной оконечности Солгонского кряжа. Однако базальные конгломераты в основании бейской свиты там отсутствуют.

Известняки в бейской свите обычно темно-серые, массивные или толстоплитчатые, местами пелитоморфные и битуминозные. Часто встречаются органогенно-обломочные или водорослевые разности. Широко развито окремнение известняков. Доломиты тонкоплитчатые, мелкозернистые, макроскопически не отличимые от известняков. Более редки прослойки светло-серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, сильно известковистые. Мощность бейской свиты в среднем не превышает 200—250 м.

Одной из наиболее характерных черт бейской свиты является то, что почти везде на рассматриваемой территории в ее породах встречена обильная фауна брахиопод, мшанок, гастропод, остракод и кораллов верхнеживетского возраста. На территории листа из бейской свиты В. С. Мелещенко и др. [28] была обнаружена богатая фауна: брахиоподы — *Euryspirifer cheehiel* Kon., *Rhynchospirina lopatini* Stuck., *Athyris concentrica* Buch., *Avicula (Leptodesma) asa* V. Nal, кораллы — *Rugosa*, *Pterinea minusensis* Stuck. и многочисленные мшанки, остракоды и лингулы, типичные для бейского биостратиграфического горизонта. Фауна встречается большей частью в верхней половине свиты, где она группируется в несколько фаунистических горизонтов, хорошо прослеживающихся по простиранию. Характерно, что в северном и особенно в северо-западном направлении наблюдается резкое обеднение видового состава бейской фауны, так что, например, в районе с. Парная фауна в бейской свите редка. Наоборот, наиболее обильная фауна встречается в юго-восточной части территории листа, где выделяется до пяти фаунистически охарактеризованных горизонтов. Упомянутая выше фауна позволяет с большой достоверностью относить бейскую свиту к верхнеживетскому подъярису.

#### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (D<sub>3</sub>)

#### Франский ярус (D<sub>3</sub>fr)

Ойдановская свита (D<sub>3</sub>frod). На площади листа N—45—XII ойдановская свита распространена широко и приурочена главным образом к крыльям синклинальных структур. Как

правило, территория, сложенная породами свиты, совпадает с отрицательными формами рельефа. Признак этот является весьма характерным для ойдановской свиты и объясняется особенностями ее литологического состава.

Ойдановская свита образована красноцветными породами — косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами типично континентального происхождения, среди которых встречаются прослой пород серых, зеленоватых и желтоватых оттенков. Контакт с подстилающей бейской свитой согласный. Граница между ойдановской и бейской свитами проводится по резкой смене серых известняков красноцветными песчаниками и алевролитами.

В описываемом районе из-за плохой обнаженности свиты ее детальное изучение возможно лишь при помощи горных выработок, обычно же она исследуется по высыпкам и лишь частично по коренным обнажениям пород. Наиболее полный разрез ойдановской свиты удается наблюдать в междуречье рр. Черный и Белый Июс, в 6 км к северо-западу от с. Подзаплот. В этой части района наблюдается следующая последовательность пород снизу вверх:

1. На известняках бейской свиты без признаков размыва располагается пачка красноцветных песчаников и аргиллитов, переслаивающихся между собой. Наибольшая часть пачки сложена аргиллитами красно-бурыми, тонкослоистыми, образующими пласты, мощность которых превышает 25—30 м. Повсеместно среди аргиллитов встречаются прослойки в 2—3 см и стяжения гипса. Песчаники образуют прослой от 1 до 8 м мощности. Они представлены серыми, в низах пачки красно-бурыми косослоистыми среднезернистыми кварц-полевошпатовыми разностями с известняковым цементом. 72 м
  2. Пачка красно-бурых аргиллитов с редкими маломощными прослоями пепельно-серых алевролитов и розовато-бурых косослоистых полимиктовых песчаников 109 ..
  3. Пачка равномерно переслаивающихся красно-бурых и розовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В низах пачки редкие маломощные выклинивающиеся пропластки серо-зеленых известняковых гравелитов 172 ..
  4. Пачка тонкослоистых аргиллитов красно-бурых с маломощными прослоями серо-зеленых. В нижней части пачки встречаются подчиненные прослой светло-серых и красновато-серых среднезернистых косослоистых песчаников 90 ..
- Общая мощность ойдановской свиты в этом разрезе составляет 450 м.

К востоку от р. Белый Июс ойдановская свита обнажена недостаточно. Однако изучение разрозненных коренных обнажений показывает, что ее строение в этом районе мало отличается от описанного в районе с. Подзаплот.

Несколько отлично построена ойдановская свита в северной части территории листа — в районе озер Большого и Малого и, особенно в полосе между ст. Ужур и левобережьем р. Чулым. В этом направлении в составе свиты все большую роль начи-

нают играть песчаники, которые образуют 30—40-метровые пачки серых кварц-полевошпатовых средне- и крупнозернистых массивных, известковистых разностей. Особенно большое значение песчаники приобретают в районе с. Ужур, где они, судя по многочисленным высыпкам и обнажениям, составляют до 80% объема свиты.

Мощность ойдановской свиты колеблется от 450 до 600 м.

В рассматриваемом районе ойдановская свита фаунистически не охарактеризована, если не считать отпечатков щитков *Bothriolepis sibirica* Oвг., формы характерной для верхнего девона в целом. Поэтому отнесение свиты к франскому ярусу производится на основании ее стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными бейской и кохайской свитами, из которых последняя содержит фауну франского яруса, а также путем сопоставления с аналогичными отложениями Южно-Минусинской котловины, в которых, по данным Н. А. Белякова и В. С. Мелешенко [44], обнаружена фауна филлопод: *Asmussta murchisoniana* (Jones), *Trigonestheria tmanica* (Lutk.), *Trigonestheria kohajenses* Nov., *Asmusia vulgaris* (Lutk.). Эта фауна, по мнению Н. И. Новожилова, датирует франский возраст вмещающих пород.

Кохайская свита ( $D_3frkh$ ). В своем распространении тесно связана с ойдановской свитой. Обе свиты располагаются на крыльях синклиналиных структур, давая в силу своих литологических особенностей, своеобразные межквестовые понижения, которые оконтуривают Салбатскую, Черноозерскую, Устинкинскую и Марскую мульды.

Обнаженность свиты в целом очень плохая. По этой причине при описании строения кохайской свиты на территории листа N—45—XII приходится ограничиваться самой общей характеристикой.

Кохайская свита сложена главным образом пестроцветными аргиллитами и алевролитами с маломощными прослоями известняков и песчаников, благодаря чему она отличается от подстилающих и перекрывающих ее пород ойдановской и тубинской свит, с которыми она связана постепенными переходами. Поэтому ее нижняя и верхняя границы являются условными. Нижняя граница кохайской свиты проводится по характерному выдержанному по простиранию горизонту массивного желтовато-серого грубозернистого, гравелистого известковистого песчаника.

Среди пород кохайской свиты, формировавшихся в условиях солоноватоводных бассейнов, резко преобладают пестроокрашенные (желтовато-зеленые, зеленые и красные) аргиллиты, составляющие до 70—80% от всего разреза. Они слабо метаморфизованы, тонкослоистые и слагают как отдельные мощные пачки, так и тонкие прослой среди других пород. С песчаниками и известняками они связаны постепенным переходом.

Верхняя часть кохайской свиты вскрыта канавами в междуречье рр. Черный и Белый Июс, в 6 км к северо-западу от с. Подзаплот, где в основании квесты обнажаются серые и желтовато-серые песчаники средне- и крупнозернистые, полимиктовые, массивные, косослоистые, которые содержат пропластки палево-серых, пелитоморфных известняков и пестроцветных аргиллитов и алевролитов. Ниже по разрезу количество прослоев песчаников и их мощность резко уменьшаются и начинается монотонная толща пестроцветных тонкослоистых аргиллитов и алевролитов с маломощными редкими пропластками пелитоморфных известняков, известняковых гравелитов и серых мелкозернистых полимиктовых песчаников. Мощность кохайской свиты в этом разрезе достигает 500—550 м.

На остальной части территории листа N—45—XII кохайская свита в общем имеет сходное строение, хотя, возможно, что отдельные ее детали, отличные от описанного разреза, из-за плохой обнаженности пока не улавливаются исследователями. Мощность свиты не остается неизменной и, судя по геологическим разрезам, в восточной части района сокращается до 250—300 м.

На восточном берегу оз. Малого в горизонте серого органогенно-обломочного известняка, располагающегося в нижней части кохайской свиты А. А. Моссаковским и В. С. Суворовой (23) в 1953 г. были повторены старые сборы И. К. Баженова фауны панцирных рыб, среди которых, по определению Д. В. Обручева, присутствуют *Bothriolepis sibirica* Обр. и ряд других форм *Bothriolepis* до вида не определенных. Эти формы, как известно, определяют лишь верхнедевонский возраст в целом вмещающих пород, хотя в Минусинских котловинах чаще всего встречаются в франском ярусе.

На территории смежного с севера листа N—45—VI в бассейне р. Береш в породах кохайской свиты В. С. Мелешенко и Э. Н. Яновым [79], а также Э. А. Егановым были сделаны более обильные сборы фауны панцирных рыб (определение Д. В. Обручева): *Megistolepis klementzi* Обр., *Onychodus remotus* Обр., *Bothriolepis sibirica* Обр., *Dipterus* sp. и др., уже характерных для франского яруса, а также фауна филлопод: *Asmussia paravulgata* Novoj., *A. personalis* Novoj., *A. domračevi* Novoj., *Brachystheria ignatovichae* Novoj., *Sphaerestheria bereschensis* Novoj., *Pseudestheria klemenstana* Novoj., близких к филлоподам кохайской свиты Южно-Минусинской котловины.

Приведенная выше фауна панцирных рыб и филлопод позволяет относить кохайскую свиту к франскому ярусу верхнего девона.

#### Фаменский ярус (D<sub>3</sub>fm)

Тубинская свита (D<sub>3</sub>fm<sup>tb</sup>). Прекрасная обнаженность резко отличает тубинскую свиту от остальных свит верхнего

девона. Обычно породы тубинской свиты слагают высокие квесты, ограничивающие синклиналильные структуры района. Подобным образом она участвует в строении крыльев Солбатской, Черноозерской, Устинкинской, Кобяковской и Марской синклиналильных складок.

В рассматриваемом районе тубинская свита представлена континентальными красноцветными песчаниками, алевролитами, в меньшей степени аргиллитами, пятнисто-красными известняковыми гравелитами и известняковыми конгломератами. Прослойки порода зеленовато-серых и фиолетовых тонов более редки.

Нижняя граница свиты нечеткая, так как переход к нижележащей кохайской свите весьма постепенный. Граница между ними проводится по исчезновению пестроцветных алевролитов и аргиллитов, характерных для кохайской свиты.

Повсеместная обнаженность позволяет легко проследить изменение литологического состава и мощностей свиты, наблюдающихся в пределах описываемой территории. В юго-восточной части района большую часть разреза тубинской свиты составляют красноцветные алевролиты с редкими маломощными пропластками песчаников, аргиллитов, известняков и известняковых гравелитов. Так в разрезе по правому берегу р. Черный Июс против совхоза Устинкино тубинская свита, достигающая здесь 350 м мощности, сложена исключительно красноцветными алевролитами, среди которых выделяются более глинистые разновидности. Подобное строение тубинская свита сохраняет в разрезах у с. Кобяково, где ее мощность уменьшается до 250 м. Далее к востоку, на крыльях Марской мульды наблюдается, как это видно в разрезе у фермы Ключ, изменение строения свиты, за счет появления в ее составе многочисленных прослоев красно-бурых мелкозернистых кварцевых, кварц-полевошпатовых и полимиктовых песчаников, косослоистых, тонкоплитчатых. Мощность свиты в этом направлении увеличивается до 400—450 м.

В северном направлении наблюдается заметное изменение разреза свиты за счет появления в верхней части горизонтов пятнистых красно-буро-зеленоватых известняковых гравелитов и конгломератов (они могут рассматриваться как обломочные известняки конгломератового и гравелитового типа). Особенно характерным является пласт пестроокрашенного красно-зеленовато-бурого известнякового конгломерата, приуроченного к кровле свиты, который состоит из окатанных обломков серого или красно-бурого известняка, цементированного карбонатным или глинисто-карбонатным цементом. Размер обломков 5—8 см. Средняя мощность пласта известнякового конгломерата 2—5 м, но иногда достигает и 10 м (Красная Сопка). По простираанию известняковые конгломераты переходят в мелкозернистый известняк. Известняковые конгломераты прослеживаются почти повсеместно на крыльях Солбатской мульды, но особенно четко они выражены на южном и северном ее крыльях.



Мощность тубинской свиты в северном направлении сильно возрастает от 350 м на юго-восточном крыле Салбатской мульды (оз. Учум) до 600 м на северо-западном (оз. Большое).

На территории листа N—45—XII в породах тубинской свиты из органических остатков были найдены только щитки *Bolriolepis sibirica* O b r. Поэтому отнесение тубинской свиты к фаменскому ярусу верхнего девона проводится на основании ее стратиграфического положения и согласного залегания между кохайской свитой, охарактеризованной фауной франского яруса, и быстрианской свитой, в которой фауна имеет уже нижнекаменноугольный возраст. Кроме того, в Южно-Минусинской котловине в тубинской свите собрана верхнедевонская (по мнению А. Н. Криштофовича фаменская) флора *Archaeopteris Roemeri* (G ö r p.), *A. fimbriata* Nath., *Sphenopteridium Keilhauti* Nath. и др.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

#### НИЖНИЙ ОТДЕЛ (C<sub>1</sub>)

#### Турнейский ярус (C<sub>1t</sub>)

На территории листа присутствуют отложения только нижней отдела каменноугольной системы. Они представлены мощной толщей пестроокрашенных туфогенных пород, песчаников и известняков морского и лагунно-континентального генезиса, которая была впервые выделена Я. С. Эдельштейном [37] под названием минусинской свиты.

Принятое в настоящее время расчленение нижнекаменноугольных доугленосных отложений на свиты было произведено А. В. Тыжновым, стратиграфическая схема которого позднее была дополнена и исправлена в результате работ Н. А. Белякова, М. И. Грайзера, В. С. Мелещенко и др. При этом М. И. Грайзером [48] в составе нижнекаменноугольных отложений были выделены турнейский и визейский ярусы на основании сопоставления разрезов Минусинской котловины с фаунистически более охарактеризованным карбоном Кузнецкого бассейна. В дальнейшем выделение этих ярусов было подтверждено фауной, обнаруженной в нижнем карбоне в Чебаковско-Балахтинской и Назаровской котловинах.

В настоящей работе используется стратиграфическая схема доугленосных нижнекаменноугольных отложений по А. В. Тыжнову и М. И. Грайзеру, рекомендованная в 1956 г. Межведомственным совещанием по стратиграфии Сибири как унифицированная для межгорных впадин Алтае-Саянской складчатой области. В основу указанной схемы положено закономерное чередование различно окрашенных толщ, имеющих определенный литологический состав и содержащих иногда своеобразный комплекс

флоры и фауны, характерной обычно для всего нижнего карбона в целом, реже для его отдельных ярусов.

В описываемом районе присутствует лишь нижняя часть нижнекаменноугольных отложений: турнейский ярус, подразделяемый на быстрианскую, алтайскую и надалтайскую свиты и самые низы визейского яруса, представленные самохвальской свитой. Более верхние горизонты нижнего карбона, по-видимому, размыты.

Быстрианская свита (C<sub>1tbs</sub>). Среди нижнекаменноугольных отложений на рассматриваемой территории быстрианская свита пользуется, пожалуй, наиболее широким распространением. Она участвует в строении крыльев почти всех синклинальных структур. Литологический состав быстрианской свиты довольно пестрый. В ее строении принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, туфы и туффиты. Среди этих пород основное место занимают песчаники и туффиты, которые составляют от 50 до 70% разреза свиты. Известняки же и аргиллиты слагают маломощные подчиненные прослои.

Нижняя граница быстрианской свиты устанавливается четко по резкой смене красноцветных пород тубинской свиты серыми и желтовато-серыми песчаниками и известняками. В северной части Салбатской мульды, а также на южном крыле Устинкинской мульды в основании быстрианской свиты прослеживается характерный горизонт грубозернистых песчаников и гравелитов.

Нижняя половина быстрианской свиты хорошо обнажена на юго-восточном крыле Устинкинской мульды в районе с. Подзапот. Здесь выше красноцветных песчаников и алевролитов тубинской свиты, с которыми быстрианская свита связана постепенным переходом; наблюдается 180—200-метровая толща, сложенная чередующимися пачками песчаников, туффитов, алевролитов и аргиллитов.

Песчаники желтые, желтовато-серые и серые, грубо и крупнозернистые, полимиктовые, с плохой сортировкой обломочного материала, часто с примесью гравийных зерен, косослоистые, массивные. Мощность пачек песчаников колеблется от 16 до 50—60 м. В песчаниках наблюдаются прослои гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, особенно в нижней части свиты, имеющих внутриформационный характер. Галька хорошо окатана и состоит из кварца, известняка и обломков песчаников, скрепленных карбонатным цементом.

В нижней части разреза среди песчаников были встречены подчиненные прослои лилово-серых, красно-бурых и зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и туффитов. Мощность этих прослоев не превышает 10—15 м. Алевролиты отличаются от песчаников не только размером зерен, но и присутствием большого количества цемента, среди которого встречаются туфогенные, пепловые разности. Они часто косослоисты. Аргиллиты обычно тонкослоистые, местами листоватые. Туффиты внешне напоми-

нают окремнелые алевролиты и аргиллиты и отличаются от них только под микроскопом.

Верхняя часть свиты обнажается гораздо хуже. Судя по высыпкам пород, она также сложена желтовато-серыми и серыми песчаниками, туффитами и аргиллитами.

В восточной и северной части района среди пород быстрянской свиты большую роль начинают играть известняки и доломиты часто со стяжением хальцедона, которые располагаются как в нижней половине свиты (восточная часть Салбатской мульды), так и в верхней (Марская мульда). Мощность быстрянской свиты колеблется от 150 до 200 м.

В породах быстрянской свиты довольно часто встречаются остатки ископаемой флоры и фауны. В Чебаковско-Балахтинской котловине, по данным М. И. Грайзера [48], выделяются два фаунистических комплекса: изыкчульский, располагающийся в нижней части свиты, и верхний игрыйский, находящийся в ее кровле. Изыкчульский комплекс приурочен к тонкослоистым алевролитам, туффитам и содержит фауну рыб; *Acanthodes lopatini* Rohon., *Gyrolepidotus schmidtii* Rohon., *Ganolepis gracilis* Woodw. и др. формы. Вместе с рыбами здесь встречается флора: *Archaeopteris* cf. *intermedia* Rohon., *Pteridorachis* sp., *Aulocopteris* sp., *Asterocalamites* sp., *Sphenophyllum subtenerrimum* Nath., *Monesnetia Zalesskyi* Stock., *Knorrta* sp., *Lepidodendron* sp. и др., а также споры.

Изыкчульский комплекс прослежен М. И. Грайзером в восточной части Салбатской мульды, но встречен и в других частях описываемого района.

Игрыйский комплекс связан с песчаниками и алевролитами (частично туфогенными), в которых встречаются: остатки рыб — *Strepsodus siberianus* Chab., *Rhizodopsis savenkovi* Obg. и флора — *Lepidodendron wilkianum* Heeg., *Asterocalamites radtatus* Bronn., *Adiantites antiquus* Ett и др.

Игрыйский комплекс распространен главным образом на северо-востоке Чебаковско-Балахтинской котловины и на территории листа пока не прослежен.

Кроме указанной выше фауны и флоры, за пределами рассматриваемого листа в быстрянской свите были встречены: пеллециподы — *Avicula (Leptodesma)* cf. *arciforme* (Hall), *Amnigena catskillensis* Van., *Nordwestia socialis* (Eichw.), остракоды — *Carbonita* sp. и брахиоподы — *Schellwienella sibirica* Sokolovskija.

Комплекс фауны и флоры из быстрянской свиты имеет смешанный характер, поскольку в нем имеются как девонские, так и каменноугольные элементы. В связи с этим возраст быстрянской свиты в настоящее время дискутируется.

В. С. Мелешенко [16], ссылаясь на флору и споры, относит быстрянскую свиту к фаменскому ярусу верхнего девона. При этом он основывается на определениях А. Н. Криштофовича и

А. Р. Ананьева, которые считают, что флора быстрянской свиты характерна для верхнего девона, скорее всего для его верхов, и на данных С. Н. Наумовой, сопоставляющей спорово-пыльцевые комплексы быстрянской свиты с аналогичными комплексами из данково-лебединских слоев Русской платформы. Кроме этого В. С. Мелешенко, опираясь на пеллециподы, которые, по мнению Б. В. Наливкина, принадлежат к самым верхам верхнего девона.

М. И. Грайзер и Д. В. Обручев [48] отстаивают принадлежность быстрянской свиты к турнейскому ярусу нижнего карбона. Эта точка зрения основывается главным образом на характере фауны рыб изыкчульского и игрыйского горизонтов, которая имеет, по мнению Д. В. Обручева, типичный нижнекаменноугольный облик, а также остракод и брахиопод. Последние, по данным В. А. Назаровой и А. Н. Сокольской, являются нижнекаменноугольными. Кроме того, Г. П. Радченко, изучавший в последнее время флору быстрянской свиты, пришел к выводу, что в ней наряду с девонскими родами, появляются формы, характерные для нижнего карбона, количество которых вверх по разрезу свиты неуклонно возрастает.

Большинство геологов, в том числе и авторы настоящей объяснительной записки, придерживаются взглядов М. И. Грайзера и Д. В. Обручева, что нашло свое отражение в решениях межведомственного совещания по выработке унифицированных стратиграфических схем для Сибири, происходившего в 1956 г. в Ленинграде. Совещание постановило, что в настоящее время имеется больше оснований относить быстрянскую свиту к нижнему карбону, хотя вопрос этот без дальнейшего изучения фауны и флоры в ней содержащейся, окончательно решенным считаться не может.

