

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Кавказская

Лист К-37-VI,(XII) (Карачаевск)

**МОСКВА
2021**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Управление по недропользованию по Карачаево-Черкесской Республике
(Карачаевочеркесскнедра)

Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Кавказгеолсъемка»
(ФГУП «Кавказгеолсъемка»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Кавказская

Лист К-37-VI,(XII) (Карачаевск)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2021

УДК 55(470.631+470.62)(084.3)
ББК 26
Г72

Авторы

*И. Н. Семенуха, В. И. Черных, В. В. Соколов, М. Г. Деркачева, И. И. Греков, Н. Л. Энна,
А. С. Корсаков*

Редактор *А. Н. Письменный*

Рецензенты

В. А. Снежко
канд. геол.-минерал. наук **В. К. Шкатова**

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-37-VI,(XII) (Карачаевск). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / И. Н. Семенуха, В. И. Черных, В. В. Соколов и др.; Минприроды России, Роснедра, Карачаевочеркесскнедра, ФГУП «Кавказгеолсъемка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (395 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-924-2 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-925-9**

По результатам критической оценки предшествующих материалов с использованием полученных в процессе ГДП-200 новых данных приведено геологическое, гидрогеологическое и геоэкологическое описание территории, характеризующейся сложным геологическим строением. Дана характеристика месторождений и проявлений разнообразных полезных ископаемых: угля, черных и цветных металлов, золота, урана, нерудных, а также подземных вод. Уточнены и пересмотрены взгляды на тектоническое строение территории, структуру фундамента и осадочного чехла. Уточнено минерагеническое районирование площади и дана оценка перспектив на выявление рудных и горючих полезных ископаемых, оценены прогнозные ресурсы вольфрама и золота. Сформулированы основные дискуссионные и нерешенные проблемы.

Табл. 5, илл. 6, список лит. 411 назв., прил. 9.

УДК 55(470.631+470.62)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 9 сентября 2009 г.

ISBN 978-5-93761-924-2 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-925-9

© Роснедра, 2021
© ФГУП «Кавказгеолсъемка», 2009
© Коллектив авторов и редакторов, 2009
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОГЛАВЛЕНИЕ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	8
СТРАТИГРАФИЯ.....	14
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ.....	43
ТЕКТОНИКА.....	68
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	91
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	95
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.....	104
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА.....	130
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	149
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА.....	155
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	159
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	161
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	176
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), геофизических аномалий (ГФ), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	178
<i>Приложение 3.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	191
<i>Приложение 4.</i> Факторы контроля основных типов оруденения.....	192
Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений.....	193
Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....	195
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов...	196
Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	196
<i>Приложение 6.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и разрезов, буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных отложений листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	197
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются палеонтологические определения возраста пород.....	202
<i>Приложение 8.</i> Критерии оценки геохимической устойчивости ландшафтов.....	221
Критерии оценки геодинамической устойчивости ландшафтов.....	221
Основные функциональные типы антропогенного воздействия.....	222
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов.....	223

ВВЕДЕНИЕ

Российский сектор площади листов К-37-VI,(XII) расположен в центральной части Большого Кавказа на территории Карачаево-Черкесской Республики и, частично, в Краснодарском крае. Южная граница описываемого района совпадает с государственной границей Республики Абхазия.

В структурно-тектоническом плане район входит в состав Скифской эпигерцинской плиты и участвует в строении наиболее поднятой южной ее окраины. Южная часть площади входит в состав горст-антиклинория Главного хребта и характеризуется высокогорным, альпинотипным, резко расчлененным рельефом с абсолютными отметками от 1 500 до 4 046 м (г. Домбай-Ульген). Относительные превышения от 800–1 000 до 2 000–2 500 м. Некоторые вершины этого района превышают 3 500 м – Буульген (3 978 м), Каракая (3 893 м), Эрцог (3 863 м), Белала-Кая (3 861 м). Хребты изрезаны долинами рек и ручьев, глубина вреза – 300–1 500 м. Северные склоны гор более пологие, южные – крутые (30–40°) с многочисленными скалистыми обрывами и каменистыми осыпями. Гребни хребтов узкие, зубчатые и скалистые. Вершины, в основном, остроконечные. Наиболее высокогорную зону (более 2 600 м) занимают ледники, площадь которых постепенно сокращается, снеговая граница расположена на высоте 2 700–3 000 м. Площадь, покрытая ледниками и снежниками, составляет 170 км² (3 %). Оледенение представлено ледниками горного типа: каровыми, висячими и долинными. Наиболее протяженными ледниками являются Марухский, Алибекский, Буульген, Софруджу, Аманаузский и др. Центральную часть площади, к северу от альпинотипного рельефа, образует зона Передового хребта с абсолютными отметками до 3 000–3 500 м. Относительные превышения водоразделов над долинами до 2 000 м. Поверхность изрезана долинами рек и балок с крутыми бортами. Севернее расположена широкая, относительно пологая депрессия. В северной части расположена зона Скалистого хребта с куэстовым типом рельефа и характеризуется, в основном, среднегорным рельефом. Эта часть площади представлена наклоненными к северу структурно-эрозионными плато с глубокими врезами по основным водотокам. Абсолютные отметки варьируют от 1 500 до 1 700 м.