Алтайская свита (С<sub>1</sub>tal). Породы алтайской свиты, так же как и быстрянской, слагают ядра многих синклинальных структур района. Алтайская свита сложена красно-бурными, реже желтоватыми туфами, туффитами, алевролитами и песчаниками. Исследования М. И. Грайзера и И. С. Боровской [48] показали, что среди туфогенных пород наиболее широко развиты крапчатые пепловые и окремнелые разности. Внешне эти породы очень напоминают алевролиты и мелкозернистые песчаники, но под микроскопом ясно видна их туфогенная природа. Песчаники мелкозернистые, косослоистые характеризуются резко полимиктовым составом с преобладанием обломков пород, при малом содержании кварц-полевошпатового цемента. Они часто массивны или косослоисты. Для пород алтайской свиты характерны процессы ожелезнения и обызвествления.

Благодаря своей окраске и отсутствию среди пород известняков, алтайская свита на большей части территории резко отличается от быстрянской и надалтайской свит, с которыми она залегает согласно. Лишь в пределах Салбатской мульды выде-

ление алтайской свиты вызывает некоторые затруднения, так как она здесь представлена в основном туфами и туффитами желтых оттенков, а не красных, как обычно, и содержит маломощные прослой бурых известняков.

Мощность алтайской свиты колеблется от 130 м в Черноозерской мульде, до 50—60 м в Марской мульде.

Каких-либо органических остатков в алтайской свите не обнаружено. Отнесение ее к турнейскому ярусу обосновывается ее положением между фаунистически охарактеризованными быстринской и надалтайской свитами.

Надалтайская свита ( $C_1nd$ ) развита в пределах Салбатской, Черноозерской и Устинкинской мульды. Она сложена серыми, темно-серыми, желтовато-серыми и зеленоватыми туфами, туффитами, известняками и песчаниками. Наличие известняков и желтовато-серой окраски пород являются характерными чертами, отличающими надалтайскую свиту от ниже- и выше-лежащих алтайской и самохвальской свит.

Лучше других мест надалтайская свита обнажена в Черноозерской мульде, где она представлена толщиной темно-серых, зеленовато-серых известняков (220—230 м), среди которых встречаются подчиненные прослой красно-бурых туфов и темно-серых песчаников. Известняки плотные, кремнестые, массивные, реже тонкоплитчатые, с прожилками красного халцедона. В известняках содержится много пеплового материала. Цвет известняков самый разнообразный от темно-серого, почти черного, до розовато-бурого и кремневого.

Туфы и туффиты красно-бурые, реже зеленовато-серые, представлены кремневыми, окварцованными и хлоритизированными пепловыми разностями, мало отличающимися от аналогичных пород алтайской и самохвальской свит. Они образуют прослой по 15—20 м мощности.

Песчаники серые, темно-серые, плотные мелко- и крупнозернистые, кварц-полевошпатовые с примесью обломков пород, плитчатые, известковистые. Мощность песчаных пластов 5—10 м.

Отличное строение имеет надалтайская свита в Устинкинской и Салбатской мульдах, где она представлена, судя по высыпкам и редким обнажениям пород, главным образом, зеленовато-серыми, серыми и желтовато-серыми песчаниками, туфами, туффитами и известняками. Количество последних в этих разрезах несравненно меньше, чем в разрезах надалтайской свиты Черноозерской мульды. В Устинкинской мульде в песчаниках надалтайской свиты М. И. Грайзером были собраны растительные остатки, определенные А. Н. Криштофовичем как *Leptodendron* sp., *Knorria* sp.

По данным М. И. Грайзера [48], в известняках надалтайской свиты в северо-восточной части Чебаковско-Балахтинской котловины была обнаружена фауна: брахиопод — *Shellwinella* sp., *Schuchertella* sp. и остракод — *Tulenia* sp., *T. minuskenensis*

*Tschig.*, *Carbonita* sp. nov., *Lichwintinae* sp., *Paraporchites* sp. и др. По мнению В. А. Назаровой, определявшей этих остракод, их родовой состав указывает на турнейский возраст вмещающих отложений.

### Визейский ярус ( $C_{1v}$ )

Самохвальская свита ( $C_{1vsm}$ ). Отложения, относимые в рассматриваемом районе к самохвальской свите, сохранились только в центральных частях Салбатской и Черноозерской мульды, где эта свита согласно залегает на надалтайской свите. Лучше всего они обнажены в пределах Черноозерской мульды к западу и к югу от оз. Черного.

Самохвальская свита здесь представлена зелеными, зеленовато-серыми, коричневатосерыми туфами, туффитами, косослоистыми средне- и крупнозернистыми песчаниками. Среди этих пород встречаются прослой известняков мощностью 0,2—3,0 м, которые в виде грибов прослеживаются на значительных расстояниях. Кроме того встречены зеленовато-серые гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты, по одному из прослоев которых проводится нижняя граница свиты. Туфы и туффиты составляют более 60—70% от объема самохвальской свиты. Характеризуются они пепловой структурой, нередко бывают хлоритизированы и кремневыми. Песчаники полимиктовые, содержат значительное количество туфогенного материала, как в составе обломков, так и в цементе. Часто песчаники кремневыми. Известняки темно-серого или зеленовато-серого цвета, пелитоморфные, с значительной примесью пеплового материала.

Одним из характерных признаков самохвальской свиты является наличие многочисленных растительных остатков. Видимая неполная мощность самохвальской свиты в пределах Черноозерской мульды достигает 150—200 м.

Сходное строение описываемая свита имеет в центральной части Салбатской мульды, где она обнажена несравненно хуже, чем в Черноозерской мульде. Отдельные высыпки пород показывают, что и здесь она сложена преимущественно зеленоцветными породами — туффитами, туфогенными песчаниками, реже известняками. Видимая мощность ее здесь достигает 200—250 м.

По данным М. И. Грайзера [60], в Чебаковско-Балахтинской котловине в желтовато-зеленых песчаниках самохвальской свиты обнаружены обильные остатки нижнекаменноугольной флоры: *Filicites ogurensis* Schmal., *Leptodendron Velthelmianum* Sternb., *Cyclostigma kiltorkense* Hought., *Knorria imbricata* Sternb., *Angarodendron* cf. *Obrutschevi* Z al., *Bothrodendron* sp., *Stigmara* sp., *Sigillaria* sp., *Pteridorrhachis* sp. и др.

Наличие среди них формы *Angarodendron* cf. *Obrutschevi* позволяет М. И. Грайзеру относить самохвальскую свиту к визейскому ярусу.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на территории листа N—45—XII развиты почти повсеместно, однако они не достигают нигде, кроме долины крупных рек, значительной мощности, поэтому на геологической карте показаны только верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения крупных рек.

Среди четвертичных отложений выделяется ряд генетических комплексов (аллювиальный, делювиально-элювиальный и озерный), относящихся к среднему, верхнему и современному отделам четвертичной системы, причем, средний отдел выделяется условно.

Фаунистически охарактеризованы только верхнечетвертичные отложения второй надпойменной террасы, а возраст остальных рыхлых осадков определяется по соотношению с этими отложениями.

### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ (Q<sub>2</sub>)

По-видимому к отложениям среднего отдела четвертичной системы относятся аллювиальные отложения древней долины р. Черный Июс и III надпойменной террасы рек системы р. Чулыма. Эти отложения на геологической карте не показаны.

#### Аллювиальные отложения древней долины р. Черный Июс

Древняя долина р. Черный Июс протягивается с юга на север от оз. Ошколь до с. Подкамень и далее от Сульфатного завода через оз. Учум до ст. Ужур. Ширина ее колеблется от 1 до 3 км. Выполнена она галечниками, песками и глинами общей мощностью до 40 м.

В районе между оз. Ошколь и с. Подкамень было пройдено три ряда скважин, которые вскрыли аллювиальные отложения мощностью более 10 м, представленные в основном галечниками, в верхней части иногда замещающимися песками с линзами темных глин.

В районе ст. Ужур глубоким колодезем, описанным М. М. Груниным и К. В. Ивановым [50], было вскрыто 40 м аллювиальных отложений, представленных в основном коричневыми плотными глинами, которые вниз по разрезу становятся все более песчаными и, наконец, сменяются песком с галькой.

Возраст этих отложений определяется весьма условно. Древняя долина располагается в основании верхнечетвертичной II надпойменной террасы и поэтому возраст ее определяется как среднечетвертичный. Взаимоотношения ее с III надпойменной террасой не выяснены, возможно они одновозрастны. Отложения древней долины р. Черного Июса на карте не показаны, так как коренные породы в пределах ее обнажаются во многих местах.

## Аллювиальные отложения III надпойменной террасы

III надпойменная терраса сохранилась на небольших участках в долинах рр. Черного и Белого Июсов. Терраса покольная, довольно сильно размытая, в связи с чем аллювиальные отложения, представленные полимиктовыми песками с мелкой галькой, сохранились лишь на небольших участках. Эти отложения часто перемыты и смешаны с делювием. Мощность их в рассматриваемом районе не превышает 2—3 м, и поэтому они не показаны на геологической карте.

Возраст отложений III террасы условно определяется как верхи среднего отдела, так как отложения II террасы по фауне относятся к низам верхнего отдела [6].

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (Q<sub>3</sub>)

К верхнему отделу относятся отложения II и I надпойменных террас бассейна р. Чулым.

#### Аллювиальные отложения II надпойменной террасы

Вторая надпойменная аккумулятивная терраса сохранилась в виде отдельных участков почти на всем протяжении крупных рек района. Она сложена в основном косослоистыми крупно- и среднезернистыми песками с линзами гравия и галечников. Наблюдается постепенное погружение материала при движении с востока на запад. Мощность этих отложений достигает 25 м.

Возраст II террасы определяется тем, что в районе с. Арапкаево несколько восточнее описываемого района во II террасе р. Чулыма было найдено три зуба *Elephas primigenius*, определенные В. И. Громовым. Кроме того во II террасе р. Енисей, которая прослеживается от Енисея по р. Чулыму до описываемого района, у с. Батени найдены следы палеолитических стоянок и фауна — *Elephas primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Cervus* ex gr. *claphus*, *Cants lupus* и др., приведенные в работе В. И. Громова [6] и датирующие вмещающие отложения как низы верхнего отдела четвертичной системы.

#### Аллювиальные отложения I надпойменной террасы

Первая терраса прослеживается на всем протяжении наиболее крупных рек района. Терраса аккумулятивная, сложена в основном песками и суглинками, часто с линзами глин и галечниками в основании, мощностью 15—20 м. Возраст аллювиальных отложений I террасы определяется по сопоставлению со II террасой как верхи верхнего отдела четвертичной системы.

### СОВРЕМЕННЫЙ ОТДЕЛ (Q<sub>4</sub>)

Отложения этого возраста слагают пойменные террасы рек и выполняют озерные впадины.

## Аллювиальные отложения поймы

Пойменные образования широко развиты в описываемом районе, местами покрывая обширные пространства. В западной части района они представлены в основном галечниками, часто крупными с прослоями и линзами песка. В восточной части района материал значительно более мелкий, галечники слагают лишь основания пойменных террас, а выше они сменяются песками и суглинками с прослоями глин. Мощность их местами больше 10 м. В более мелких реках и ручьях аллювий, слагающий пойму, представлен щебенкой, песками, суглинками, илами и торфами мощностью не более 1—2 м.

Отложения поймы относятся к современному отделу четвертичной системы, так как образование пойменных осадков происходит в настоящее время и в то же время пойма врезана в верхне-четвертичные I и II надпойменные террасы.

## Отложения озер и болот

На территории листа эти отложения имеют небольшое распространение. Они представлены темными глинами и илами небольшой мощности (1—5 м). О современном возрасте этих отложений возможно говорить более или менее уверенно, поскольку они в ряде мест сливаются с поймой р. Черного Ююса.

## ВЕРХНИЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ (Q<sub>3+4</sub>)

К нерасчлененным верхнему и современному отделам относятся, по-видимому, элювиально-делювиальные образования, широко распространенные в рассматриваемом районе. Представлены они бурыми суглинками и щебенкой небольшой мощности. Эти породы образуются и сейчас, но нижняя возрастная граница их неясна. Скорее всего аналогичные образования, возникшие ранее среднечетвертичной эпохи, были смыты ледниковыми водами, стекавшими с ледников центральных частей Кузнецкого Алатау. Поэтому элювиально-делювиальные отложения условно относятся к верхнему и современному отделу четвертичной системы. Мощность этих отложений обычно не превышает 1—2 м. На геологической карте они не показаны.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования на территории листа развиты очень широко. По возрасту выделяются три интрузивных комплекса:

1. Додевонские гранитоиды, относимые к тыгертшскому комплексу, образующие крупный Саралинский массив.
2. Нижне-среднедевонский комплекс мелких гипабиссальных тел щелочных сиенитов и сиенит-порфиоров.
3. Верхнепалеозойский или триасовый комплекс некков и даек палеобазальтов.

## ДОДЕВОНСКИЙ (ТЫГЕРТЫШСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (T<sub>2aD</sub>)

Додевонские гранитоиды на рассматриваемой территории слагают крупный Саралинский массив, расположенный в западной части района по склону Кузнецкого Алатау. Они прорывают кембрийские карбонатные и эффузивно-осадочные образования. Батолит сложен лейкократовыми гранитами и адаметеллитами, биотитовыми и роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, сиенитами и монцититами, роговообманковыми и пироксеновыми сиенитами, диоритами и габбро. Все эти породы связаны между собой постепенными переходами и, за исключением лейкократовых гранитов, обычно отличаются ненормальным петрографическим составом и структурой, указывающим на ассимиляцию магмой вмещающих пород из которой они образовались. При картировании удалось выделить в этом комплексе (по классификации В. С. Коптева-Дворникова) главную интрузивную фацию, представленную лейкократовыми и порфиоровидными гранитами и две фации эндоконтакта, сложенные гибридными породами. Две последние фации различаются по степени гибридизации, т. е. по преобладающему составу слагающих их пород, их структурным особенностям и положению внутри массива.

Лейкократовые граниты. Главная интрузивная фация, развитая в центральной части массива, представлена в большей своей части (80%) лейкократовыми порфиоровидными гранитами и в меньшей адаметеллитами.

Лейкократовые граниты макроскопически представляют собой крупно- и среднезернистые породы грязно-розового цвета с хорошо видимыми зернами молочно-белого кварца и мелкими листочками биотита. Часто граниты порфиоровидные, что обусловлено присутствием крупных кристаллов калиевого полевого шпата, выделяющихся на фоне более мелких кристаллов полевого шпата и кварца. Под микроскопом видно, что они состоят в основном из калиевого полевого шпата (50—70%), плагиоклаза (от альбита до олигоклаза—10—20%), кварца (15—25%) и биотита (до 5%).

Структура лейкократовых гранитов чаще всего гранитовая, причем породы обычно в большей или меньшей степени катаклазированы, на что указывает наличие мелких зерен кварца и плагиоклаза, заполняющих промежутки между более крупными кристаллами кварца, микроклина и плагиоклаза. В породах, где это явление наиболее сильно развито, структура приближается к псевдопорфиоровой и возникает текстура, приближающаяся к сланцеватой.

Кроме лейкократовых гранитов встречаются разности более богатые плагиоклазом, составляющим 30—40%, а иногда и 50—60% от общей массы породы и тогда они соответствуют по своему составу адаметеллитам. Изредка количество плагиоклаза в породе поднимается до 70—80%, а микроклин почти пол-

ностью исчезает. Эти породы по своему петрографическому составу соответствуют гранодиоритам. Макроскопически породы, содержащие повышенное количество плагиоклаза, характеризуются белесыми окрасками. Тесно связаны с лейкократовыми гранитами биотитовые граниты и адамеллиты, слагающие отдельные небольшие участки в поле лейкократовых гранитов, ближе к периферической части массива. Биотитовые граниты и адамеллиты характеризуются постоянством петрографического состава.

Главная интрузивная фация со всех сторон окружена фациями эндоконтакта, причем к главной интрузивной фации примыкает внутренняя (первая) фация эндоконтакта, сложенная роговообманковыми и биотитовыми граносиенитами, гранодиоритами, сиенитами и монцонитами. Вблизи контакта массива с вмещающими породами выделяется внешняя (вторая) фация эндоконтакта, сложенная диоритами и габбро.

Биотитовые и роговообманковые гранодиориты, граносиениты, монцониты и сиениты. Первая фация эндоконтакта состоящая в основном, из роговообманковых и биотитовых граносиенитов и гранодиоритов, занимают около 70% всей площади распространения этой фации. Внутри поля развития этой фации наблюдается некоторая последовательность в размещении различных пород. В общем случае к главной интрузивной фации примыкают граносиениты и сиениты, а гранодиориты и диориты располагаются ближе к краям массива. Однако эта последовательность выражена нечетко и часто нарушается.

Граносиениты в этой фации встречаются роговообманковые и биотитовые. Макроскопически они представляют собой серо-розовые породы, обычно с хорошо видимой ориентировкой темноцветных компонентов. Кроме того темноцветные минералы часто размещены в породе неравномерно, в результате чего наблюдается чередование светлых и темных разностей породы. Под микроскопом видно, что они состоят из микроклина (50—70%), олигоклаза (20—30%), кварца (5—15%), биотита и в роговообманковых граносиенитах, кроме того, присутствует роговая обманка, часто в виде крупных кристаллов.

Структура породы чаще всего приближается к псевдопорфировой, на что указывает наличие мелких кристаллов кварца и полевого шпата между более крупными кристаллами. Реже встречается типичная гранитная структура. Текстура пород обычно сланцеватая, но часто встречается и массивная. Ближе к этим гранитам примыкают сиениты роговообманковые и биотитовые, причем наблюдается постепенный переход от гранитов через граносиениты к сиенитам (например, по правобережью р. Черный Июс выше устья р. Саралы). Сиениты тяготеют к более периферическим частям массива, чем граниты. Кроме

того они слагают отдельные участки в пределах полей развития граносиенитов.

От гранитов они отличаются отсутствием кварца или присутствием его в небольшом количестве. Темноцветных минералов в них больше, чем в гранитах. Структура пород гранитная или монцонитовая, часто приближающаяся к псевдопорфировой.

Роговообманковые и биотитовые граниты связаны постепенными переходами с роговообманковыми и биотитовыми гранодиоритами, от которых они отличаются присутствием большего количества плагиоклаза (50—70%) и несколько большего количества темноцветных. Структура породы остается гранитовой, часто приближаясь к псевдопорфировой. Ориентировка темноцветных в них ярко выражена.

Кроме указанных пород в этой фации довольно большое место занимают роговообманковые и биотитовые монцониты. Они, как и гранодиориты, тяготеют к периферическим частям массива. Монцониты связаны постепенными переходами как с сиенитами, так и с гранодиоритами. Они характеризуются присутствием плагиоклаза (60—70%) и микроклина (10—20%). Часто присутствует кварц в небольшом количестве. Темноцветные представлены или одним биотитом или значительно чаще роговой обманкой и биотитом. Структура породы монцонитовая, часто приближающаяся к псевдопорфировой. Ориентировка темноцветных выражена четко.

Иногда среди полей роговообманковых сиенитов и монцонитов, слагая небольшие участки, располагаются пироксеновые сиениты и монцониты. Они приурочены к южной части массива и располагаются в основном вблизи контактов с вмещающими известняками. От роговообманковых сиенитов и монцонитов они отличаются присутствием, наряду с роговой обманкой и биотитом, пироксена, представленного авгитом или диопсидом. Пироксен, обычно, почти нацело уралитизирован. Аналогичные породы в небольшом количестве встречаются на участках развития второй фации эндоконтакта.

Роговообманковые и пироксеновые диориты, кварцевые диориты, монцониты, габбро. Вторая фация эндоконтакта, сложенная роговообманковыми и пироксеновыми диоритами и габбро, характеризуется большим разнообразием состава и структур. Эта фация располагается в непосредственной близости к контакту массива с вмещающими породами полосой шириной от нескольких метров до 1—5 км.

Наиболее широко развиты здесь роговообманковые диориты. Они характеризуются серыми и зеленовато-серыми цветами, большим непостоянством состава и зернистости. Под микроскопом видно, что порода состоит на 60—75% из плагиоклаза. Состав его колеблется от основного олигоклаза до андезина. В большинстве случаев он сильно серицитизирован. Роговая обманка занимает 20—30% от общей массы породы, а иногда и

более. Кроме того, изредка встречается небольшое количество сильно уралитизированного пироксена (пироксеновые диориты).

Породы, приближающиеся по своему составу к габбро, встречаются значительно реже и лишь в непосредственной близости к контакту массива. Они отличаются от диоритов структурой и присутствием большого количества темноцветных (20—30%) — роговой обманки и пироксена и более основным плагиоклазом. Для всех пород рассматриваемой серии характерна четкая ориентировка темноцветных.

В краевых частях интрузии наиболее широко развита жильная серия, так что в некоторых случаях, например, в районе нижнего течения р. Юзик, жильных гранит-аплитов и др. становится больше, чем вмещающих пород.

Из всего вышесказанного видно, что массив додевонских (нижнепалеозойских) гранитоидов сложен весьма разнообразными породами. Это, по-видимому, следует объяснять широким развитием в этом массиве явлений гибридизации, на что указывает резкое непостоянство петрографического состава и структур пород, слагающих массив, и наличие ненормальных разностей, например, пироксеновых гранодиоритов, сильно обогащенных темноцветными гранодиоритами и граносиенитами. Так как разнообразные породы этого массива связаны между собой постепенными переходами, и резкой границы между петрографическими разностями никем не наблюдалось, то все разности внутри интрузии, следует считать одновозрастными.

Широкое развитие явлений гибридизации в этом массиве следует, вероятно, объяснять относительно неглубоким эрозионным срезом, на что указывает наличие большого количества провесов кровли и ксенолитов, отмеченных даже в центральных частях Саралинского массива.