Гидрографическая сеть района хорошо развита и принадлежит Кубанскому бассейну. Наиболее крупными водотоками являются реки Большая Лаба, Уруп, Большой и Малый Зеленчук, Кяфар, Псыш, Кизгыч, Маруха, Аксаут, Теберда, Кубань. Реки полноводные с быстрым течением, хорошо выраженными весенне-летними половодьями и бурными (иногда катастрофическими) дождевыми паводками. Ширина в верховьях – 2–7 м, в среднем течении – 10–30 м, в низовьях – до 50 м. Русла с многочисленными водопадами и теснинами. Питание рек ледниковое и родниковое, в паводковое время вода мутная.

Климат на территории континентальный. На высотах до 2 000 м зима продолжается с декабря по февраль, а выше – с октября по апрель. Температура воздуха зимой –2...–15 °С, максимальная до –33 °С. Снегопады обильные, в горах часты метели, толщина снежного покрова на открытых участках 30–60 см, а в защищенных от ветра местах – до 3 м. Весна на высотах до 2 000 м продолжается с марта по апрель, выше – с мая по июнь. Погода в этот период прохладная и пасмурная с частыми туманами. Ночные заморозки в горах возможны в течение всего года. Лето на высотах до 2 000 м (май–сентябрь) теплое, температура 20–23 °С, ночи прохладные. Выше 2 000 м лето (июнь–август) прохладное, выше 4 000 м снеговой покров сохраняется все лето. Годовое количество осадков – от 400 до 1 500 мм, их максимальное количество выпадает с мая по июль.

Растительность и животный мир типичен для района Большого Кавказа. Наиболее богат он в Тебердинском заповеднике, расположенном в южной части площади работ. Здесь преобладает альпийская луговая растительность, по долинам рек развиты смешанные леса, состоящие из хвойных (сосна, ель, пихта) и лиственных (береза, бук, граб, клен, липа и др.) деревьев. Леса распространены по склонам долин до высоты 2 000 м, выше они сменяются редколесьем и за-

рослями кустарника, переходящими в альпийские луга. Животный мир лесов – косуля, благородный олень, дикий кабан, бурый медведь, зубр, рысь, барсук, куница, волк, шакал и др., до 120 видов птиц. В альпийском поясе обитают тур, серна, улар, кеклик, альпийская галка, черный гриф, белоголовый сип и др. В реках и озерах водится форель.

Наибольшая плотность населения на площади: по долине р. Кубань, севернее устья р. Теберда (город Карачаевск с численностью постоянного населения 22,1 тыс. человек на 2005 г. и целый ряд близко расположенных поселков), в долинах крупных рек в районе депрессии перед Скалистым хребтом (станции Преградная, Сторожевая, Зеленчукская, Кардоникская и др.). Главным занятием населения являются скотоводство, полеводство и лесоразработки. В г. Карачаевске действуют инструментальный, молочный, пивобезалкогольный заводы, комбинат стройматериалов и др. Поселки Уруп и Медногорский являются центром медедобывающей промышленности на базе Урупской группы колчеданных медно-цинковых месторождений. Ведется добыча гипса (Али-Бердуковское, Жако-Красногорское месторождения), розлив питьевой и минеральной воды. На площади функционируют несколько десятков туристических, горнолыжных баз и альплагерей летнего и круглогодичного типов, дома отдыха и санатории (Теберда, Домбай, Архыз). На территории имеется сеть асфальтированных дорог республиканского значения – 270 км, улучшенные грунтовые – 330 км. В горах дороги проезжие для транспорта повышенной проходимости – 440 км.