Контактовый метаморфизм под воздействием додевонских гранитоидов широко сказался на составе вмещающих кембрийских пород. Известняковая толща белокаменной серии во многих частях мраморизована на расстояние нескольких километров от интрузии, эффузивно-осадочные образования канымской и тайдонской свит местами превращены на большом протяжении в толщи амфиболитов, инъекционных гнейсов и кристаллических сланцев.

В непосредственной близости к контактам наблюдается некоторое ороговикование эффузивно-осадочных образований канымской и тайдонской свит и развитие скарнов по известнякам белокаменной серии. Наиболее крупные зоны скарнов (см. геологическую карту) расположены в районе левобережья р. Саралы в 4 км выше устья р. Юзик, в районе восточной окраины улуса Сарала и далее на 3 км к северу вдоль тракта Копьево-Главстан, а также в районе кладбища у с. Агаскыр. Скарны массивные, светлые, зеленовато-серые, диопсид-эпидотовые. Часто в них присутствует бурый андрадит, сфен, актинолит,

воластонит и скаполит. В скарнах наблюдается рудопоявление шеелита.

Жильная серия, связанная с нижнепалеозойскими гранодиоритами, развита очень широко как во вмещающих породах, так и внутри массива, причем внутри массива она приурочена к его краевым частям, т. е., главным образом к полю развития диоритов и габбро. Реже жилы встречаются в поле развития граносиенитов и гранодиоритов, а в лейкократовых гранитах наблюдаются лишь одиночные жилы. Кроме того, следует отметить, что жильная серия образует отдельные узлы, где жилы очень многочисленны. Такие узлы наблюдаются в районе верховьев р. Тяжин, на левобережье нижнего течения р. Юзик, на левобережье р. Черный Июс между улусом Сарала и с. Балахчин и в районе к северо-востоку от с. Агаскыр. Условия обнаженности района не позволяют с достаточной точностью и полнотой нанести на карту жильную серию и поэтому она на геологической карте не показана.

Жильные дериваты Саралинского массива представлены гранит-аплитами, сиенит-аплитами, гранит-порфирами, сиенит-порфирами, лампрофирами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами.

Гранит-аплиты, сиенит-аплиты, гранит-порфиры и сиенит-порфиры образуют дайки северо-восточного, реже северо-западного простираний с крутыми углами падения. Изредка они дают небольшие штоки. Мощности даек колеблются в широких пределах — от нескольких сантиметров до 20 м. Дайки протягиваются иногда на несколько сотен метров. С последними пространственно тесно связаны жилы пегматитов и кварц-полевошпатовые жилы. Пегматиты дают хорошо выраженные по простиранию тела мощностью до 3—5 м и протяженностью до нескольких сотен метров. Они обладают письменной структурой. Кварц-полевошпатовые (микроклин-кварцевые и реже альбит-кварцевые) жилы имеют довольно неправильные очертания и плохо выдержаны по простиранию. Они состоят из крупных кристаллов (до 5 см) кварца и полевого шпата.

Более поздним является образование лампрофировых жил, которые секут жилы пегматитов и аплитов. Они представлены небольшим количеством маломощных даек диорит-порфиритов и габбро-порфиритов.

Наиболее молодыми являются кварцевые жилы. Они образуют прожилки в несколько сантиметров мощностью и до жил мощностью 1—1,5 м и протяженностью 100 м и более. Эти жилы приурочены к определенным участкам. Наиболее крупными участками являются район оз. Ошколь, район улуса Сарала, район Агаскыра и район нижнего течения р. Саралы по правому берегу. С кварцевыми жилами связаны молибденит, шеслит, пирит, халькопирит, галенит и очень небольшое количество золота. Кроме того, с нижнепалеозойскими гранитоидами связаны

контактные месторождения магнетита с халькопиритом и скарновые месторождения шеелита.

Возраст рассматриваемого интрузивного комплекса датируется приблизительно. Нижний возрастной предел определяется по гранитоидам, которые прорывают нижне- и среднекембрийские образования; верхний — налеганием на гранитоиды нижне- и среднедевонских эффузивных образований быскарской серии. Поэтому возраст рассмотренного выше интрузивного комплекса определяется как нижнепалеозойский (додевонский).

А. Л. Додин, основываясь на петрографическом составе и особенностях металлогении, относит Саралинский массив к тыгертышскому интрузивному комплексу, внедрение которого им связывается с одной из фаз складчатости, имевшей место в силурийский период.

#### **НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ И СИЕНИТ-ПОРФИРОВ ( $\epsilon D_{1-2}$ )**

Нижне-среднедевонские щелочные сиениты и сиенит-порфиры слагают мелкие гипабиссальные интрузии и дайки. На геологической карте показаны лишь интрузии, так как дайки очень многочисленны, но маломощны и явно разновозрастны. Кроме того, в связи с плохой обнаженностью в поле развития быскарской серии их трудно отличить от эффузивов, подводящими каналами которых они частично являются.

Часть гипабиссальных интрузий сиенит-порфиров и сиенитов располагается в поле развития нижнепалеозойских образований, а другая часть приурочена к области развития быскарской серии Копьевского купола. Они имеют в плане овальную форму и размеры 1—3 км в поперечнике.

Рассматриваемый интрузивный комплекс слагается весьма разнообразными породами. Общим для этого комплекса является резко повышенное содержание щелочей, особенно натрия, и характерный кирпично-красный цвет, связанный с пигментированием полевых шпатов гематитом.

Большая часть массивов сложена щелочными сиенит-порфирами: три массива в Копьевском куполе к востоку от железной дороги, массив в верховьях р. Каменистое Печище, массив к юго-западу от улуса Сарала и массив на водоразделе руч. Сухая Сабула и руч. Чесноков. Сиенит-порфиры представлены кирпично-красными породами с порфировыми вкраплениями пертита и альбит-олигоклаза вытянутой формы до 1 см. Под микроскопом видно, что основная масса имеет гранофировую или трахитовую структуру и состоит из ортоклаза, альбита иногда кварца. Темноцветные представлены небольшим количеством хлоритизированного биотита. Кроме сиенит-порфиров в районе встречаются нефелиновые сиениты (массив в бассейне р. Ничкюрюп и два массива к юго-западу от ст. Копьево), щелочные сиениты (небольшой массив на берегу р. Черный Июс) и квар-

цевые щелочные сиениты (северный массив к юго-западу от улуса Сарала). Щелочные сиениты состоят из пертита, альбит-олигоклаза, зеленого эгирина, иногда щелочного амфибола (арфведсонит?) и биотита. В нефелиновых сиенитах присутствует до 50—70% нефелина, в кварцевых щелочных сиенитах — кварц (5—10%).

Возраст вышеописанных интрузий определяется довольно точно, так как они прорывают нижне-среднедевонские эффузивные образования быскарской свиты и породы их слагающие содержатся в гальке толтаковской свиты живетского яруса. Кроме того, судя по сходству состава этих интрузий и эффузивов нижнего и среднего девона, можно с уверенностью сказать, что они связаны с единым магматическим очагом. Отсюда возраст щелочных интрузий определяется как нижне-среднедевонский.

#### **ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ-ТРИАСОВЫЙ КОМПЛЕКС ДАЕК И НЕККИ ПАЛЕОБАЗАЛЬТОВ ( $\beta Pz_3-T$ )**

Дайки и некки палеобазальтов развиты довольно широко на территории Чебаковско-Балахтинской котловины. В областях развития нижнепалеозойских и нижне-среднедевонских образований их невозможно отличить от более древних диабазов и поэтому они на геологической карте не показаны. В областях развития среднедевонских — каменноугольных образований они хорошо выделяются. На описываемой территории дайки встречаются в виде отдельных зон (в районе оз. Учум, в районе с. Ключиков и к северу от оз. Черного). Дайки протягиваются на несколько километров при мощности 1—6 м. Простирание даек восток-северо-восточное или широтное. Кроме даек на описываемой территории выделено три некки: в районе оз. Учум, в районе с. Ключиков и на горе с отметкой 643 в юго-восточной части планшета. Некки имеют круглую или овальную форму 50—300 м в диаметре.

Дайки и некки сложены черными или зеленовато-черными мелко- и среднезернистыми оливковыми палеобазальтами. В некках иногда встречается эруптивная брекчия.

Возраст этих палеобазальтов определяется тем, что они прорывают отложения нижнего карбона и находятся в гальке юрских конгломератов, вскрытых скважиной в районе оз. Белого. Взаимоотношения этих даек со средним и верхним карбоном не выяснены. Таким образом, возраст палеобазальтов определяется в широких пределах — от верхнего палеозоя до триаса.

#### **ТЕКТОНИКА**

Территория описываемого листа захватывает смежные части двух крупных геотектонических элементов Алтае-Саянской складчатой области — Кузнецкого Алатау и Чебаковско-Балахтинской



(Северо-Минусинской) межгорной впадины, одной из нескольких впадин, известных ранее в литературе под названием Минусинской котловины.

Кузнецкий Алатау представляет собой часть сложного складчатого сооружения каледонского возраста, которая в настоящее время в результате позднейших тектонических движений образует крупное поднятие, орографически выраженное в виде горной страны.

В его пределах развиты отложения нижнего палеозоя геосинклинального типа, которые сильно метаморфизованы и смяты в крутые, порой запрокинутые линейные складки, сохраняющие свое простирание на большом протяжении. Они разбиты многочисленными сбросами, взбросами и сдвигами, прорваны крупными батолитами, что маскирует складчатую структуру и затрудняет ее расшифровку.

Нижнепалеозойские отложения и интрузивные породы образуют нижний структурный этаж описываемой области.

Чебаковско-Балахтинская межгорная впадина является структурой наложенного типа, возникшей в герцинское время, благодаря опусканию по разломам одного из участков каледонского складчатого сооружения, к этому моменту уже консолидированного. Она выполнена слабо метаморфизованными вулканогенными, континентальными, континентально-лагунными, реже морскими отложениями девонского и каменноугольного возраста, которые смяты часто в взаимно перпендикулярно ориентированные складки, представленные коробчатыми брахисинклиналями и антиклиналями, мульдами и куполами. Количество дизъюнктивных нарушений в Чебаковско-Балахтинской впадине меньше, чем в пределах Кузнецкого Алатау.

Девонские и каменноугольные отложения слагают верхний структурный этаж, который развит преимущественно в Чебаковско-Балахтинской впадине.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

На территории листа находится небольшая часть восточного склона Кузнецкого Алатау, который образует выступ нижнепалеозойских пород, резко вдающийся с запада в Чебаковско-Балахтинскую впадину. С северо-востока и юга он ограничен сложной системой разломов или флексур, по которым впадина сопрягается с Кузнецким Алатау. Кроме того, в пределах самого выступа, в дальнейшем именуемого нами Саралинским выступом, наблюдается целый ряд разломов широтного, меридионального, северо-восточного и северо-западного простираний, которые разбивают его на несколько блоков, различно приподнятых и сдвинутых относительно друг друга. Среди нижнепалеозойских образований, слагающих Саралинский выступ, большое место

занимает интрузия гранитондов. Наличие в последних ксенолитов вмещающих пород и сохранившихся участков кровли, условно позволяет выделить здесь каледонскую складчатую структуру.

В пределах Саралинского выступа Кузнецкого Алатау отмечаются три крупных, в общем параллельных, каледонских складчатых структуры: Саралинская и Берешьская синклинали и разделяющая их Тяжинская антиклиналь. Эти структуры хорошо читаются на геологической карте, так как в центральных частях синклиналей развиты отложения среднего кембрия, а на крыльях и в ядре антиклинали — нижнего кембрия. Все структуры линейно вытянуты и имеют северо-восточное, близкое к меридиональному, простирание. Характерным для них является наклон складок, а местами некоторая их запрокинутость на восток-юго-восток, т. е. в сторону котловин.

Кроме каледонских складчатых структур, в пределах Саралинского выступа имеются две небольшие наложенные структуры герцинского времени: Агаскырская и Сабулинская мульды, сложенные породами верхнего структурного этажа (см. схему).

#### КАЛЕДОНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Саралинская синклиналь представляет собой сложно построенную линейно вытянутую структуру. Лучше всего она выражена в юго-западной части Саралинского выступа, в междуречье Саралы и Черного Июса. Здесь прослеживаются оба крыла синклинали, которые простираются в северо-восточном направлении. Ширина Саралинской синклинали в этом районе превышает 12 км. Крылья сложены канымской свитой, а центральная часть — тайдонской свитой среднего кембрия. Западное крыло падает на восток под углом 60—70°. Восточное крыло к западу от долины р. Черный Июс имеет очень крутое, часто вертикальное падение. Это, по-видимому, связано с крупным разломом, проходящим под долиной р. Черный Июс. Слой как на крыльях, так и в центральной части, сохранили северо-восточное простирание и нередко падают в разные стороны, образуя крутые мелкие складки. Наиболее крупные из них наблюдаются в осевой части синклинали, где прослежена узкая антиклинальная складка, в ядре которой обнажаются породы канымской свиты. Эта антиклиналь разбивает Саралинскую синклиналь на две синклинальные складки второго порядка, сложенные эффузивами тайдонской свиты.

По долине р. Саралы Саралинская синклиналь обрезана крупным разломом, типа сдвига, по которому северная часть Саралинского выступа оказалась сдвинутой на 3—4 км на восток, по сравнению с южной. Соответственно сместилась на восток Саралинская синклиналь, от которой в северной части

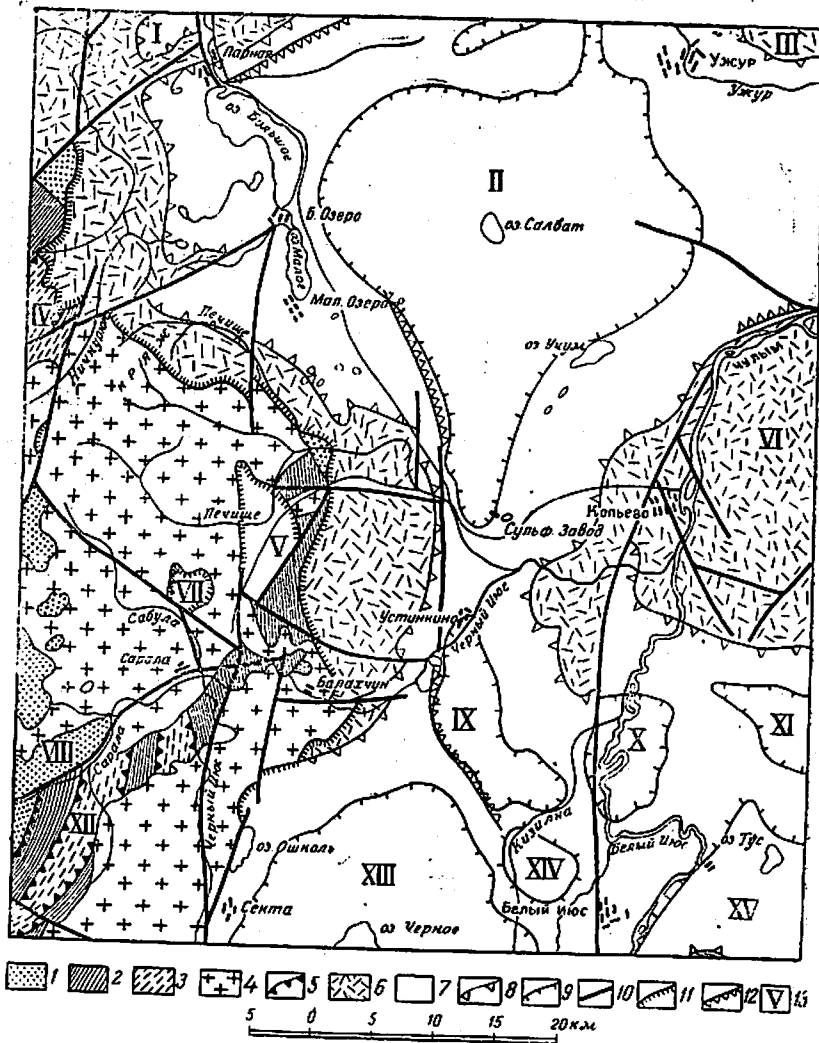


Схема расположения основных тектонических структур на территории листа N-45-XII

Нижний структурный ярус: 1—нижний кембрий. Белокаменная свита; 2—средний кембрий. Канымская свита; 3—средний кембрий. Тайдонская свита; 4—додевонские гранитоиды; 5—структурные линии в нижнем структурном ярусе  
 Верхний структурный ярус: 6—нижний подъярус; 7—верхний подъярус; 8—границы между подъярусами; 9—структурные линии в верхнем структурном ярусе; 10—разрывные нарушения; 11—границы между ярусами; 12—флексуры; 13—номера структур, показанных на схеме  
 Основные тектонические структуры: I—Каншская синклинали; II—Салбатская муфта; III—Солгонское поднятие; IV—Берешская синклинали; V—Агаскырская муфта; VI—Копьевский купол; VII—Сабулинская муфта; VIII—Тяжинская антиклиналь; IX—Устининская муфта; X—Кобяковская муфта; XI—Марская муфта; XII—Саралинская синклинали; XIII—Черноозерская муфта; XIV—Подзаплотский купол; XV—Тусовская антиклиналь

Саралинского выступа сохранилось лишь восточное крыло, сложенное нормально падающими здесь на запад под углом 50—60° канымской свитой и белокаменной серией. Простираение Саралинской синклинали в ее северной части меняется с северо-восточного на субмеридиональное.

Тяжинская антиклиналь располагается к западу от Саралинской синклинали. Она выражена в породах белокаменной серии нижнего кембрия. На описываемой территории четко намечается юго-восточное крыло антиклинали, которое можно наблюдать по ключу Таежному, где сохранились слабо измененные слоистые известняки. В этом разрезе видно, как известняки белокаменной серии очень круто падают на восток под углами 60—80°. Местами падение становится вертикальным. Судя по элементам залегания, Тяжинская антиклиналь осложнена дополнительными складками. Так, в 1 км к югу от с. Таежный наблюдалась небольшая крутая антиклинальная складка с размахом крыльев 0,7—0,8 км. Далее на север, вплоть до верховьев р. Тяжин, ядро Тяжинской антиклинали прослеживается по отдельным разрозненным ксенолитам и провесам кровли батолита, сложенным полосчатыми мраморами. Замеры полосчатости в мраморах показывают северо-восточные простирания и почти вертикальные падений в обе стороны. С северо-запада Тяжинская антиклиналь ограничена субмеридиональным разломом, проходящим по долине р. Ничкурюпа, к западу от которого появляются эффузивы тайдонской свиты среднего кембрия, участвующие в строении следующей к западу Берешской синклинали.

Берешская синклинали находится в северной части Саралинского выступа нижнепалеозойских пород, которые сразу же у рамки листа скрываются под несогласно налегающими отложениями девона. Простираение этой структуры северо-восточное. С севера она ограничена крупным разломом северо-восточного простирания, по которому девонские эффузивы контактируют с известняками белокаменной серии нижнего кембрия. Южное крыло уничтожено интрузией додевонских гранитоидов.

Берешская синклинали сложена тайдонской свитой среднего кембрия, занимающей центральную часть синклинали, и канымской свитой среднего кембрия, участвующей в строении крыльев. Северо-западное крыло осложнено дополнительными антиклинальной и синклиальной складками, крылья которых иногда запрокинуты на юго-восток, т. е. в сторону котловины. Обычное падение слоев около 70°. Кроме того, это крыло пересечено разломом, ориентированным вкрест простирания структуры, по которому северо-восточная часть крыла оказалась приподнятой относительно юго-западной, в результате чего здесь на поверхности обнажаются известняки белокаменной серии. С юго-востока Берешская синклинали осложнена разломом северо-восточного простирания.

## ГЕРЦИНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Относящиеся к этому типу структур Агаскырская и Сабулинская мульды имеют изометричные очертания и небольшие размеры (Сабулинская мульда достигает всего 2 км в поперечнике, Агаскырская — 4—5 км). Они располагаются в месте сочленения нескольких разломов, где в нижнем структурном этаже возникли односторонние или двусторонние грабены. Как Агаскырская, так и Сабулинская мульды имеют ясно выраженный наложенный характер. В строении принимают участие породы бейской свиты среднего девона, несогласно налегающие на нижнепалеозойские образования. Центральная часть Агаскырской мульды сложена красноцветными породами ойдановской свиты верхнего девона, залегающими почти горизонтально. Углы падения на крыльях колеблются в пределах от 5—10° до 45—50°.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕБАКОВСКО-БАЛАХТИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Описываемый район охватывает западную часть Чебаковско-Балахтинской впадины, которая, в целом, характеризуется тем, что в ее строении принимают участие два структурных этажа, упомянутые выше.

Верхний структурный этаж, в свою очередь, можно подразделить на два подэтажа — нижний, сложенный эффузивно-осадочными образованиями нижнего и среднего девона, прорванными мелкими интрузиями щелочных пород, и верхний — осадочный, образованный отложениями среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Эти подэтажи разделены поверхностью размыва, а местами угловым несогласием, выше которой признаки активной вулканической деятельности отсутствуют. В герцинский и частично альпийский этапы в результате вертикальных движений отдельных блоков каледонского фундамента (нижнего структурного этажа) в девонских и каменноугольных отложениях, образующих верхний структурный этаж, сформировались складки облекания<sup>1</sup> различной формы, а также возникли дизъюнктивные нарушения и флексуры. Среди складок облекания Чебаковско-Балахтинской впадины выделяются мульды, купола, коробчатые брахисинклинали и антиклинали, которые характеризуются прямоугольными или близкими к ним очертаниями, коробчатой формой, нередко осложнены линейными флексурами, не имеют определенной ориентировки и часто отличаются довольно крупными размерами. Наряду со складками облекания, в Чебаковско-Балахтинской впадине существуют складчатые структуры, обязанные своим происхождением мест-

<sup>1</sup> В понимании Н. П. Хераскова, впервые описавшего подобные складки в Таджикской депрессии [30].

ным тангенциальным напряжениям. Однако они не имеют широкого развития и распространены главным образом вдоль борта впадины в поле развития эффузивно-осадочных образований быскарской серии, где наблюдаются линейные складки параллельные обрамлению (например по ключу Черемшанному, по р. Ничкурюп и в других местах).

Возраст подавляющей части складчатых структур Чебаковско-Балахтинской впадины определяется как герцинский, так как в строении складок участвуют породы среднего, верхнего карбона и нижней перми (?), а сами складки несогласно срезаются нижнеюрскими отложениями (Балахтинская мульда в северо-восточной части Чебаковско-Балахтинской впадины).

В пределах территории листа располагается ряд крупных мульд: Салбатская, Устинкинская, Черноозерская, Кобьяковская, Марская и антиклинальных структур: Копьевский купол, Тусовская антиклиналь, Солгонское поднятие. Наиболее крупные из них — Салбатская и Черноозерская мульды и Копьевский купол.

Салбатская мульда находится в северной части района. Она представляет собой крупную структуру прямоугольной формы с несколькими сглаженными углами. Ширина ее по подошве быстрианской свиты нижнего карбона достигает 30 км. Ее южная оконечность, располагающаяся между Саралинским выступом и Копьевским куполом, резко суживается. В строении мульды участвует комплекс пород верхнего девона и нижнего карбона. В центральной части слои лежат горизонтально, в то время как крылья Салбатской мульды достаточно круты. Для них характерны углы падения слоев 15—30°. Юго-западное крыло мульды к северу и востоку от с. Костино осложнено линейной флексурой, в которой углы падения резко увеличиваются до 65°. В южном направлении флексура переходит в меридиональный разлом, ограничивающий Саралинский выступ Кузнецкого Алатау от Салбатской и Устинкинской мульд Чебаковско-Балахтинской впадины.

Черноозерская мульда располагается в южной части листа, на территории которого помещается лишь ее северная половина. Эта мульда приурочена к обширной котловине, в центре которой находится оз. Черное. Она характеризуется значительными размерами (ширина по подошве быстрианской свиты нижнего карбона 24—25 км), почти правильными округлыми очертаниями. Сложена мульда породами верхнего девона и нижнего карбона. Падение слоев на крыльях не превышает 10—20°, в центре мульды слои лежат горизонтально.

Копьевский купол, западная часть которого располагается на востоке описываемой территории, представляет собой крупное антиклинальное сооружение овальной формы, достигающее в поперечнике 20 км. В ядре купола обнажаются вулканические образования быскарской серии ( $D_{1-2bsk}$ ), которые, как показало опорное бурение, на глубине 800 м подстилаются

сильно дислоцированными отложениями среднего кембрия. Внутренняя структура эффузивного ядра довольно сложная. Слои и покровы в его пределах залегают полого под углом  $10-15^\circ$  и образуют несколько брахиантиклинальных складок. В целом ядро раздроблено серией разломов на несколько блоков. В южной части купола эффузивы прорваны интрузией щелочных сиенитов и сиенит-порфи́ров. Крылья сложены осадочными свитами живецкого яруса среднего девона, налегающими с размывом на эффузивы быскарской серии. В ряде мест наблюдается их выклинивание. Падение слоев на крыльях купола следующее: на северном —  $25-40^\circ$ , на южном —  $20-30^\circ$ , на восточном —  $20-25^\circ$ , на западном —  $25-40^\circ$ . Южное и северное крылья осложнены флексурами, в крутых крыльях которых углы падения достигают  $60-80^\circ$ .

Копьевский купол меридиональными разломами разбит на две крупные части, сдвинутые к югу и северу относительно друг друга. Один из разломов показан на геологической карте, другой скрыт под долиной р. Белый Июс и р. Чулым.

Несколько иную форму имеют Устинкинская мульда и Подзаплотский купол.

Устинкинская мульда располагается в междуречье Белый и Черный Июс, к югу от пос. Устинкино. Выражена она в породах верхнего девона и нижнего карбона. По своей форме она представляет собой почти правильную брахисинклиналиную складку, с падением слоев на крыльях от  $10^\circ$  до  $25-30^\circ$ , в центральной части —  $5-8^\circ$ . Ее длинная ось, достигающая в длину  $16-18$  км, ориентирована в северо-западном направлении. Ширина по подошве быстринской свиты нижнего карбона не превышает  $4-5$  км. Юго-западное крыло складки осложнено линейной флексурой, углы падения в крутом крыле которой достигают  $60-70^\circ$ .

Подзаплотский купол находится в районе с. Подзаплот и в своей значительной части скрыт под аллювиальными отложениями широкой долины р. Белый Июс. Он сложен в ядре породами кохайской свиты, на крыльях — тубинской свиты верхнего девона. Эта структура привлекает к себе внимание, так как в ее пределах находятся перспективные на нефть и газ отложения бейской и сарагашской свит, перекрытые мощной толщей верхнедевонских красноцветов. В настоящее время она разбуривается трестом «Минусиннефтегазразведка». Ширина Подзаплотского купола около  $5-6$  км. В поперечном разрезе он имеет асимметричное строение, так как северо-восточное крыло крутое (углы падения  $40-55^\circ$ ), а юго-западное крыло пологое (углы падения  $10-12^\circ$ ).

Остальные складки облекания Кобяковская и Марская мульды и Тусовская антиклиналь имеют гораздо меньшие размеры и от вышеописанных структур принципиально ничем не отличаются.

Синклинальные и антиклинальные складки группируются в более крупные структурные элементы Чебаковско-Балахтинской впадины — прогибы и поднятия, которые отличаются как по форме складчатых структур в средне-верхнепалеозойском осадочном чехле, так и по глубине залегания каледонского фундамента.

Салбатская, Устинкинская и Черноозерская мульды, вместе взятые, образуют меридионально простирающийся Западный синклинальный прогиб Чебаковско-Балахтинской впадины, установленный в 1952 г. Б. Н. Красильниковым [61]. Одновременно этот прогиб под названием Чебаковско-Салбатского был выделен И. В. Лучицким [62].

С запада синклинальный прогиб ограничен поднятием Кузнецкого Алатау, а с востока — Центральным поднятием [13], образованным Солгонским кряжем, Копьевским куполом, Тусовской антиклиналью и другими антиклинальными структурами.

Эти крупные современные структурные элементы Чебаковско-Балахтинской впадины располагаются в общем параллельно каледонскому складчато-глыбовому горному обрамлению впадины. Их возникновение уходит в далекое геологическое прошлое, так как эти прогибы и поднятия, как это считает А. А. Моссаковский [62], контролировали осадконакопление в течение среднего и верхнего девона. В среднем и верхнем девоне в Западной прогибе накопилось  $3,5$  км осадков, в то время как на Центральном поднятии — не более  $1,5$  км. Кроме того, существует мнение (Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский), что эти структурные элементы в какой-то степени определяются каледонской складчатой структурой, и время заложения их в таком случае относится к нижнему палеозою. Последняя точка зрения оспаривается рядом исследователей. Так Н. С. Зайцев считает, что Минусинская котловина, в том числе и рассматриваемая часть Чебаковско-Балахтинской впадины, являются структурами наложенного типа, а В. С. Мелешенко и Н. Н. Ростовцев объясняют образование и особенности строения межгорных впадин юга Красноярского края наличием под ними срединных массивов, которые обтекаются каледонскими складчатыми структурами обрамляющих горных сооружений.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории листа N—45—XII в геоморфологическом отношении можно выделить два основных типа рельефа, сильно отличающихся друг от друга. Здесь наблюдаются холмистые и равнинные пространства, приуроченные к областям развития средне-верхнедевонских и каменноугольных отложений, т. е. к мульдам. Эти холмистые и равнинные пространства разделены на отдельные участки низкогорными массивами, приуроченными к областям развития нижне-среднедевонских и нижнепалеозойских образований Кузнецкого Алатау и Копьевского купола.

Кузнецкий Алатау в пределах рассматриваемого листа имеет среднюю высоту 900—1000 м. Лишь на крайнем юго-западе, где рельеф становится среднегорным, высота его достигает 1100—1250 м. В Копьевском низкогорном массиве абсолютные отметки несколько меньше (700—800 м). Реки и овраги рассекают Кузнецкий Алатау и Копьевский низкогорный массив довольно глубоко, так что при небольших абсолютных отметках гор относительные превышения достигают обычно 400—500 м, а на юго-западе рассматриваемой площади даже 600 м.

Низкогорный и среднегорный рельеф Кузнецкого Алатау и Копьевского низкогорного массива характеризуется развитием более или менее широких мягкоочерченных хребтов, поверхность которых покрыта элювиально-делювиальными образованиями. Выходы коренных пород рассеяны на хребтах спорадически. Верхние части склонов хребтов обычно обладают выпуклым профилем. Вблизи сочленения Кузнецкого Алатау с Чебаковско-Балахтинской котловиной и в системе р. Саралы, которая довольно глубоко прорезает горные сооружения Кузнецкого Алатау, наблюдаются узкие глубоко врезаемые долины и выпуклые профили склонов. В этих долинах аллювий или отсутствует, или представлен в виде очень грубого материала. В более внутренних частях Кузнецкого Алатау долины менее врезаемы, в них накапливается маломощный аллювий, нижние части склонов вогнутые.

Пологость склонов и обилие продуктов элювиального распада наряду с соответствующими климатическими условиями создают благоприятную обстановку для развития богатой растительности.

Несколько отличен от рельефа Кузнецкого Алатау рельеф его восточных предгорий и Копьевского низкогорного массива, сложенных ниже-среднедевонскими эффузивно-осадочными образованиями. Здесь развит низкогорный сильно расчлененный рельеф с неясно выраженными куэстами и грядами. Куэсты и гряды идут параллельно простиранию пород. Они обычно быстро прерываются. Хорошо выраженных полос куэст или гряд здесь не наблюдается.

Формирование низкогорного сильно расчлененного рельефа Кузнецкого Алатау объясняется более интенсивным вздыманием Кузнецкого Алатау по сравнению с Чебаковско-Балахтинской котловиной, которая в данном случае является местным базисом эрозии по отношению к ее горному обрамлению. Вместе с тем и котловина, и Кузнецкий Алатау явно испытывают общее вздымание, так как эрозия на всей рассматриваемой территории резко преобладает над аккумуляцией. Внутри котловины наблюдаются отдельные участки, которые поднимаются несколько быстрее, чем остальные части котловины, в результате чего в этих местах развивается более сильно расчлененный рельеф. Таким участком является Копьевский низкогорный массив. Гра-

ница между участками, испытывающими поднятия различной интенсивности, нечеткая — без резко выраженного уступа.

Относительно опущенные участки расположены между низкогорными массивами. Для этих участков характерно развитие довольно разнообразных типов рельефа, закономерно сменяющих друг друга при движении от их периферии к центру: куэстово-грядовый рельеф — равнинный рельеф обширных межкуэстовых понижений — куэстово-грядовый рельеф — холмистоувалистый рельеф — плоско-равнинный рельеф приозерных котловин. Этот ряд обусловлен, с одной стороны, характером новейших тектонических движений, и с другой, литологией и характером залегания палеозойских образований. Выпадение из этого ряда отдельных его членов встречается обычно только в том случае, если по дизъюнктивным нарушениям выпадают соответствующие литологические комплексы или когда новейшие тектонические движения не наследуют черты более древних, приведших к формированию мульд в палеозойских породах.

Куэстово-грядовый рельеф распространен в виде довольно широких полос, окружающих низкогорные массивы. Вторая полоса этого рельефа находится ближе к центру относительно опущенных участков. Между этими полосами находятся обширные межкуэстовые понижения. Куэстово-грядовый рельеф наблюдается обычно в участках развития живетского и фаменского ярусов девона. Для рельефа, развитого по породам живетского яруса, характерно наличие системы куэст, сменяющих друг друга вкрест простирания пород, залегающих под углами 10—30°. По отложениям фаменского яруса развивается обычно только один ряд крупных куэст. Короткие склоны куэст круты, осложнены рядом карнизов. Длинный склон пологий, слегка всхолмленный.

В местах флексуорообразных перегибов, где коренные породы залегают под углами 45—60°, куэсты сменяются системой гряд. Между куэстами и грядами наблюдаются все взаимопереходы. В типичном случае гряда симметричная, склоны их крутые, гребни острые. Высота гряд колеблется в широких пределах. Отдельные куэсты и гряды разделены длинными продольными логами и рассечены узкими короткими поперечными оврагами.

Равнинный рельеф обширных межкуэстовых понижений, развитый между двумя полосами куэст, образуется по участкам развития моноклинально залегающих франских отложений, ввиду того, что эти отложения легче разрушаются, чем подстилающие и покрывающие их породы. Моноклиальные ложбины обладают обычно крутыми склонами и плоским дном. Дно покрыто делювиально-пролювиальными отложениями, среди которых в виде отдельных гривок проступают песчаники. К этим ложбинам обычно приурочены озера.

Холмисто-увалистый рельеф располагается почти в самом центре относительно опущенных участков, где наблю-

даются пологие низкие холмы и гряды, разделенные плоскими ложбинами.

Плоский рельеф приозерных котловин наблюдается в самом центре относительно опущенных участков. Здесь развита полого наклоненная к центру, почти ровная поверхность, где часто расположены плоские озера. Рыхлые отложения на этой равнине маломощны и коренные породы часто выходят на поверхность в виде высыпок.

Рассматриваемый район пересекается довольно крупными реками системы р. Чулым (Черный Июс, Белый Июс, Сарала, Юзик и др.). Долины современных рек в пределах склона Кузнецкого Алатау довольно узкие (0,5—1 км); даже у такой сравнительно крупной реки, как Сарала, ширина долины не превышает 1,5—2 км. Склоны долины здесь крутые, обычно с выпуклым профилем. В пределах Чебаковско-Балахтинской котловины долины достигают от 2 до 8 км ширины, берега их значительно более пологие с вогнутым профилем. В долинах рек системы р. Чулыма наблюдается комплекс террас: среднечетвертичная III цокольная терраса (30—45 м), верхнечетвертичная II аккумулятивная терраса (15—25 м), верхнечетвертичная I аккумулятивная терраса (6—10 м). Кроме того выделяется низкая (0,5—1 м) и высокая (1—3 м) поймы.

В более мелких реках наблюдается только пойма, перекрытая по краям долины делювиальными отложениями.

Следует отметить, что некоторые реки текут по ослабленным зонам древних разломов. Кроме современной гидрографической сети через всю рассматриваемую территорию протягивается древняя долина р. Черного Июса, которую она оставила на большем протяжении. Эта древняя долина отходит от современной долины р. Черного Июса в районе оз. Ошколь, далее тянется на северо-восток до д. Подкамень, к северо-востоку от которой р. Черный Июс течет по своей древней долине. В районе устья р. Печище, р. Черный Июс снова покидает свою древнюю долину. К северо-востоку от устья р. Печище древняя долина резко суживается и прослеживается по цепи озер (оз. Учум, оз. Тусколь и др.) вдоль моноклиальной ложбины, где она, по-видимому, сильно переработана последующей эрозией, в результате чего аллювиальные отложения здесь не сохранились. Далее она, отклоняясь к северу, прослеживается до д. Ужур, где уходит за пределы планшета. Эта древняя долина широкая (2—5 км), днище хорошо разработано, склоны пологие, сглаженные делювиальными шлейфами. Аллювиальные отложения, развитые на Ошкольском и Ужурском участках, достигают довольно значительных мощностей (10—40 м). Эта долина, вероятно, образовалась в среднечетвертичное время.

Озера на территории листа довольно многочисленны. Они плоские, неглубокие с неширокой озерной террасой высотой 1—1,5 м, сложенной главным образом глинами.

На основе анализа рельефа можно дать схематично историю развития района в четвертичное время. Формирование современного рельефа Кузнецкого Алатау и Минусинских котловин начинается, по-видимому, с конца третичного периода. К этому времени на юге Западной Сибири была создана обширная почти выравненная страна [22, 34, 39], на поверхности которой формировалась кора выветривания, сохранившаяся на небольших участках в верховьях р. Кии. В конце третичного, в начале четвертичного периодов начинается общее воздымание всей области в целом, причем Чебаковско-Балахтинская котловина вздымалась несколько медленнее Кузнецкого Алатау.

Очевидно в начале среднечетвертичной эпохи формируются широкие долины, ныне частично оставленные реками. В этих долинах формируется довольно мощный аллювий.

В середине среднечетвертичной эпохи, вероятно, происходило некоторое изменение характера тектонических движений и реки частично оставляют свои прежние русла. В это время вырабатываются новые долины, которые затем, видимо, в связи с усилением воздымания области в целом, пропиливаются и образуются III цокольные террасы.

В верхнечетвертичную эпоху происходит формирование II и I вложенных аллювиальных террас, образовавшихся, по-видимому, в связи с колебаниями границы ледника, покрывавшего широкие пространства Западной Сибири к северу от описываемого района. С верхнего голоцена начинается образование вложенной поймы, которая дает два уровня, что указывает на оживление эрозии в последний период развития района. Таким образом, современный рельеф описываемого района сформировался в промежуток времени от конца третичного периода до современности.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Описываемая территория в гидрогеологическом отношении изучена еще слабо. Исследовалась лишь зона свободного водообмена и то главным образом в районе развития верхнепалеозойских отложений. Эти работы проводились сотрудниками Института Нефти АН СССР Е. А. Барс, В. Г. Глезер [47] и др.

В гидрогеологическом отношении район резко разделяется на западную и восточную части (Кузнецкий Алатау и Чебаковско-Балахтинская впадина).

Рассматриваемая часть Кузнецкого Алатау характеризуется сильно расчлененным рельефом, густым растительным покровом, значительным количеством атмосферных осадков и низкой их испаряемостью. Все это благоприятствует образованию поверхностных и подземных вод. Здесь развиты в основном кристаллические, практически неводонепроницаемые породы, и поэтому подземные воды трещинные, концентрирующиеся в зоне вывет-

ривания, и пластово-поровые делювиального чехла. Источником питания подземных вод являются атмосферные осадки и поверхностные воды. Довольно многочисленные источники располагаются в нижней части склонов. Дебит их не более 5 л/сек. Воды по химическому составу, как правило, гидрокарбонатные кальциево-магневые с незначительной минерализацией менее 1 г/л. Общая жесткость воды 2,8—4,2 мг-экв.

Чебаковско-Балахтинская котловина в гидрогеологическом отношении изучена лучше. Подземные воды здесь по химическому составу довольно разнообразные, что связано с неоднородностью литологии среднепалеозойских отложений и различными геоморфологическими условиями котловины.

Здесь наблюдаются пластово-поровые воды аллювиальных отложений, трещинные и трещинно-пластовые воды девонских и каменноугольных отложений, местами, по-видимому, слабо напорные.

Подземные воды аллювиальных отложений развиты в песках и галечниках поймы и террас больших рек. Водоносный горизонт в пойме вскрывается колодцами на глубине 1—3 м, а в террасах на глубине 5—7 м, реже 10 м. На водах четвертичных отложений основано водоснабжение большинства населенных пунктов. Питание воды получают за счет атмосферных осадков, инфильтрации речных вод во время половодья и за счет подтока вод из коренных пород. Воды пресные, с минерализацией менее 1 г/л. Общая жесткость 1,8—5,3 мг-экв.

С девонскими и каменноугольными отложениями связаны трещинные и трещинно-пластовые воды. Водообильность пород невысокая. Нижне-среднедевонские эффузивы являются практически водонепроницаемыми и подземные воды сосредоточены в них только в зоне выветривания и в делювиальном чехле. С осадочными отложениями девона и карбона связаны трещинно-пластовые воды. Выходы подземных вод приурочены в основном к полосе развития верхнедевонских отложений, причем воды часто сильно минерализованы и не годны для питья. Дебит источников не превышает 0,5 л/сек (а обычно значительно меньше 0,1—0,2 л/сек).

В. Г. Глезер, которая проводила в Минусинской котловине изучение подземных вод в связи с выяснением нефтегазоносности котловины, разделяет подземные воды по химическому составу на воды поверхностного происхождения и воды глубинного происхождения, смешанные с поверхностными. Для глубинных вод, по ее мнению, характерно повышенное содержание хлоридов и гидрокарбонатов щелочей. Среди вод поверхностного происхождения выделяется группа подземных вод маломинерализованных (с суммарной минерализацией менее 1 г/л) и группа вод с повышенной минерализацией (до 100 г/л).

На большей части территории, занятой девонскими и каменноугольными отложениями, подземные воды маломинерализо-

ваны. Здесь развиты воды гидрокарбонатные, кальциево-магневые с повышенным содержанием сульфатов (0,4—0,7 г/л или 25%-экв.). Воды обычно мягки 1,8—2,8 мг-экв. или умеренно жесткие 2,8—8,9 мг-экв. Примерно такой же состав имеют воды рек района.

Группа вод с повышенной минерализацией приурочена к полям развития бейской, ойдановской и кохайской свит девона, в которых наблюдается загипсованность пород. Здесь в источниках и колодцах находятся гидрокарбонатно-натриевые и сульфатно-натриевые воды с концентрацией от 1,5 до 8 г/л, причем количество колеблется в пределах 24—42%-экв. Это, безусловно, связано с выщелачиванием гипса из отложений девона.

Еще большей минерализацией обладают воды бессточных озер, расположенных на бейской, ойдановской и кохайской свитах девона. Здесь, наряду с выщелачиванием гипса из отложений девона, происходит концентрация соли за счет испарения воды. В результате минерализация вод достигает почти 100 г/л (оз. Тусколь у Сульфатного Завода, оз. Тус) и несколько меньше в оз. Учум около 35 г/л и др. Здесь в водах имеет место значительное количество сульфатов щелочей ( $\text{SO}_4$  — 25—38%-экв).

Интересно отметить, что горько-соленое оз. Салбат, обладающее повышенной минерализацией воды, располагается в области развития каменноугольных отложений. Повышенная минерализация его вод связана с тем, что озеро бессточное и, по-видимому, с подпитыванием напорными водами из девона.

Выходы вод глубинного происхождения, характеризующихся повышенным содержанием хлорида магния и гидрокарбоната натрия, наблюдаются лишь в немногих местах. Эти выходы приурочены к зонам тектонических нарушений или к антиклинальным структурам, обычно осложненным разрывами. На глубинное происхождение вод указывает их аномальный химический состав и структурная приуроченность. Выходы этих вод наблюдаются в следующих местах: колодец на ст. Ужур, колодец в с. Учум, в оз. Учум, в источнике на берегу оз. Тус и в самом озере. Минерализация в источниках довольно большая (2—4 г/л), а в озерах она достигает 100 г/л. Состав глубинных вод, по мнению В. Г. Глезер, указывает на восстановительные условия, существующие на глубине, обычные для участков, сложенных породами, обогащенными органическим веществом, что является важным показателем при оценке перспектив нефтегазоносности недр.

Из всего вышесказанного видно, что наиболее обводнены области развития нижнепалеозойских образований Кузнецкого Алатау. В Минусинской впадине водоснабжение идет в основном за счет вод рек, стекающих с Кузнецкого Алатау и за счет подземных вод аллювиальных отложений. Подземные воды, разви-

тые в породах девона и карбона для водоснабжения играют небольшую роль, тем более, что воды эти часто горько-соленые. В связи с этим водопой часто очень удален от пастбищ, а сеять можно только засухоустойчивые культуры или проводить искусственное орошение.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N—45—XII известен целый ряд месторождений и проявлений горючих, металлических, неметаллических полезных ископаемых, солей, а также строительных материалов.

Из группы горючих полезных ископаемых в рассматриваемом районе известно несколько мелких проявлений озокерита, которые, по мнению ряда исследователей [61], свидетельствуют о наличии в недрах Чебаковско-Балахтинской впадины нефтесодержащих пород. Проблема нефтеносности и газоносности территории Минусинских котловин особенно остро встала после того, как одна из разведочных скважин, пробуренная в своде Быстринской антиклинали (в Южно-Минусинской котловине недалеко от г. Абакан), вскрыла газовую залежь, связанную с битуминозными сланцами илемовской свиты среднего девона. После открытия этого газового месторождения, на площади Южно-Минусинской, Чебаковско-Балахтинской и Назаровской котловин развернулись интенсивные нефтепоисковые работы. Однако новых месторождений нефти и газа открыто не было. Поиски нефти и газа производились и на территории описываемого листа, где разбуривание сводов Копьевского купола и Подзаплотской антиклинали также пока не дало положительных результатов. Тем не менее, перспективы нефтегазоносности описываемой территории в настоящее время считаться выясненными не могут.

Металлические полезные ископаемые представлены железорудными, медными, свинцовыми, вольфрамовыми, молибденовыми месторождениями, крупным месторождением нефелиновых пород и целым рядом мелких проявлений медного, свинцово-цинкового, вольфрамового и молибденового оруденения.

Неметаллические полезные ископаемые ограничены месторождениями и несколькими проявлениями барита и битумов.

Группа солей представлена целым рядом месторождений и проявлений, из которых следует выделить находящиеся в эксплуатации Тускольское месторождение мирабилита, Учумское месторождение глауберовой соли.

Строительные материалы, к которым на описываемой территории должны быть отнесены известняки, эффузивы, песчаники, пески и галечники, а также минеральные краски, пользуются широким распространением. Однако разведке и опробованию они почти не подвергались, в связи с чем запасы и их промышленная ценность остаются невыясненными.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### Железо

Железорудные месторождения в пределах описываемого листа представлены Верхне-Саралинским магнетитовым и Сарбагольским гематитовым месторождениями. Кроме этого, в районе с. Агаскыр, на горе Сорох-Таг известно рудопроявление гематита.

Верхне-Саралинское месторождение магнетита (59\*). Месторождение находится на левом берегу р. Черный Июс, в 7 км к югу от улуса Сарала (Верхняя Сарала). Месторождение известно с древнейших времен и разрабатывалось племенем чудь. Район месторождения сложен осадочно-метаморфической толщей гнейсов, амфиболитов, биотит-амфиболитовых сланцев и мраморов\*\*, среднекембрийского возраста, прорванных мелкими штоками диоритов и гранодиоритов. Месторождение имеет гидротермально-метасоматический характер и генетически связывается с нижнепалеозойской гранитоидной интрузией. Рудные тела имеют простирание близкое к меридиональному. Полоса оруденения прослежена на расстоянии 3 км при ее ширине 250 м. Выявлено несколько рудных тел. Основное рудное тело, представленное кварц-магнетитовой породой, с перерывами прослеживается по простиранию на 1700 м, при средней мощности 1 м. Помимо главного рудного тела встречено еще пять—шесть небольших рудных тел длиной от 2 до 50 м при мощности от 0,3—1,0 м. Руда представлена магнетитом, частично переходящим в мартит. Участками магнетит замещен кварцем с халькопиритом. Месторождение представляет интерес и требует разведки глубокими выработками.

По данным И. К. Баженова [43], подобное оруденение имеет место в районе горы Сорох-Таг [14], где среди амфиболитов и гнейсов были встречены крупные обломки гематита.

Сарбагольское месторождение гематита (8). Месторождение расположено в 3,5 км к юго-западу от с. Большое Озеро в верховьях Качинского лога. Оно разрабатывалось в XIX в. и впоследствии было заброшено. Месторождение приурочено к контакту толтаковской свиты и быскарской серии в зоне крупного разлома северо-восточного простирания. Железное оруденение наблюдается в песчаниках, контактирующих с миндалекаменными эффузивами и палеобазальтами. Площадь рудного поля достигает 17,5 тыс. м<sup>2</sup>. Руда представлена гематитом, образующим гнездообразные скопления, с небольшим количеством халькозина, пирита, малахита и азурита.

\* Номера месторождений и рудопроявлений, показанных на «Карте полезных ископаемых».

\*\* Указанные породы возникли за счет контактового метаморфизма отложений тайдонской и ханымской свит под воздействием нижнепалеозойских гранитоидов.



Наиболее перспективный рудный пласт представлен песчаником и достигает 1,5 м мощности.

Месторождение является, по-видимому, родственным с широко распространенными в районе медными месторождениями. Происхождение последних ряд исследователей [3, 76] связывает с верхнепалеозойскими базальтами.

По своим запасам железа Сарбагольское месторождение является мелким и в настоящее время промышленного значения не имеет.

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### Медь

На описываемой территории медное оруденение развито широко и представлено целым рядом месторождений и большим количеством мелких рудопроявлений. Месторождения и рудопроявления меди в пределах листа распространены неравномерно. Большинство из них объединяется в две выделенные по площади развития и одинаковому характеру оруденения группы меднорудных месторождений: Печищенскую и Копьевскую. Остальные рудопроявления меди, не попавшие в эти группы месторождений, имеют, как правило, незакономерный характер и практического интереса не представляют.

#### Печищенская группа меднорудных месторождений

Эта группа месторождений находится в бассейне р. Верхнее Печище, между селениями Малое Озеро и Жостино и объединяет в своем составе три месторождения: Раисьинское (14), Печищенское (9) и Михайловское (15) и два рудопроявления: Козыньинское (11) и Соройное (17). Из них Раисьинское и Печищенское месторождения, несмотря на бедность руд, ввиду значительных запасов представляют промышленный интерес. Все месторождения и рудопроявления Печищенской группы имеют гидротермальный генезис и приурочены к осадочным породам — конгломератам и песчаникам девонского возраста, в которых медное оруденение имеет невыдержанный гнездовой характер. Руды Печищенской группы относятся к пластовому типу. По мнению Я. С. Эдельштейна, Л. И. Шаманского, И. К. Баженова, М. М. Грунина и др., медное оруденение, давшее начало Печищенским месторождениям, связано с верхнепалеозойскими базальтами.

Месторождения Печищенской группы были известны с глубокой древности, о чем свидетельствуют разработки племенем чудь. Вновь они были открыты в конце XVII в. и впоследствии непродолжительное время эксплуатировались. Печищенские медные месторождения изучались Я. С. Эдельштейном, А. Н. Чураковым, М. А. Усовым, Л. И. Шаманским и В. С. Домаревым,

И. К. Баженовым. Большие геологоразведочные работы на Печищенской группе месторождений были произведены в 1939 г. М. М. Груниным и Е. Е. Перфильевым [53], составившими для Раисьинского и Печищенского месторождений детальные геологические карты масштаба 1:10 000. В 1951—1952 гг. месторождения были снова изучены геологоразведочными партиями геологического управления бывшего «Енисейстроя». Для них были подсчитаны запасы.

Печищенское меднорудное месторождение (9) находится в левобережной части р. Верхнее Печище, в 3 км к юго-западу от с. Малое Озеро. Оно разрабатывалось в 1830 г. и с 1878—1882 г., когда на месторождении работал небольшой медеплавильный завод.

Печищенское месторождение связано с толщей красноцветных песчано-конгломератовых пород, входящей в состав быскарской вулканогенно-осадочной серии. В северо-западном направлении песчано-конгломератовая толща быстро выклинивается и замещается эффузивами. Мощность ее в пределах месторождения составляет 130—160 м. Медное оруденение располагается неравномерно, отдельными гнездами и пятнами, имеет избирательный характер и приурочено к пластам конгломератов. Рудные минералы представлены халькозином, борнитом, купритом, ковелином, халькопиритом, пиритом, самородной медью, малахитом, азуритом. Богатые рудные гнезда чередуются с бедными или совершенно безрудными участками. Протяженность оруденелых пластов колеблется от 10 до 614 м, при средней мощности 0,4—1,6 м. Простираение северо-западное 340—345°, падение на северо-восток под углом 30—35°.

В общей сложности вскрыто и прослежено свыше 15—20 оруденелых конгломератовых пластов. На поверхности руды окислены. Зона первичных руд находится на глубине 10—15 м. Опробование показало содержание меди в рудах от 0,01 до 2,0%. С глубиной оно, по-видимому, возрастает.

Месторождение относится к типу пластовых, вкрапленных, гидротермального генезиса. По мнению М. М. Грунина, оно возникло за счет восходящих растворов, пропитавших осадочную толщу быскарской серии и отложивших рудный материал среди конгломератов и песчаников. Однако разновозрастных интрузий, кроме верхнепалеозойских базальтов, на описываемой территории нет.

Запасы медных руд на Печищенском месторождении велики, хотя содержание меди в рудах убогое, что в значительной мере снижает его ценность<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Высказанная в свое время И. К. Баженовым мысль об осадочном генезисе медных руд Печищенской группы медных месторождений противоречит новым данным и в настоящее время большинством исследователей не разделяется.

Раисьинское меднорудное месторождение (14) располагается в 3 км к югу от с. Малое Озеро, в 1,5 км к юго-востоку от Печищенского месторождения, с которым оно имеет много общего. Раисьинское месторождение связано с красноцветной песчано-конгломератовой толщей, входящей в состав быскарской серии. Но в отличие от Печищенского месторождения, которое приурочено к низам этой песчано-конгломератовой толщи, Раисьинское месторождение тяготеет к конгломератовым пластам, находящимся в верхней части красноцветной толщи. Мощность песчано-конгломератовой толщи, в которой встречены рудные горизонты, здесь достигает 160 м. Характер медного оруденения на этом месторождении такой же, как и на Печищенском — пластово-гнездовой, неравномерный. Оруденелые гнезда по размерам несколько меньше гнезд на Печищенском месторождении, но богаче по содержанию меди. Прослежено свыше 20—25 рудных тел. Наибольшая мощность рудных тел 1—1,5 м. Обычно они быстро выклиниваются по простиранию, но иногда прослеживаются на расстоянии до 500 м. Простирание конгломератовых пластов, содержащих рудные тела, северо-западное 340—350° при падении на северо-восток под углом 25—30°. Рудообразующими минералами являются: халькозин, ковелин, борнит, куприт, малахит, азурит, самородная медь и серебро. На поверхности руды окислены. Зона первичных руд, так же как и в Печищенском находится на глубине 10—15 м. Содержание меди в рудах от 0,5 до 2%. Содержание серебра 20—35 г/т.

Тип и генезис Раисьинского месторождения аналогичен Печищенскому. Запасы медных руд на Раисьинском месторождении велики и имеют одинаковый порядок с запасами Печищенского месторождения.

Михайловское месторождение (15) располагается в 7 км к югу от с. Малое Озеро. Оно представлено вкрапленностью халькопирита, куприта, самородной меди и малахита в пластах конгломератов, располагающихся в нижней части быскарской вулканогенно-осадочной серии. Месторождение аналогично Печищенскому и Раисьинскому, но значительно меньше по размерам. Сведений о количестве и качестве руды не имеется.

Козынгольское и Соройное рудопроявления меди (11, 17) располагаются соответственно в 7 и 6,6 км к северо-западу и северу от с. Костино. Они весьма сходны и представлены неравномерным гнездовым оруденением гидротермального генезиса, распространенного в песчаниках верхнего девона. Козынгольское месторождение приурочено к песчаникам ойдановской свиты, Соройное — к песчаникам тубинской свиты. Главными рудными минералами являются: халькозин, малахит, реже азурит. Кроме того, в Соройном месторождении встречена ванадиевая слюдка—раскоэлит. Оруденелые пласты песчаников имеют мощность 0,3 м и прослежены по простиранию на расстоя-

нии от 6 до 50 м. Содержание меди в руде 1—1,45%, ванадия (в Соройном) — 0,5%. Оба рудопроявления нуждаются в разведке на глубину.

#### Копьевская группа меднорудных месторождений

Под этим названием объединяется девять мелких непромышленных месторождений и свыше десяти рудопроявлений меди, располагающихся в пределах Копьевского купола. Все эти месторождения и значительная часть рудопроявлений были известны и эксплуатировались еще в XIX в., но впоследствии были заброшены. В последние годы (1949—1952) Копьевская группа медных месторождений была заново обследована и подверглась детальной разведке партиями Геологического управления «Енисейстрой» [76], которые помимо старых открыли целый ряд новых рудопроявлений меди. В результате этих работ геологами «Енисейстрой» было установлено, что все месторождения Копьевской группы по своим размерам являются мелкими, бедными по содержанию меди и поэтому в настоящий момент промышленного интереса не представляют.

Месторождения, объединяемые в Копьевскую группу: Копьевский рудник (20), Лобановский рудник (24), Амбарный рудник № 1 (38), Амбарный рудник № 2 (38), Крестовский рудник (37), Адашкин рудник (39), Спасский рудник (36), Вознесенский рудник (40), группируются в южной и центральной частях Копьевского купола к востоку от р. Чулым. Эта территория некоторыми исследователями [62, 68] называется Копьевским рудным полем, поскольку все отмеченные здесь медные месторождения генетически сходны, обладают одинаковыми структурными особенностями и общей рудной минерализацией.

Все медные месторождения и рудопроявления Копьевской группы связаны с эффузивами быскарской серии и, возможно, с верхнепалеозойскими палеобазальтами, которые между собой не различимы. Они располагаются в зонах расланцованных или раздробленных порфиров (Копьевский рудник, Лобановский рудник, Амбарный рудник № 1 и № 2 и др.), связанные с разломами, секущими быскарскую серию. Оруденение приурочено к измененным порфиритам, кварцевым прожилкам, кварц-карбонатным, кальцитовым и баритовым жилам и имеет четко выраженный гидротермальный характер. Рудные минералы представлены халькопиритом, халькозином, борнитом, ковелином, пиритом, купритом, азуритом и малахитом. Последний чаще встречается в виде примазок или в шлаковых рудах. Изредка встречается мелкая вкрапленность самородной меди. В Вознесенском и Спасском рудниках медное оруденение сопровождается серебряным. Содержание меди, как правило, небольшое — 0,15—0,5%, хотя в отдельных пробах оно достигает 4,5—8,0%.

В качестве примера месторождений Копьевской группы можно привести Амбарный рудник № 1 и Крестовский рудник, изученные наиболее полно.

Амбарный рудник № 1 (38). Месторождение располагается в 4,3 км к востоку от с. Малый Сюттик на правой стороне лога, впадающего справа в ключ Амбарный. Оно приурочено к зонам раздробленных контактовоизмененных сильно выветрелых пород, залегающих среди эффузивов быскарской серии. Таких зон в районе месторождения обнаружено две. В одной из них прослежена кварцево-кальцитовая жила, простирающаяся в юго-западном направлении  $250-272^\circ$ . Падение жилы на северо-запад под углом  $53-80^\circ$ . Строение жилы непостоянно. В северо-восточной части она сложена кварцем, в котором развиты гнезда и прожилки барита и кальцита. Ее мощность здесь достигает 0,4 м. В средней части жилы выполнена кальцитом и баритом. Одновременно наблюдается окварцевание вмещающих пород, которые слегка раздроблены. Мощность жилы увеличивается до 1,8 м. В юго-западной части жилы распадается на две жилы мощностью от 0,3 до 1,2 м каждая. Жила прослежена на расстоянии 190 м.

Оруденение в жиле представлено малахитом и редкой вкрапленностью халькозина. Рудные минералы концентрируются в приконтактных частях жилы. В юго-западном направлении интенсивность оруденения увеличивается. Среднее содержание меди в местах, вскрытых канавами № 20 и № 22 колеблется от 0,41 до 1,41%. В остальных местах оно значительно ниже.

Крестовский рудник (37). Месторождение располагается в 2,5 км к северо-западу от вершины горы Вознесенской, на водоразделе между речками Амбарной и Салбаковой. Крестовский рудник эксплуатировался в XIX в. штольней и рассечками. Месторождение находится в зоне разлома широтного простираения и приурочено к сильно выветрелым раздробленным порфиритам. Ширина зоны достигает 10—20 м при прослеженной длине в 200 м. В этой зоне располагается рудное тело, сложенное окварцованными и окремнелыми породами, кварцевыми прожилками и гнездами. Оруденение представлено мелкой редкой вкрапленностью халькозина, пирита, сохранившимися в нижних частях рудного тела на глубине 10 м. В верхней окисленной части рудного тела рудными минералами являются малахит, азурит и хризоколла. В глубоких шурфах были встречены гематит, лепидокрокит и лимонит. Средняя мощность рудного тела 2,2 м, при предельном ее значении 9 м. Простирается она более чем на 900 м. Среднее содержание меди по канавам, вскрывшим рудное тело — 0,15%, по рассечкам — 0,10%, по скважинам — 0,57%. По размерам месторождение значительное, но ввиду низкого содержания меди в рудах промышленного значения не имеет.

Остальные месторождения и рудопроявления Копьевской группы имеют строение и характер, аналогичный описанным выше.

Рудопроявления меди, по своим незначительным размерам не вошедшие в описанные выше Печищенскую и Копьевскую группы месторождений, не имеют какого-либо промышленного значения и представляют интерес лишь для выявления возрастного диапазона и площади, охваченной медным оруденением.

Верхне-Еловское (1) и Черно-Балахчинское (52) рудопроявления приурочены к быскарской серии и представлены вкрапленниками самородной меди в порфиритах или кварцево-сульфидными жилами, развитыми в зонах разломов. Они имеют сходный характер с медными месторождениями Копьевской группы.

Рудопроявления меди в Чудском логе (54), на Сигнальной горе (49) и в устье р. Сухая Сабула (56) связаны с кварцево-сульфидными жилами, развитыми в зонах разломов среди нижнепалеозойских отложений. Медное оруденение в этих проявлениях представлено халькопиритом, пиритом, сопровождается оловянным (галенит) оруденением и в этом отношении является сходным с одной стороны с месторождениями Копьевской группы, с другой стороны — с Усть-Парнинским свинцово-цинковым месторождением. Кроме того, не исключена возможность, что оруденение, давшее начало этим рудопроявлениям, является более древним и связано с нижнепалеозойским гранитоидным комплексом.

Наконец, рудопроявления меди на горе Сагат (62) и в районе с. Соленоозерная (64) имеют гнездовой характер, приурочены к песчаникам верхнедевонского возраста и являются в этом отношении аналогичными месторождениям Печищенской группы.

Таким образом, среди медных месторождений выделяются два типа: месторождения с пластовообразными залежами (Печищенская группа месторождений) и месторождения с кварцево-медными жилами (Копьевская группа месторождений). Оба типа имеют мезотермальный генезис, возраст оруденения — верхнепалеозойский, частично девонский<sup>1</sup>.

Указанные месторождения меди в настоящее время не имеют большого промышленного значения. Однако в связи с тем, что проблема меди для юго-западной Сибири стоит очень остро, возможно, что вышеперечисленные месторождения, несмотря на бедность руд, приобретут в ближайшее время промышленную ценность. Особенно это относится к Печищенской группе медных

<sup>1</sup> И. В. Лучицкий и некоторые другие геологи связывают медное оруденение в рассматриваемом районе с нижне-среднедевонскими эффузивами. Однако этот вывод может быть правильным в применении только к частям месторождений. Ему противоречит то, что на данной территории аналогичные медные месторождения встречены в породах верхнего девона.

месторождений, запасы которых велики, а геологические условия благоприятны для разработки открытым способом.

Возможность выявления новых медных месторождений на территории листа N—45—XII невелика, поскольку в описываемом районе уже проведены неоднократные поиски месторождений меди и других полезных ископаемых. Однако это не исключает возможности выявления новых рудопроявлений, а, возможно, и месторождений меди на глубине при специальных исследованиях, которые должны проводиться в области развития вулканогенно-осадочных образований быскарской серии, к которой в Минусинских котловинах пространственно приурочена подавляющая часть медных месторождений.

### Свинец и цинк

Свинцово-цинковое оруденение на территории листа N—45—XII представлено небольшим непромышленным Оракским месторождением (3) и четырьмя рудопроявлениями.

Оракское свинцово-цинковое месторождение (3) располагается на восточной окраине улуса Ораки, в 20 км к западу от ст. Ужур. В 1932 г. оно эксплуатировалось старательской артелью, добывшей 480 кг галенита, но затем было заброшено ввиду большого притока грунтовых вод.

По данным Н. А. Боговарова, коренное месторождение представляет собой кварцевую жилу с вкрапленностью галенита. Вместе с тем было выявлено геологоразведочными работами, проведенными в 1936 г. всесоюзной конторой «Лакокрасксырье», что свинцовая руда залегает неправильными гнездами до 0,5 м в диаметре в известковистых песчаниках верхнего девона. Химический анализ обохренных песчаников, в которых располагаются гнезда галенита, показал содержание свинца 0,38% и цинка 0,04%. Подобные же результаты были получены при химическом анализе обохренных песчаников, взятых в 2 км к югу от улуса Ораки.

Имеющиеся данные позволяют считать, что Оракское свинцово-цинковое месторождение связано с проникновением рудоносных растворов в трещиноватые верхнедевонские песчаники и по своему генезису является гидротермальным.

Запасы месторождения и его перспективы не выяснены, в связи с чем требуется постановка на нем глубоких геологоразведочных работ.

Черемшанское (29), Устинкинское (53) и два Колбинских (6, 7) свинцово-цинковых рудопроявления имеют много общего между собой. Все они представлены обохренными известняками среднедевонского возраста (сарагашская и бейская свиты), химический анализ которых показал содержание свинца и цинка в сотые, иногда десятые доли процента. Генезис этих рудопроявлений не выяснен. И. К. Баженов и М. М. Грунин [3] указывают, что все перечисленные рудные

точки приурочены или к тектоническим нарушениям или к флексуобразным крутым заворотам слоев.

Ряд исследователей (И. К. Баженов, М. М. Грунин и др.) считают, что в рассматриваемом районе медные и свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления имеют сходные черты строения, которые проявились в условиях залегания рудных тел, общности минералогического состава и генетических особенностей, наконец, в одинаковом возрасте оруденения. Основанием для этого явилось то, что как свинцово-цинковое, так и медное оруденение приурочены к породам нижнего, среднего и верхнего девона и имеют, таким образом, одинаковый верхний возрастной предел своего проявления. Форма рудных тел для обоих типов месторождений одинакова: в плохозамещающихся породах (эффузивы, интрузивные породы) рудные тела представлены кварцевыми и баритовыми жилами или же зонами дробления, цементированными рудным веществом (Копьевская группа медных месторождений, Усть-Парнинское свинцово-цинковое месторождение). В легкозамещающихся породах — известняках, песчаниках, конгломератах — оруденение имеет вкрапленный или пластовый характер (Пещищенская группа медных месторождений, Оракское свинцово-цинковое месторождение).

Комплекс рудных и нерудных минералов, встреченных в медных и свинцово-цинковых месторождениях, сходен. Для обоих типов оруденения характерно наличие барита и целестина. Более того, в свинцово-цинковых месторождениях (Усть-Парнинское) встречены халькопирит, халькозин, барит и пирит и другие медьсодержащие минералы, а в кварцевых и баритовых жилах Копьевских медных месторождений в ряде случаев был обнаружен галенит. В качестве примесей в обоих типах оруденения встречаются серебро, ванадий.

Все эти данные позволяют И. К. Баженову и М. М. Грунину [3] предполагать, что в описываемом районе свинцово-цинковое и медное оруденения имеют верхнепалеозойский возраст, родственны друг другу и своим происхождением обязаны действию гидротерм, происходящих из одного источника. Источник гидротерм не совсем ясен, так как в Кузнецком Алатау и Минусинских котловинах интрузии моложе нижнего и среднего девона не известны. Единственными магматическими породами, которые секут все отложения среднего и верхнего палеозоя, являются дайки палеобазальтов, имеющие доюрский возраст. С этими палеобазальтами генетически связываются медное и свинцово-цинковое оруденения.

### Алюминий

В качестве алюминиевого сырья на рассматриваемой территории могут служить нефелиновые порфириды и берешиты, которые во вкрапленниках содержат большое количество нефелина.

Разведано одно довольно крупное месторождение этих пород, которое представляет промышленную ценность в связи с разработкой месторождений нефелиновых сиенитов на горе Горячей (на территории смежного листа N—45—V).

Месторождение нефелиновых пород у с. Андрюшкина Речка (2). Это месторождение находится на левом берегу р. Берешь, против с. Андрюшкина Речка и было детально разведано геологическими партиями «Енисейстрой». Оно представлено пластовыми залежами берешитов и нефелиновых порфиринов, залегающими среди покровов порфиринов, диабазов, палеобазальтов и ортофинов, слагающих в этом месте быскарскую серию. В районе месторождения покровы эффузивов имеют меридиональное простирание и образуют флексуобразный перегиб. Падение покровов восточное. Разведанная площадь месторождения разделяется на три участка, в которых выделено восемь рудных тел. Северный участок (Нижне-Еловый) содержит четыре рудных тела. Наиболее крупное из них тело № 1, длина которого достигает 2700 м, а ширина меняется от 50 до 300 м. Остальные три рудных тела имеют меньшие размеры. Площадь их соответственно составляет 35 000 м<sup>2</sup>, 75 000 м<sup>2</sup> и 7500 м<sup>2</sup>. Центральный участок представляет собой главное рудное поле с наиболее крупным рудным телом № 5. Последнее разделено речкой Андрюшкиной на две части: правобережную и левобережную. Правобережная часть прослежена на протяжении 200 м при ширине рудной полосы от 100 до 200 м. Левобережная часть протягивается на расстоянии 900 м, а ее ширина достигает 250—500 м. Южный участок (Верхне-Еловый) обнимает три рудных тела, из которых первое имеет длину 720 м, ширину до 400 м; второе — длину 2280 м, ширину — от 80 до 300 м и третье — длину 1350 м, ширину от 50—150 м.

Средний химический состав берешитов, по данным химических анализов Центральной химической лаборатории Геологического управления «Енисейстрой», следующий: SiO<sub>2</sub> — 45,76%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 22,6%; F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 9,11%; R<sub>2</sub>O — 6,96%. Потери при прокаливании — 8,02%. Технологические испытания, проведенные для свежих берешитов, показали, что получение богатого концентрата возможно, но при низком его выходе. Запасы месторождения велики.

Месторождение представляет промышленный интерес и может быть отнесено к разряду крупных.

#### РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Редкометальное оруденение на описываемой территории пространственно и генетически связано с Саралинским массивом гранитоидов нижнепалеозойского возраста. Представлено оно двумя непромышленными месторождениями вольфрама (61 и 25) и одним месторождением молибдена (25). Кроме того, известно еще

несколько более мелких рудопроявлений вольфрама и молибдена (55, 25).

Вольфрамовое оруденение развито в скарнах и кварцевых жилах, приуроченных в своем распространении к приконтактовым зонам нижнепалеозойских гранитоидов и отложений нижнего и среднего кембрия.

Молибденовое оруденение наблюдается в зонах дробления, где в результате гидротермальной переработки породы испытали значительную кварц-полевошпатовую инъекцию и были импрегнированы пиритом, флогопитом и молибденитом. Оба типа оруденения встречаются совместно.

#### Вольфрам

Агаскырское вольфрамовое месторождение (25) располагается в 1,5—2 км к востоку-северо-востоку от улуса Агаскыр. Этот участок сложен сильно метаморфизованными отложениями среднего кембрия, представленными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами и эффузивами, которые прорваны массивом диоритов и многочисленными дайками гранит-аплитов и сиенит-аплитов нижнепалеозойского возраста. В приконтактовых зонах с диоритами наблюдаются несколько участков развития скарнов (участки Кладбищенский, Гранатовый, Листвяжный и др.). Скарны серовато-зеленые, мелкозернистые состоят из диопсида, бурого андрадита, волластонита, микроклина. Много эпидота. Скарны образуют две рудные залежи, из которых одна незначительна и имеет длину 4 м при ширине в 1 м, а другая большая прослежена на расстоянии 60 м при средней ширине 0,8 м. Оруденение шеелитовое неравномерное. Содержание WO<sub>3</sub> колеблется от 0,03 до 6,58%, при среднем содержании 0,32%.

Наряду со скарнами в составе месторождения большую роль играют кварцевые жилы, имеющие северо-западное простирание и прослеженные на расстоянии до 70 м. В них были встречены среди кварца вкрапленники шеелита, достигающие в отдельных случаях 4—5 см в диаметре. В некоторых жилах был обнаружен галенит и пирит. Спектральный анализ установил присутствие в жилах молибдена, никеля и кобальта в количестве от следов до тысячных долей процента, висмута и цинка от тысячных до 1%.

Кроме этого, была встречена одна жила низкотемпературного кварца с галенитом. Запасы месторождения не известны. Имеющиеся данные пока не позволяют относить Агаскырское месторождение к разряду промышленных.

Ошкольское вольфрамовое месторождение (61) находится в 1, 1,5 км к западу-северо-западу от оз. Ошколь, вблизи с. Ошколь. Оно приурочено к разлому субмеридионального простирания, по которому известняки бейской свиты надви-

нуты на нижнепалеозойские гранодиориты и сиениты. Месторождение образовано кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, располагающимися в узкой полосе гранитов параллельно тектоническому контакту со среднедевонскими известняками. По данным Б. А. Фрайнда [76], всего обнаружено и расчищено 35 жил, которые большей частью имеют северо-восточное простирание. Эти жилы группируются на двух участках: «Свинарном», находящемся вблизи свинофермы совхоза, и «Ошкольском», примыкающим к оз. Ошколь. Большинство жил являются безрудными. На участке Свинарном шеелит обнаружен в трех жилах, в которых содержание колеблется от 0,05 до 0,40%. На Ошкольском участке шеелит обнаружен в большей части жил и содержание  $WO_3$  более значительно, в среднем 0,5—1,0%. Бороздвое опробование всех жил показало, что в целом содержание  $WO_3$  в кварцевых и кварц-пегматитовых жилах незначительно и месторождение, по заключению Б. А. Фрайнда, промышленного значения не имеет.

Кроме описанных выше месторождений, рудопроявления вольфрама были обнаружены в двух местах. Одно из них располагается по левому берегу р. Сарала, в 4 км выше по течению от устья р. Юзик (55) в приконтактной зоне известняков белокаменной свиты с гибридными нижнепалеозойскими диоритами. Второе находится в 25 км к востоку от с. Агаскыр (25) и также приурочено к активному контакту нижнепалеозойских диоритов с породами канымской свиты среднего кембрия. В обоих случаях вольфрамовое оруденение связано со скарнами, аналогичными описанным для Агаскырского вольфрамового месторождения.

### Молибден

Агаскырское молибденовое месторождение (25) располагается в 3 км к северо-востоку от улуса Агаскыр по правым логам р. Агаскырское Печище. Впервые месторождение было описано в 1908 г. А. Педашенко. Затем оно было обследовано и изучено И. С. Цейклиным, И. К. Баженовым, В. И. Краснокутским, Г. М. Еханиным. Участок Агаскырского месторождения, по данным металлометрического опробования, вытянут в субширотном направлении на 3 км, при ширине в 1,5 км. Он сложен кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами канымской свиты среднего кембрия. Сильный метаморфизм пород этой свиты в этом месте явился следствием воздействия на породы интрузии гранитов и диоритов, в результате которого породы кровли здесь инъецированы кварц-полевошпатовым материалом, пронизаны прожилками кварца. Кроме того, метаморфизм пород был усилен за счет ряда разломов субширотного простирания, которые прослеживаются через весь участок Агаскырского месторождения. Месторождение представляет собой зону брекчированных, окварцованных, сильно измененных бере-

зитизированных пород, сцементированных рудоносными растворами. Молибден рассредоточен в породе в виде мелких чешуек, хотя иногда он образует заметные простым глазом скопления. По данным Г. М. Еханина [57], из 37 бороздовых проб, взятых по сетке  $100 \times 200$  м, 25 дали содержание молибдена от 0,01 до 0,1%.

Запасы месторождения не выяснены, что не позволяет его относить к разряду промышленных. Вместе с тем Агаскырское месторождение имеет большое сходство с Сорским молибденовым месторождением, запасы которого очень велики. Поэтому необходима дальнейшая доразведка Агаскырского молибденового месторождения для выяснения его перспективности.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

#### Барит

Барит представлен одним непромышленным месторождением — Мало-Сютикским (36) и двумя рудопроявлениями (10, 38). Во всех случаях барит встречен в жилах и генетически связан с медным и свинцово-цинковым оруденением.

Мало-Сютикское месторождение (36) расположено в 3 км к юго-востоку от с. Малый Сютик, рядом с одноименным медным месторождением. Месторождение представлено четырьмя баритовыми жилами — Главной, Центральной, Северной и Западной, которые все приурочены к зоне разлома северо-западного простирания. Главная жила прослежена на расстоянии 210—220 м; ее простирание северо-западное. О направлении и падении жил сведений нет. Она имеет много разветвлений, раздувов и пережимов, в связи с чем мощность ее колеблется от 5—10 см до 2,5 м. Сложена жила белым и розовато-белым баритом с палетом медной зелени и железа. Центральная жила имеет меридиональное простирание. Ее длина 250 м. Мощность выдержана в пределах 1,0—1,6 м. Она выполнена белым, серым и розовым баритом. Западная жила прослежена на расстоянии 90 м и имеет непостоянную мощность от 10—15 см до 1,0—1,5 м. Северная жила наименьшая. Ее мощность 3—10 см. Обе последние жилы сложены серым баритом, пропитанным окислами железа.

Запасы Мало-Сютикского месторождения не определялись. Месторождение представляет интерес. Необходимы разведочные работы на глубину. Не исключена возможность нахождения новых баритовых жил. Условия эксплуатации месторождения благоприятные.

В 1,5 км к югу от Мало-Сютикского месторождения встречено рудопроявление барита, связанное с Амбарным медным месторождением (38). Здесь встречены две жилы белого и розовато-

белого барита. Жилы прослежены по простиранию на 5 м, при средней мощности 15—20 см. Обе жилы приурочены к зоне разлома.

Второе рудопоявление барита находится в районе Печищенского медного месторождения (10). Здесь вскрыта небольшая баритовая жила, содержащая вкрапленность галенита.

### Битумы

Проявления битумов были встречены в пяти местах: два из них располагаются в районе улуса Саплот, остальные к западу от оз. Ошколь, на Агаскырском молибденовом месторождении и в районе Печищенского медного месторождения.

Битумопроявления в районе улуса Саплот впервые были описаны в 1938 г. А. В. Русановым [70]. Одно из проявлений расположено в 3—3,5 км к северо-западу от улуса Саплот на южном склоне горы Сохатой (66), другое — в 2,5 км к юго-западу от улуса Саплот на горе Худой (67). Оба битумопроявления представлены коричневым и равномерноокрашенным воскообразным веществом, заполняющим в виде прожилок трещины в мелкозернистых песчаниках тубинской свиты или слагающим отдельные пятна и налеты. Химический анализ этих битумов, проведенный М. Н. Соколовой и В. Г. Пуцилло [71], дал следующие результаты: С=83,65%; Н=13,78%; О+S+N=2,61%; С:Н—6,09; 95,51% битума растворимо в бензоле. Битум плавится при температуре ниже 100°С. Эти анализы позволили М. Н. Соколовой отнести их к озокеритам.

В районе оз. Ошколь (60) битумопроявление приурочено к тектонической зоне на границе среднедевонских известняков с нижнепалеозойскими гранитоидами, где были отмечены жилки битума, дающего с растворителями желто-коричневую вытяжку.

В районе Печищенского медного месторождения (13) битумопроявление связано с кварцевыми прожилками. По данным А. В. Тыжнова, битум представлен асфальтитом. Химический анализ отсутствует.

Наконец, битумопроявление, обнаруженное Г. М. Еханиным, (61) в пределах Агаскырского молибденового месторождения (18) связано с прожилками кальцита, в которых был обнаружен асфальтит, аналогичный известным битумам из кварцевых жил Усть-Парнинского свинцово-цинкового месторождения.

Все отмеченные выше битумопроявления характеризуются незначительными размерами, не представляют собой практической ценности и интересны лишь как минералогические находки.

### ШЛИХОВОЕ ОПРОБОВАНИЕ

На территории листа шлиховое опробование проведено равномерно. Западная часть района, охватывающая восточный склон Кузнецкого Алатау, неоднократно подвергалась тщатель-

ному опробованию, в то время как восточная часть территории, входящая в состав Чебаковско-Балахтинской котловины, была исследована слабо. В шлихах были найдены шеелит, хромит, единичные знаки киновари, молибденита, золота, галенита, халькопирита.

В западной части района, в области распространения гранитоидов нижнепалеозойского возраста, почти во всех шлихах был обнаружен шеелит, количество которого обычно не превышает нескольких зерен, но в некоторых случаях (район оз. Ошколь) достигает 600—700 зерен. Такая региональная зараженность шеелитом не вызывает удивления, поскольку она наблюдается и в других местах на восточном склоне Кузнецкого Алатау (район Уйбатского гранитоидного плутона и т. д.). Специальные исследования Б. А. Фрайнда [76] в районе оз. Ошколь, показали, что имеются два главных источника шеелита. Первый, основной, — это Саралинский гранитоидный плутон, содержащий шеелит в мелкодисперсном состоянии, что подтверждается металлотрией и шлиховым опробованием элювия и делювия по гранитам. Вторым, частным, источником шеелита являются кварцевые жилы и скарны Агаскырского, Ошкольского и др. рудопоявлений вольфрама.

Молибденит в шлихах был обнаружен в нескольких местах, в большинстве которых он приурочен к уже известным соответствующим месторождениям и рудопоявлениям. Более интересны единичные находки молибденита в шлихах по левым притокам рр. Агаскырское Печище и Сабула в их среднем течении. Обс точки располагаются недалеко друг от друга и имеют поисковое значение.

Золото встречено в единичных случаях в шлихах, взятых на главных водных артериях района — р. Чулым и ее притоке р. Белый Июс. Оно, по-видимому, транспортируется этими реками с золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау. Кроме того, единичные знаки золота встречены в шлихах, взятых на восточных берегах оз. Большого и оз. Малого. Источник золота здесь неясен.

Единичные знаки киновари в шлихах обнаружены в двух местах: по р. Чулым, в 2,5 км ниже с. Торгужан, и в русле р. Агаскырское Печище, в 2 км ниже с. Агаскыр. Источник ртути в обоих случаях не выяснен.

В верховьях р. Сабулы в шлихах были найдены зерна галенита и халькопирита. ореол рассеяния этих минералов в шлихах совпадает с зоной разлома северо-западного простирания и поэтому может представлять интерес для поисков в этом районе кварцевых жил, несущих свинцово-цинковое и медное оруденение.

Хромит встречен в северо-западной части района главным образом в области распространения эффузивов нижне-средне-девонского возраста, в которых он содержится в рассеянном состоянии.

## СОЛИ

Соляные месторождения в пределах района связаны с горько-солеными озерами Тус, Учум, Тусколь и Конголь. На дне этих озер выпадает самосадочная глауберова соль с примесью хлористого натрия. Из озер Тус и Учум поваренная соль извлекается местным населением для кормления скота. На озерах Тусколь и Конголь промышленным способом добывается глауберова соль и работает сульфатный завод. Запасы глауберовой соли в соляных озерах значительны.

### Глауберова соль

Тускольское месторождение (30) глауберовой соли располагается в 16 км к западу от с. Копьево. Оно приурочено к озерам Тусколь и Конголь. Глауберова соль имеет самосадочное происхождение и добывается со дна озер. Озера Тусколь и Конголь находятся в непосредственной близости друг от друга. Озеро Тусколь имеет овальную форму и размеры 1,5 × 0,6 км. Глубина озера достигает 2,5 м. Пласт мирабилита занимает площадь 0,377 км<sup>2</sup> и в центральной части имеет мощность 5,05 м. Озеро Конголь имеет вытянутую форму. Длина его 600 м, ширина — 100—300 м и глубина до 2 м. Пласт мирабилита в оз. Конголь прослежен на площади 0,065 км<sup>2</sup>. Его мощность 2,25 м. В верхней части пластов мирабилита на глубину 0,5 м проникает ил.

Химический состав мирабилита в озерах следующий: В оз. Тусколь: Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> — 41,13%; CaCO<sub>3</sub> — 0,07%; MgSO<sub>4</sub> — 0,28%; CaSO<sub>4</sub> — 0,53%; NaCl — 0,25%; нерастворимый остаток — 5,05%; летучие вещества — 1,18%; влага — 53,12%. В оз. Конголь: Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> — 42,9%; CaCO<sub>3</sub> — 0,07%; MgSO<sub>4</sub> — 0,14%; CaSO<sub>4</sub> — 0,21%; NaCl — 0,08%; нерастворимый остаток — 1,22%; летучие вещества — 0,14%; влага — 55,20%.

Мирабилит крупнокристаллический, плотный. Разведочными работами в 1954 г. пробурено на обоих озерах 20 скважин, по которым были подсчитаны запасы, — 1122,5 тыс. т мирабилита. Эти запасы позволяют отнести месторождение к разряду средних промышленных.

Тускольское месторождение в настоящее время эксплуатируется, на нем работает сульфатный завод артели «Сибирь».

Кроме озер Тусколь и Конголь, самосадочный мирабилит встречен в оз. Тус (65), дно которого покрыто толстым слоем глауберовой соли с примесью поваренной соли. Последняя кустарным способом добывается местным населением. Запасы мирабилита в оз. Тус не определялись.

Значительное содержание в воде сульфата натрия отмечено в горько-соленых озерах — Учум и Салбат, но не в таких концентрациях, как в оз. Тусколь.

Все горько-соленые озера, в которых был обнаружен мирабилит, являются бессточными, как правило, высыхающими. Засоленность этих озер происходит, по-видимому, за счет выщелачивания красноцветных лагунно-континентальных соленосных отложений верхнего девона.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

### Порфиры и граниты

Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и граниты, которые могут быть использованы в качестве штучного бутового камня, а также облицовочного материала, на территории листа широко развиты. Они могут легко разрабатываться открытым способом в скальных обнажениях кислых порфиров по правому борту долины ключа Таежного, по долине р. Саралы между впадением р. Юзик и с. Сарала, в гранитном массиве, располагающемся к северу от оз. Ошколь и в других местах. Отсутствие опробования не позволяет выяснить технологические свойства этих материалов, а, следовательно, и промышленную ценность месторождения, для чего необходимы дополнительные исследования.

### Эффузивы

Порфириты ниже-среднедевонской вулканогенной серии пользуются широким развитием. Специальных разведочных работ на них не производилось. Поэтому каких-либо данных о запасах и их технологических свойствах не имеется. Эффузивные породы широко применяются местным населением при строительстве фундаментов зданий и дорог в качестве щебня, бута, плитняка и делового камня.

Наиболее удобным для добычи открытым способом эффузивных пород являются участки, лишенные леса, обрывы или крутые склоны низкогорных массивов с удобными подъездными путями. Такие участки известны в районе совхоза Устинкино (28,51), с. Черемшино, ст. Копьево и др.

### Известняки

Аржувское месторождение (5) располагается в 12 км к юго-юго-западу от с. Андриюшкина Речка, на правом берегу р. Аржувль, правого притока р. Берешь. Оно приурочено к нижнекембрийским отложениям, представленным здесь известняками с прослоями кремнистых сланцев, прорванных дайками эффузивов. Простираение толщи известняков северо-восточное, падение крутое. С северо-запада толща известняков ограничена зоной разлома, в связи с чем известняки частично брекчированы. Само месторождение сложено мелкокристаллическими известня-



ками, представленными двумя разностями: белыми или светло-серыми и темно-серыми. В обоих разновидностях наблюдается полосчатость и перекристаллизация.

Средний химический состав известняков характеризуется следующими данными:  $\text{SiO}_2$  — 0,85%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,37%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,68%;  $\text{CaSO}_4$  — 54,04%;  $\text{MgO}$  — 0,45%;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,017%;  $\text{SO}_3$  — 0,008%. Потери при прокаливании — 42,6%.

Известняки могут служить хорошим флюсом при производстве алюминия из нефелиновых сиенитов горы Горячей, а также сырьем для производства карбида кальция.

Месторождение в 1948 г. разведывалось Ужурской партией Красноярского геологического управления. Запасы месторождения на площади 0,5 км<sup>2</sup> определяются в 48 млн. т. При расширении площади разведки запасы могут быть значительно увеличены. Месторождение имеет промышленное значение и по запасам относится к крупным.

Кроме Аржунского месторождения, существует целый ряд мест, удобных для разработки известняков, например, уступ известняков бейской свиты, протягивающийся от верховьев р. Колбы до с. Костино, бейские известняки на южном крыле Копьевского купола, в 2—3 км к западу от д. Поросенково, к югу от оз. Тус и в других местах. Однако опробованию эти известняки не подвергались и поэтому их технологические свойства не выяснены. Известно лишь, что известняки в районе р. Колбы и у оз. Тус используются местным населением для получения извести.

### Мраморы

Саралинское месторождение (57) представляет собой крупное месторождение мраморов, которое находится в 1,2—2,5 км к востоку-северо-востоку от пос. Таежного, по обеим сторонам долины р. Сарала.

Месторождение эксплуатируется. На мраморах с этого месторождения работает мраморный завод «Хакоблпромсоюза» в пос. Таежном. Саралинское месторождение мраморов принадлежит белокаменной серии нижнего кембрия. Мраморы возникли благодаря контактовому воздействию саралинского батолита. Месторождение распадается на два участка: первый участок находится на правом берегу р. Саралы и приурочен к горе Мраморной, образующей отвесные скальные обнажения высотой до 45—50 м. Мрамор белый, реже серовато-полосчатый, средне- и мелкозернистый. Хорошо поддается полировке. На поверхности мрамор выветрелый. Средний размер возможных монолитов 40×70×80 см, реже 1 м<sup>3</sup>. Второй участок расположен на левом берегу р. Сарала, где мраморами сложена большая гора Лысая. Обычно мраморы выветрелые. В свежих обнажениях они имеют снежно-белую, иногда с сероватым оттенком окраску, средне- и крупнозер-

нистые, массивное сложение. Хорошо полируются. Встречаются очень красивые разности белого мрамора с черной полосчатостью.

Мраморы Саралинского месторождения являются хорошим строительным и подолочным камнем. Запасы мраморов определяются в 2000 тыс. м<sup>3</sup>.

Красивые разности белого мрамора встречены по обеим сторонам р. Юзик, в 2 км к северо-западу от пос. Юзик. Мраморы плотные, среднезернистые, массивные, вскрываются на большой площади. Месторождение не разведывалось, запасы не подсчитывались.

### Глины кирпичные

Ужурское месторождение (4) кирпичных глин располагается в 1,5—2 км к северо-западу от ст. Ужур, в долине р. Ужур, по-видимому, связано с отложениями древней долины. Оно представлено коричневыми, пластичными, слабо песчаными глинами, залегающими на глубине 1,5—2,0 м. Пройденная скважинами неполная их мощность достигает 8—12 м. Глины пригодны для изготовления кирпича и черепицы. Месторождение разрабатывается открытым способом.

Дальнейшие поиски месторождений кирпичных глин следует вести в отложениях древней долины р. Черный Июс, так как более молодые четвертичные отложения состоят в основном из песков и галечников. Кроме того, кирпичные глины, возможно, будут встречены в древних отложениях р. Белый Июс и в озерных образованиях.

### Галечники

Июсское месторождение (63) расположено в 2 км к северо-северо-западу от развезда Белый Июс. На месторождении работает карьер, обслуживающий балластом прилегающие участки железной дороги. Галечники слагают пойменную террасу р. Белый Июс. Они разрабатываются на участке вдоль левого берега речки Черной (притока р. Белый Июс), который имеет длину до 5 км и ширину около 700 м. Галечники залегают близко к поверхности и имеют видимую мощность свыше 3,5 м. Их полная мощность не выяснена. Состав гальки весьма разнообразный. Преобладает окатанная галька изверженных пород. Размер ее колеблется от 3 мм до 8—9 см, в среднем 3—5 см. Среди гальки много грубозернистого кварцевого песка. Месторождение характеризуется значительной обводненностью. Запасы гальки по категории А<sub>2</sub> — 2786 тыс. м<sup>3</sup>, что определяет крупное промышленное значение месторождения.

Копьевское месторождение (19) находится на левом берегу р. Чулым в 6,5 км к северу от ст. Копьево. Месторождение разрабатывается для нужд железной дороги. Оно пред-

ставлено галечниками, слагающими пойменные террасы р. Чулым, и доступно для открытой разработки. Галька хорошо окатана, состоит из изверженных пород, реже девонских песчаников и переслаивается с грубозернистым песком. Мощность продуктивной толщи галечников 0,3—2,7 м. По своим технологическим свойствам галечники отвечают требованиям промышленности и относятся к гравийно-путевому балласту II сорта. Запасы галечников значительны, по категории С<sub>1</sub> превышают 2350 тыс. м<sup>3</sup> и достаточны для промышленной разработки месторождения.

Мало-Сюткинское месторождение (31) находится на пойменной террасе р. Черный Июс, доступно для открытой разработки в 4 км к югу от ст. Копьево. Галечники месторождения состоят из хорошо окатанной гальки изверженных пород, среди которых встречаются прослои и линзы песков мощностью до 0,7 м. Песка в галечниках содержится от 14 до 36,88%. Галечники месторождения по техническим условиям относятся к гравийно-путевому балласту II сорта. Запасы галечников определены по категории А — 994 тыс. м<sup>3</sup> и достаточны для промышленного освоения месторождения, которое в настоящее время не эксплуатируется.

Кроме описанных выше месторождений, добыча гальки для нужд дорожного хозяйства производится в долине р. Сарала, в 2 км к западу от горы Сарала, из второй надпойменной террасы на левом берегу реки, в 6 км к юго-западу от с. Сарала также из второй надпойменной террасы, но на правом берегу реки. В обоих местах мощность галечников превышает 6—7 м и они разрабатываются открытым способом для нужд автомобильного тракта Главстан-Копьево. Технологические свойства этих галечников не выяснены. Возможна добыча галечников и в других местах района, в террасах. Район этим видом строительных материалов достаточно обеспечен.

### Песок строительный

Белоиюсовское месторождение (45) строительного песка находится на левой стороне долины р. Белый Июс, в 7,5 км к югу от ст. Копьево. Оно приурочено к пойменной террасе и разрабатывалось открытым способом. Месторождение было открыто при постройке Ачинск-Абаканской ж. д., когда из него было вывезено свыше 43 тыс. т прекрасного балластного песка. В настоящее время месторождение не эксплуатируется. Запасы не определялись. Пески можно разрабатывать и в других частях района — в долинах крупных рек.

### Песчаник

Разработка песчаников для строительных целей в описываемом районе возможна во многих местах. Участки, удобные как

в отношении открытой разработки, так и в хороших подъездных путях, располагаются между селениями Сульфатный завод и Учум. В районе селений Костино, Большое Озеро и Ораки, к северо-западу от с. Подзаплот, к северу и западу от разъезда Белый Июс и в ряде других мест. Однако во всех этих местах технологические свойства песчаников выяснены не были, и для определения промышленной ценности указанных проявлений требуется дополнительное исследование. Запасы песчаников не ограничены.

Опробование песчаников как строительных материалов было проведено в двух точках: 1) на правом берегу р. Черный Июс (33) были опробованы кварц-полевошпатовые песчаники толтаковской свиты, которые показали временное сопротивление 732 кг/см<sup>2</sup> и выдержали 25-кратное замораживание; 2) в 8 км к юго-востоку от ст. Копьево песчаники, залегающие в составе быскарской вулканогенной серии. Их временное сопротивление 1078 кг/см<sup>2</sup>. Они также выдержали 25-кратное замораживание. Песчаники в этой точке разрабатывались для строительства железной дороги. Запасы в обоих случаях определены не были.

### Поделочные камни

Из этой группы полезных ископаемых на территории листа присутствуют яшмы, проявление которых известно в 1,5 км к северу от ст. Копьево. Залегают яшмы среди эффузивов быскарской вулканогенной серии. Яшмы темно-красного цвета с охристыми прожилками. Проявление не разведывалось, и запасы не известны. Кроме яшм в качестве поделочного камня могут рассматриваться мраморы, обнажающиеся по правому борту долины р. Сарала, в 1 км к северо-востоку от пос. Таежного. Среди мраморов этого месторождения содержится много ценных декоративных разновидностей. Промышленное значение их сильно снижается, так как ценные разновидности распространены на мелких участках и даже в пределах этих участков характеризуются сильной изменчивостью. На мраморах этого месторождения в пос. Сарала-Гидра работает небольшой мраморный завод, изготавливающий кустарные декоративные и художественные изделия.

### ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Грязи лечебные известны на оз. Учум, в 10—12 км к северо-востоку от ст. Копьево, где построен одноименный с озером курорт. Озеро Учум расположено в понижении между грядами. Его ширина 1,7 км, длина 4 км и глубина до 7 м. Вода горько-соленая (сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридная). В озеро впадают три соленых источника. Дно озера покрыто слоем минеральной грязи, издающей сильный запах сероводорода.

Химический анализ грязей по Геблеру показал следующее:

	мг/ионы	мг-экв	% экв.
Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	10 350,0	450,0	92,0
Ca <sup>++</sup>	98,6	4,9	1,0
Mg <sup>++</sup>	414,0	34,5	7,0
Cl <sup>-</sup>	1 625,0	45,8	9,8
SO <sub>4</sub> <sup>''</sup>	16 645,2	346,8	70,8
CO <sub>3</sub> <sup>''</sup>	1 260,0	42,0	8,5
HCO <sub>3</sub> <sup>''</sup>	3 358,0	55,0	11,2
Всего:	33 750,0	489,0	

Грязи оз. Учум имеют лечебные свойства. Хорошие результаты были получены при лечении ревматизма, паралича, экземы, катара желудка, отравления ртутью, нервных болезней и др.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

1. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 1. Кембрий. М—Л., Госгеолгиздат, 1940.
2. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. 1, под ред. Л. Л. Халфина. ЗСГУ, Томский политехнический ин-т, М., 1955.
3. Баженов И. К., Грунин М. М. Свинцово-цинковое оруденение в Июсо-Печищенском районе. Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, № 4, 1939.
4. Беляков Н. А. Очерк тектоники Минусинской котловины. Материалы по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности Зап. Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954.
5. Вологдин А. Г. О возрасте енисейской свиты. Геол. вестник, т. 7, вып. 1—3, 1929.
6. Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, № 17, 1948.
7. Додин А. Л., Сперанский Б. Ф. Объяснительная записка к листу № 45. Госгеолгиздат, 1947.
8. Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау, Углетехиздат, 1948.
9. Дорошко С. М., Чиркова-Залесская Е. Ф. Нижнедевонские отложения Северо-Минусинской котловины. Докл. АН СССР, т. ХСVIII, № 1, 1954.
10. Журавлева И. Т. Археонаты кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. Материалы по фауне и флоре палеозоя Сибири. АН СССР. Тр. Палеонтологического ин-та, т. LVI, 1955.
11. Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.
12. Котельников Л. Г. Девонские и послекарбоновые базальты Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. Тр. ЦНИГРИ, вып. 63, 1936.
13. Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Суворова В. С. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины. Сов. геология, № 42, 1955.
14. Краснопеева П. С. Новые данные к стратиграфии археонатов Западной Сибири. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 99, № 4, 1954.
15. Кузнецов Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестн. ЗСГТ, № 3—4, Томск, 1932.
16. Мелешенко В. С. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. Сб. «Палеонтология и стратиграфия». Тр. ВСЕГЕИ, вып. 16, 1953.
17. Мелешенко В. С. Новые данные по нефтеносности Минусинской котловины. Материалы по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности Западной Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954.
18. Мелешенко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.

19. Монич В. К. Геоморфологический очерк Кузнецкого Алатау. Тр. треста Золоторазведка и ин-та НИГРИзолото, вып. 5—6, 1937.

20. Никитин Д. В. Трахиобазальты и трахиодолериты Кузнецкого Алатау. Зап. Всерос. минералогич. об-ва, 2-ая сер., ч. 69 (XIX), вып. 2—3, 1940.

21. Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Тр. ЦНИГРИ, вып. 124, 1940.

22. Обручев В. А. Геология Сибири, т. I. — Докембрий и древний палеозой, 1935. Т. II — Средний и верхний палеозой, 1936. Т. III — Мезозой и кайнозой, изд. АН СССР, 1938.

23. Обручев В. А. История геологических исследований Сибири, АН СССР, 1932—1949.

24. Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины, под ред. М. А. Ржонсницкой и В. С. Мелешенко. ВСЕГЕИ, 1955.

25. Полезные ископаемые Красноярского края, 1938.

26. Полетаева О. К. Об отложениях и фациях верхнего кембрия и нижнего силура в северо-западной части Кузнецкого Алатау. Вопросы геологии Сибири, т. I, 1945.

27. Теодорович Г. И. Основные черты стратиграфии и палеогеографии девона Минусинской котловины. Сб. «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, т. I, 1954.

28. Чочиа Н. Г., Краснов В. И., Илатова З. Н. Минусинские котловины. Очерки по геологии СССР, т. I, 1956.

29. Усов М. А. Докембрий Зап.-Сиб. края. Пробл. сов. геол., № 5, 1935.

30. Херасков П. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов. Бюл. МОИП, вып. 3—4, 1932.

31. Чураков А. Н. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины древнего теменн Азии, т. 45, 1927.

32. Чураков А. Н. Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Средней Сибири. Изв. АН СССР, отд. мат. и ест. наук, № 1—4, 1931.

33. Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимической эпохи. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1932.

34. Чураков А. Н. О соотношении между кембрием и протерозоем в Кузнецком Алатау. Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, 1932.

35. Шаманский Л. И. Месторождения свинцово-цинковых руд в Красноярском крае. Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, № 5, 1936.

36. Шаманский Л. И. Хакасско-Минусинские месторождения меди. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, вып. 28, Томск, 1936.

37. Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Очерки по геол. Сибири. Изд. АН СССР, 1932.

38. Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Минусинского края. Тр. ин-та физ. географии АН СССР, вып. 2, 1936.

39. Эдельштейн Я. С. К вопросу о так называемом протерозое и кембрии в Сибири. Пробл. сов. геол., 1934.

#### Фондовая

40. Абрамов М. С. Отчет по опробовательским работам в Шарыповском р-не на г. Горячей на Андрушкиной Речке 1948 г. Запсибметалгеология, фонды Красноярского ГУ.

41. Абрамов М. С. Отчет Ужурской ГРП за 1949 г. Фонды Красноярского ГУ.

42. Афанасьев М. Н. и Матросов А. С. Отчет Красноярской геофизической партии за 1949 г. Фонды Красноярского ГУ.

43. Баженов Н. К. Отчет о работах Иусо-Печищенской партии за 1938 г. Фонды Красноярского ГУ.

44. Беляков Н. А., Мелешенко В. С., Великоя Н. Н. Девонские отложения Минусинской котловины и перспективы их нефтеносности. Отчет по работам Минусинской партии за 1948—1950 гг. ВСЕГЕИ, 1951.

45. Булацель С. Ф. Отчет о полевых работах Ужурской поисково-решивной партии за 1948 г. Фонды Красноярского ГУ.

46. Быков Г. П. Отчет Иусовского поискового отряда за 1937 г. Фонды Красноярского ГУ.

47. Глезер В. Г. Гидрохимическая характеристика Минусинской котловины. Отчет за 1952 г. Фонды ин-та нефти АН СССР.

48. Грайзер М. И., Боровская Н. С., Степанов В. И. Доугленосные отложения нижнего карбона Минусинской котловины. Отчет о работе сводной Северо-Минусинской партии СГПК за 1953—1954 гг. Москва, 1955.

49. Грунин М. М., Перфильев Е. Е. Отчет о работах Печищенской разведочной партии за 1939 г. Фонды Красноярского ГУ.

50. Грунин М. М. и Иванов К. В. Геологическое описание бассейнов среднего течения рек Урюп и Ужур. Отчет Ужурской геологосъемочной партии ЗСГУ за 1940—1941 гг. Томск, 1941.

51. Дембо Т. М. Стратиграфия, тектоника и магматизм нижнего палеозоя северной части золотоносной провинции Кузнецкого Алатау. 1952. Диссертационная работа. Фонды НИГРИзолото.

52. Дерюгина И. В. Отчет Ужурской ГРП Копьевской экспедиции по работам 1949 г. Фонды Красноярского ГУ.

53. Додин А. Л. Геологическое строение р-на бассейна рек Средней Терсы и Саралы (предварительный отчет Алатаусской экспедиции за 1954 г.). Фонды ВСЕГЕИ, 1954.

54. Додин А. Л. Геология и металлогения Кузнецкого Алатау. Фонды ВСЕГЕИ (диссертация).

55. Дубатовол В. Н. Отчет о маршрутных исследованиях в Чебаково-Балахтинской котловине, проведенных в 1951 г. Фонды ВНИГРИ, 1952.

56. Егоров А. С. Геология залежей балластного материала. Фонды Красноярского ГУ.

57. Еханин Г. М., Еханина Т. П. Геологический отчет по работам Агаскырской поисково-съемочной партии за 1952—1954 гг. Фонды Красноярского ГУ, 1955.

58. Еханин Г. М., Еханина Т. П., Позднеева Е. Н. Геологический отчет по работе Юзекской поисково-съемочной партии за 1954 г. Фонды Красноярского ГУ, 1955.

59. Коляго С. А. Отчет о геологопоисковых работах вдоль тракта Ужур—Балахта—Даурск. Фонды Красноярского ГУ.

60. Красильников Б. Н., Долгих Т. С., Олли Е. И., Речменская М. С., Суворова В. С. Геологическое строение Чебаково-Балахтинской впадины. Фонды ВАГТ, 1951.

61. Красильников Б. Н., Лиховицкий В. Ф., Моссаковский А. А., Олли Е. И., Ольховик В. М., Речменская М. С., Созинов Н. А., Суворова В. С. Геологическое строение Чебаковско-Балахтинской и Сыдо-Ербинской впадин. (Отчет Минусинской группы партий о работах 1951—1952 гг.) Фонды ВАГТ, 1952.

62. Лучицкий И. В., Анатольева А. И. Геология Минусинского межгорного прогиба. Т. I, II, III. Отчет партии № 2 Красноярской тематической экспедиции по работам 1951—1953 гг. Фонды Красноярского ГУ, 1954.

63. Лучицкий И. В., Гербек Э. Ф., Позднеева Е. Н. Подсчет запасов по нефелиновым месторождениям горы Горячей и Андрушкиной Речки. Фонды Красноярского ГУ.

64. Моссаковский А. А., Суворова В. С. Геологическое строение северной части Минусинской котловины (часть листа № 45—VI). Отчет о работе партии 1953 г. Экспедиция № 12, партия № 4, Москва, 1954. Фонды ВАГТ.

65. Мясоед Е. Ю. Отчет о разведочных работах на Саралинском месторождении мраморов 1938 г. Фонды Красноярского ГУ.

66. Новоселов А. М. Производственный отчет о работах Саралинской ГРП 1934 г. Фонды Красноярского ГУ.
67. Осипова Н. А. Стратиграфия, фации и перспективы нефтеносности девона Северо-Минусинской котловины. Фонды ВНИГРИ, 1955.
68. Охалкин Н. А. Геологический отчет Кольевско-Печищенской ПРП за 1950—1951 гг. ГУ Енисейстроя. Фонды Красноярского ГУ.
69. Разумовская Е. Э. Геологический очерк центральной части Чулымо-Енисейской депрессии. Фонды Красноярского ГУ.
70. Русанов А. В. Отчет о работах Минусинской геологической партии по проверке заявок на нефть в 1939 г. Фонды Красноярского ГУ.
71. Соколова М. Н. Битумы Минусинской и Чебаково-Балахтинской котловины. Фонды Инст. Нефти АН СССР, 1952.
72. Усов М. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Минусинском и Ачинском уезде в 1917 г. Фонды Красноярского ГУ.
73. Усова А. А. Материалы по изучению нерудных полезных ископаемых Северной Хакасии. ЗСОГК. 1928 г. Фонды Красноярского ГУ.
74. Федоров В. Ф. Сводка данных по месторождениям известняков Красноярского края, 1948 г. Фонды Красноярского ГУ.
75. Федоров Э. Е. Щелочные породы междуречья Береш—Базыр, 1947 г. ВСЕГЕИ. Фонды Красноярского ГУ.
76. Фрайнд Б. А. Отчет о поисково-разведочных работах Изекигольской ГРП 1943 г. Фонды Красноярского ГУ.
77. Цейклин И. С. Поиски молибдена в Кузнецком Алатау. Отчет о работах поискового отряда Сорско-Алатаусской партии 1937 г. Фонды Красноярского ГУ.
78. Чочиа Н. Г. Краткий очерк тектоники Минусинских котловин в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Фонды ВНИГРИ.
79. Янов Э. Н. Новые данные по стратиграфии девонских отложений Назаровской впадины и северо-западной части Чебаково-Балахтинской впадины. Фонды ВСЕГЕИ, 1953.
80. Яцук В. И. Предварительный отчет по разведке Саралинского месторождения мраморов. ЗСГУ, 1938 г. Фонды Красноярского ГУ.
81. Зайцев Н. С. Материалы для познания геологического строения Кузнецкого Алатау. 1948. Фонды Красноярского ГУ.

Список

промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N—45—XII карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к—коренное, р—россыпное)	Номер использованного материала по списку	Примечание
59	IV—1	Верхне-Саралинское (железо)	Не эксл.	К—гидротермальн.	4, 8, 22	Месторождение контактово - метасоматического характера и генетически связывается с нижнепалеозойской гранитоидной интрузией. Рудное тело представлено кварц-магнетитовой породой. Руда представлена магнетитом, частично переходящим в мартит
9	II—2	Печищенское (медь)	.	К—гидротермальн.	7, 14, 19, 21, 26, 34, 35	Месторождение связано с толщей красноцветных песчано-конгломератовых пород быскарской серии. Медное оруденение располагается неравномерно отдельными гнездами и пятнами и имеет избирательный характер. Оруденение приурочено к пластам конгломератов. Из рудных минералов представлены халькозин, борнит, куприт, малахит, азурит и лимонит
14	II—2	Раисыинское (медь)	.	К—гидротермальн.	7, 14, 19, 21, 26, 34, 35	Тип и генезис месторождения аналогичен Печищенскому, с той лишь разницей, что месторождение тяготеет к конгломератовым пластам верхней части красноцветной свиты

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к—коренное, р—россыпное)	Номер использованного материала по списку	Примечание
2	I—1	Андрюшкина Речка (алюминий)	Не экспл.	К—магматическ.	1, 2, 18, 23	Тела берешитовых и нефелиновых порфиров, залегающих среди покровов порфиров, диабазов, палеобазальтов и ортофиров, слагающих здесь быскарскую серию
65	IV—4	Оз. Тус (сульфат натрия)	.	Осадочное	16	Глауберова соль имеет самосадочное происхождение. Мирабилит крупнозернистый плотный
30	III—3	Озера Конголь и Тусколь (сульфат натрия)	.	.	3, 16, 30, 31, 36	Глауберова соль самосадочного происхождения, крупнозернистая и плотная
58	IV—1	Ключ Таежный (кислые породы)	.	.	—	Крупные скальные обнажения кислых порфиров, которые возможно использовать в качестве бутового камня
48	III—1	Лог Каинский (кислые породы)	.	.	—	Скальные обнажения кислых порфиров, которые возможно использовать в качестве бутового и делового камня
28	III—2; 3	Район с. Устинкино (лавы)	.	.	—	Порфириты нижне-среднедевонской вулканической серии. Могут использоваться как бут, плитняк и деловой камень
51	III—2	Район у. Тайдоново (лавы)	.	.	—	То же
5	I—1	Аржувское (известняки)	.	.	12	Приурочено к нижнекембрийским отложениям и представлено известняками с прослоями кремнистых сланцев и дайками эффузивов

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к—коренное, р—россыпное)	Номер использованного материала по списку	Примечание
57	IV—1	Верхне-Саралинское (мрамор)	Не экспл.	К	20, 27, 37	Образовано мраморами, принадлежащими белокаменной серии нижнего кембрия. Мраморы возникли благодаря воздействию Саралинского батолита
4	I—4	Ужурское (глины)	.	К—осадочное	19	Месторождение кирпичных глин, связанное с отложениями древней долины
19	III—4	Копьевское (галечник и гравий)	.	.	13	Представлено галечниками, слагающими надпойменную террасу р. Чулым. Состав гальки разнообразный, преимущественно из изверженных пород. Используется для нужд железной дороги
31	III—4	Мало-Сюттиксское (галечник)	Экспл.	.	13, 16	Галечники, слагающие пойменную террасу р. Б. Июс. Галька изверженных пород с линзочками песков. Эксплуатируется железной дорогой
50	III—1	Саралинское I (галечник)	Не экспл.	.	7	Галечники второй надпойменной террасы. Используются для нужд дорожного хозяйства
53	IV—1	Саралинское 2 (галечник)	.	.		Галечники II надпойм. террасы. Используются для нужд дорожного хозяйства
63	IV—3	Бело-Июсовское (галечник)	Экспл.	.	13	Галечники, слагающие надпойменную террасу р. Б. Июс. Состав гальки разнообразный, но с преобладанием гальки изверженных пород. Употребляются как балласт

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к—коренное, р—россыпное)	Номер использованного материала по списку	Примечание
45	III—4	Улус Теляшкин (Бело-Июсовское) (песок строительный)	Не эксплуат.	—	13	Приурочено к пойменной террасе р. Б. Июс и используется как балластный песок
33	III—4	Район у. Кожиков (песчаник)	То же	—	13	Кварц-полевошпатовые песчаники толтаковской свиты с сопротивлением 732 кг/см <sup>2</sup> , разрабатываются для строительства железной дороги
	II—3	Оз. Учум (лечебные грязи)	Экспл.	—	32, 36	Дно озера покрыто слоем минеральной грязи, издающей сильный запах сероводорода. Используется в лечебных целях курортом Учум

Список

непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N—45—XII карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к—коренное, р—россыпное)	Номер использованного материала по списку	Примечание
8	I—2	Сарбагольское (железо)	Не эксплуат.	К	7, 14, 34, 35	Основным рудным минералом является гематит, встречающийся в довольно крупных скоплениях. Месторождение приурочено к песчаникам, контактирующим с миндалекаменными породами и с эффузивами (D <sub>1-2</sub> ). Содержание Fe 4,42—17,66%
20	II—4	Копьевский рудник (медь)	.	.	23, 24, 34	Кварцевые прожилки с халькопиритом и малахитом в дробленых плагиоклазовых порфирах D <sub>1-2</sub> . По старым данным, содержание Cu до 8,75%. Пройдено размером до 67 м длиной, 3—10 м шириной и 5—10 м глубиной
24	II—4	Лобановский рудник (медь)	.	.	23, 24	Линзочки халькопирита с примазками малахита в зоне расщепленных эффузивов D <sub>1-2</sub> . На отдельных участках встречена самородная медь. По старым данным содержание меди достигало 4%
39	III—4	Адашкин рудник (медь)	.	.	23, 24	Вкрапленность в порфиритах D <sub>1-2</sub> халькозина, ковеллина и примазки малахита

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к—коренное, р—россыпное)	Номер использованного материала по списку	Примечание
38	III—4	Амбарный рудник 1 (медь)	Не экспл.	К	23, 24, 34	Кварцево-кальцитовые жилы с малахитом и редкой вкрапленностью халькозина
38	III—4	Амбарный рудник 2 (медь)	.	.	23, 24, 34	Дробление и окварцованные порфириды D <sub>1-2</sub> , содержащие вкрапленность халькозина и примазки малахита. Содержание меди 0,2—4%
37	III—4	Крестовский (медь)	.	.	23, 24, 34	Редкая гнездовая вкрапленность халькозина и пирита в зоне разлома, среди порфиритов D <sub>1-2</sub> . Содержание меди 0,15—1,2%
36	III—4	Спасский рудник (медь)	.	.	24	Окисные медные руды. Содержание меди в руде 2,5%, серебра 65 г/т
40	III—4	Вознесенский рудник (медь)	.	.	24	Мелкая вкрапленность халькопирита и примазки малахита в измененных плагиоклазово-нефелиновых порфиритах. Мощность оруденелой зоны значительная, простирание широтное. По старым данным в эффузивах была встречена самородная медь и серебро. Содержание меди 2,5%
15	II—2	Михайловский рудник (медь)	.	.	26	Вкрапленность халькопирита, самородной меди, малахита и азурита в конгломератах. Мощность пластов конгломератов 0,7—1,0 м. Простирание пластов северо-западное. Содержание меди 3—5%
32	III—3; 4	Карагачинское (медь)	.	.	24	
22	II—4	Рудник Б (медь)	.	.	24	—

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (к—коренное, р—россыпное)	Номер использованного материала по списку	Примечание
3	I—3	Орацкое (свинец, цинк)	Не экспл.	К	5,11	Кварцевая жила, содержащая вкрапленность галенита, залегающая в красноцветных песчаниках верхнего девона
25	III—2	Агаскырское (молибден)	.	.	4, 7, 9, 10, 18, 25	Зона брекчированных окварцованных пород, содержащих чешуйчатый молибден от 0,01 до 0,1%
26	III—2	Агаскырское (вольфрам)	.	.	4, 7, 9, 10, 17, 25	Скарны в контактах известняков канымской свиты среднего кембрия и додевонских диоритов. Содержание WO <sub>3</sub> от 0,03— до 6,58%; Кварцевые жилы с вкрапленниками шеелита
61	IV—2	Ошкольское (вольфрам)	.	.	4, 6, 9, 10, 17, 25	Кварцевые жилы, располагающиеся среди разломов, содержащие шеелит
36	III—4	Мало-Сютинское (барит)	.	.	24	Месторождение представлено четырьмя баритовыми жилами, располагающимися среди порфиритов быскарской серии
47	III—1	Юзекское (мрамор)	.	.	7,9	Мраморы плотные среднезернистые массивные, связанные с породами белокаменской серии нижнего кембрия



Список

проявлений полезных ископаемых, показанных на листе  
N—45—XII карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	Номер использованного материала по списку
16	II—2	г. Сорох-Таг (железо)	Наличие глыб железного блеска среди поля развития амфиболитов и известняков кембрия, прорванных гнейсовидным мангеритом	6,7
36	III—4	Преображенский рудник (медь)	Медная шлаковая руда с примазками малахита. Содержание меди до 4,56%	24
44	III—4	Троицкий рудник (медь)	—	24
36	III—4	Мало-Сютникский рудник (медь)	Пласт порфирита с вкрапленниками меди и прожилками кальцита и барита. Содержание меди 0,5—1,5%	24
49	III—1	Сигнальная гора (медь)	Кварцевые жилы с пиритом и халькопиритом, а также с галенитом в нижнепалеозойских порфировидных гранитах	6, 7, 8
52	III—2	Черный Балахчин (медь)	В эффузивах вкрапленность самородной меди	7
54	IV—1	Чудский лог (медь)	Зона дробления в сланцах. Пржилки кварца с густой вкрапленностью халькопирита и пирита	6
62	IV—2	г. Сагат (медь)	Проявления гнездового медного оруденения, приуроченного к песчаникам верхнедевонского возраста	6
56	IV—1	р. Сухая Сабула (медь)	Кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом и карбонатами. Жилы связаны с небольшим штоком древней интрузии габбро	6
64	IV—4	Соленоозерная (медь)	Проявления медного оруденения гнездового характера, приуроченного к песчаникам верхнедевонского возраста	6

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	Номер использованного материала по списку
1	I—1	Верхне-Еловское (медь)	Проявление приурочено к быскарской серии и представлено вкрапленниками самородной меди в порфиритах или кварцево-сульфидными жилами, развитыми в зонах разлома	23
35	III—4	Нижне-Солбаковский рудник (медь)	Зона разлома шириной 0,7 м, заполненная рудной брекчией, состоящей из обломков порфиринов, цементированных кальцитом и баритом с примазками малахита	24, 34
41	III—4	Александровский рудник (медь)	Медная шлаковая руда с налетом малахита. Содержание меди в руде 1,5%	24
46	II—4	Егорьевский рудник (медь)	Медная шлаковая руда с налетами малахита. Содержание меди в руде 2,2%	24, 34
42	III—4	Яковлевский рудник (медь)	Медное оруденение в порфиритах	24
42	III—4	Покровский рудник (медь)	Два пласта плотного порфира и над ними третий, состоящий из угловатых масс известняка с содержанием меди 1,5%	24
21	II—4	Гора Эменная (медь)	—	7
17	II—2	Соройное (медь)	Месторождение приурочено к песчаникам тубинской свиты. Оруденение гнездовое, неравномерное. Главные рудные минералы: халькозин, малахит, азурит	7, 14
11	II—2	Козынгольское (медь)	Месторождение приурочено к осадочной толще верхнего девона (к песчаникам ойдановской свиты). Оруденение гнездовое, неравномерное. Главными рудными минералами являются: халькозин и малахит	7, 14, 26, 34
43	III—4	Еловое (медь)	—	7, 23
6	I—2	Колбинское 1-е (свинец, цинк)	В обожренных известняках сарагашской свиты. Содержание свинца и цинка — сотые доли %	5
7	I—2	Колбинское 2-е (свинец, цинк)	В обожренных известняках сарагашской свиты. Содержание свинца и цинка — сотые доли %	5

№ по карте	Индекс квадрата на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	Номер использованного материала по списку
29	III-3	Черемшанское (свинец, цинк)	В обохренных известняках бейской свиты. Содержание свинца 0,02% и цинка 0,1%	5, 6
53	III-3	Устишкинское (свинец, цинк)	В серых известковистых песчаниках бейской свиты наблюдается вкрапленность мелких зерен галенита. Содержание свинца 0,05%, цинка — 0,05%	5, 6
55	IV-1	Юзик-Саралинское (вольфрам и молибден)	Гранат-эпидотовые скарны с вкрапленностью шеелита, на контакте нижнепалеозойских гранитоидов с белокаменной свитой нижнего кембрия. Содержание — 0,13%	7, 10
10	II-2	Печищенское (барит)	Небольшая баритовая жила с вкрапленниками галенита	7, 14
38	III-4	Амбарный (барит)	Две баритовые жилы, приуроченные к зоне разлома в ортофирах	16, 24
13	II-2	Печищенское (асфальтит)	Проявление связано с кварцевыми прожилками. Битум представлен асфальтом	7
18	II-2	Агаскырское (асфальтит)	Проявление связано с прожилками кальцита, в которых обнаружен битум	9
60	IV-2	Ошкольское (асфальтит)	Проявление приурочено к тектонической зоне на границе среднедевонских известняков с нижнепалеозойскими гранитоидами и представлено жилками битума	25
66	IV-3	Район у. Саплат (озокерит)	Проявление представлено коричневым неравномерно окрашенным воскообразным веществом, заполняющим трещины в песчаниках тубинской свиты	29
67	IV-3	Район у. Саплат (озокерит)	Проявление представлено коричневым неравномерно окрашенным, воскообразным веществом, заполняющим трещины в мелкозернистых песчаниках тубинской свиты, или слагающим отдельные пятна и налеты	29
	II-4	Копьевское (яшмы)	Яшмы залегают среди эффузивов быскарской вулканогенной серии. Яшмы темно-красные с охристыми прожилками	28

Список материалов, использованных при составлении карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Абрамов М. С.	Отчет по опробовательским работам, произведенным в 1947 г. в Шариповском р-не на месторождениях нефелиновых пород горы Горячей и Андриюшкиной Речки. 1948	1948	Запсибцветмет-геология, фонды КГУ
2	Амосов М. А., Алексеев П. В., и Абрамов М. С.	Отчет о геологоразведочных работах, произведенных в 1948 г. в Шарыповском районе на месторождениях нефелиновых пород Андриюшкиной Речки и горы Горячей	1949	То же
3	Аргунова А. А.	Минеральные озера Хакасского и Минусинского округов	1929	Фонды КГУ ГУ, Енисейстрой
4	Афанасьев М. И., Матросов А. С.	Отчет Красноярской геофизической партии за 1949 г.	1949	Фонды КГУ
5	Баженов И. К. и Грунин М. М.	Свинцово-цинковое оруденение в Июсо-Печищенском р-не Востник ЗСГУ, № 4, 1939	1939	То же
6	Баженов И. К.	Материалы к шлиховой карте Кузнецкого Алатау	1945	Фонды КГУ
7	Баженов И. К.	Отчет о работе Июсо-Печищенской партии за 1938 г.	1938	То же
8	Баженов И. К.	Предварительный отчет о полевых работах Июсо-Печищенской ГПП	1938	» »
9	Баженов И. К.	Отчет о работах Сорско-Алатаусской экспертной партии в 1937 г. Запсибцветмет-разведка	1938	Фонды КГУ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
10	Баженов И. К.	Вольфрамоносность Южно-Печищенского р-на на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГУ, № 3, стр. 62	1939	Фонды КГУ
11	Боговаров И. А.	Месторождения галенита в Артемовском и северной части Ширинского р-на Красноярского края	1936	То же
12	Булацель С. Ф.	Отчет о полевых работах Ужурской поисково-ревизионной партии в 1948 г.	1948	» »
13	Быков Г. П.	Отчет Июсовского поискового отряда за 1937 г. ЗСГТ	1937	» »
14	Грунин М. М., Перфилов Е. Е.	Отчет о работах Печищенской разведочной партии за 1939 г. Запсибметразведка	1939	» »
15	Грунин М. М., Иванов К. В.	Геологическое описание среднего течения р. Ужур и р. Урюп (отчет Ужурской геологосъемочной партии ЗСГУ за 1940—41 гг.)	1940— 1941	» »
16	Дерюгин И. В.	Отчет Ужурской геологосъемочной партии по работам 1949 г.	1949	Фонды КГУ Поисковый отдел КГУ
17	Ермолаева С. С., Бабишев Н. И.	Предварительный отчет Хакасской нефелиновой геологопоисковой партии за 1932 г. ЗСГРТ	1932	Фонды КГУ
18	Еханин Г. М., Еханина Т. П.	Отчет о геологоразведочных работах на Агаскырском молибденовом месторождении. Трест Сибцветметразведка	1954	То же
19	Лучицкий И. В., Гернек Э. Р., Поздеева Е. И.	Подсчет запасов по нефелиновым месторождениям горы Горячей и Андрюшкиной Речки на юге Красноярского края	1952	» »
20	Медведков В. И., Демиденко Г. М.	Краткий отчет о работах Печищенской ГРП за 1940 г. ЗСГУ	1940	» »

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
21	Мясоед Е. Ю.	Отчет о предварительных разведочных работах на Саралинском месторождении мраморов по материалам, собранным нач. Саралинской геологоразведочной партии Яцуком В. И. в 1938 г. ЗСГУ	1938	Фонды КГУ
22	Молчанов М. А.	Заключение об осмотре разведочных работ на Печищенском и Райсинском месторождениях меди в Хакасии. 1939	1939	То же
23	Новоселов А. М.	Предварительный отчет о работах Улус-Саралинской ГРП в 1938 г. Отчет о геологических результатах работы Геол. Управления «Енисейстрой» за 1949 г.	1938	» »
24	Охалкин Н. А.	Геологический отчет Копьево-Печищенской ГРП за 1950—1951 гг.	1950— 1951	» »
25	Цейклин И. С.	Поиски молибдена в Кузнецком Алатау (отчет о работах поискового отряда Сорско-Алатаусской партии, 1937)	1937	» »
26	Перфилов Е. Е., Грунин М. М.	Информационная записка о работе Печищенской разведочной партии за 1939 г.	1939	» »
27	Сборник „Полезные ископаемые Красноярского края“		1939	» »
28	Сборник „Полезные ископаемые Красноярского края“		1938	» »
29	Русанов А. В.	О выходах озокерита в Минусинской котловине. Разведка недр, № 8, 1939 г. (Вестник ЗСГУ, № 3)	1939	» »
30	Седелников	Обследование озер Тусколь и Конголь в Хакасской обл.	1934	Фонды КГУ

Продолж. прилож.

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
31	Усова А. А.	Предварительный отчет учетно-экономической партии ЗСГУ о работе, проведенной летом 1928 г.	1934	Фонды КГУ
32	Усова А. А.	Горько-соленое лечебное озеро Учум	1925	То же
33	Фрайнд Б. А.	Отчет о поисково-разведочных работах Ошккольской ГРП на Ошккольском участке за летний период 1943 г.		
34	Шаманский Л. И.	Хакасско-Минусинские медные месторождения. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, № 28, Томск	1936	» »
35	Шаманский Л. И.	Медные рудники группы Печище ЗСГРТ	1935	Фонды КГУ
36	Шамина Е. В.	Отчет Минусинской геологоразведочной партии за 1943 г.	1943	» »
37	Яцук В. И.	Предварительный отчет по разведке Саралинского месторождения мраморов ЗСГУ	1938	» »

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Геологическая изученность . . . . .	5
Стратиграфия . . . . .	7
Кембрийская система . . . . .	8
Девонская система . . . . .	17
Каменноугольная система . . . . .	32
Четвертичная система . . . . .	38
Интрузивные образования . . . . .	40
Тектоника . . . . .	47
Геоморфология . . . . .	55
Гидрогеология . . . . .	59
Полезные ископаемые . . . . .	62
Литература . . . . .	85
Приложения . . . . .	89

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР  
М АСШТАБА 1:200000. СЕРИЯ МИНУСИНСКАЯ

Редактор издательства  
Техн. редактор *О. А. Гурова*  
Корректор *Э. И. Капульская*

Сдано в набор 11/VIII 1958 г.  
Подписано в печать 15/XII 1958 г.  
Формат 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бум. л. 3,25 Уч.-изд. л. 6,9 Печ. л. 6,5  
Тираж 500 экз. Т-13117 Зак. 776  
Бесплатно

Картфабрика Госгеолтехиздата

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
6	21 сверху	антиклинальных	антиклинальных и син-
6	18 снизу	представившими	клинальных
7	1 сверху	на юго-востоке	представившим
43	7 сверху	граниты	на юго-западе
71	24 сверху	барит	сиениты
			борнит

Зак. 1246/776