В геологическом отношении площадь в определенной мере является эталонной для Северного Кавказа, здесь проявлены практически все минерагенические эпохи, характерные для Кавказа, выходы пород фундамента представлены большинством метаморфических и магматических комплексов, участвующих в строении Центрально-Кавказского мегаблока. Очень сложным геологическим строением характеризуется область (47 %) выхода протерозойских образований кристаллического фундамента и терригенно-известняково-вулканогенных толщ палеозоя. Площадь, сложенная вулканогенно-терригенными ниже-среднеюрскими отложениями с субвулканическими образованиями (44 %), характеризуется сложным геологическим строением. Остальная часть территории (9 %), представленная верхнеюрскими–нижнемеловыми отложениями, имеет простое геологическое строение с моноклиналим залеганием. Территория имеет среднюю категорию сложности геоморфологического и сложную – геохимического строения.

Степень обнаженности верхних частей долин и гребневидных водоразделов хорошая (до 22 %) и удовлетворительная (до 25 %), нижние части долин, выположенные водоразделы и депрессии обнажены плохо (53 %). Дешифрируемость территории плохая (63 %), удовлетворительная (26 %) и только в северной части – хорошая (11 %). При составлении Госгеолкарты-200 в полном объеме использовались обобщенные и переинтерпретированные материалы предшествующих исследований (ГСР-200 и ГДП-50) и данные, полученные по результатам полевых работ. Вся площадь по степени изученности и кондиционности имеющихся материалов была разделена на две категории. Хорошо изученная (кондиционные геологические карты масштаба 1 : 50 000) и средне изученная (некондиционные карты масштаба 1 : 100 000–1 : 200 000 и мельче).

В состав полевых работ входили маршрутные наблюдения, составление опорных разрезов и геолого-структурных профилей, шлиховое опробование. Литогеохимическое опробование проводилось на выделенных перспективных участках и по отдельным профилям. Основными источниками информации, помимо собственных работ, являлись материалы тематических, гидрогеологических, геоэкологических, поисковых и разведочных работ. Результаты дешифрирования, полученные при работе с материалами дистанционной основы и аэрофотоснимков, позволили частично разредить сеть наблюдений. Они были использованы при рисовке карт и схем различного содержания, в том числе карты четвертичных образований и геоморфологической, геоэкологической, гидрогеологической схем. При составлении карт использована геоинформационная технология с использованием программных средств ArcGIS. Сбор, оформление, систематизация, анализ и интерпретация геологических материалов выполнены с использованием стандартных средств MS Office (Excel, Access, Word).

Полевые геофизические работы проводились с целью изучения глубинного строения площади листов К-37-VI,(XII) и определения особенностей земной коры. Работы выполнялись на профиле по долине р. Аксаут, практически от верховий до устья и далее по р. Мал. Зеленчук до пос. Али-Бердуковский, т. е. до северной рамки площади. Работы проводились путем отработки геолого-геофизических профилей методами АМТЗ, МТЗ, МОВЗ. Метод МОВЗ выполнялся ГУП «Сей-Эко-Геон» (Саликов В. П., Магомедов В. А.). Проводились сейсмические полевые работы методом обменных волн землетрясений. Для производства сейсмических наблюдений по профилям использовались автономные сейсмические станции записи АСС-6/12 и сейсмиче-

ская станция воспроизведения ВСС-6, составляющие вместе так называемый аппаратный комплекс «Черепашка». Методы МТЗ, АМТЗ проведены ФГУГП «Кавказгеолсъемка» (Компаниец М. А.) с использованием естественных электромагнитных полей. Метод МТЗ-ВС проводился с применением аппаратуры MTU-5, MTU-2E производства фирмы «Phoenix». Метод АМТЗ выполнялся как на точках МТЗ, с целью получения более полной кривой зондирования в высокочастотной части, так и в промежутках (шаг 1 км) между точками МТЗ с целью изучения верхней части разреза и увязки между собой точек МТЗ. Работы проводились с применением аппаратуры АКФ.

Специализированные работы по оценке перспектив промышленной вольфрамоносности площади Карачаевского объекта (листы К-37-VI,(XII)), разработка геолого-поисковых моделей имеющих перспективных типов вольфрамового оруденения данной площади выполнены сотрудниками ВИМС (Беловым С. В., Бородановым В. М., Вальковым В. А., Материкиной А. М.).

Структурно-кинематический анализ зон разрывных нарушений с целью выяснения современной тектодинамики шовных, складчатых систем и зон повышенной концентрации деформаций, направления смещения тектонических блоков выполнен специалистами Кавказской тектодинамической группы МГУ (Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю.).

Изотопный анализ Sm-Nd методом производился по породообразующим минералам на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. U-Pb датирование абсолютного возраста по цирконам выполнено с использованием ионного зонда типа SHRIMP. Работа выполнена в ЦИИ ВСЕГЕИ (начальник Сергеев С. А., исполнители старший научный сотрудник Е. С. Богомолов, ведущий инженер Лебедев П. Б., инженер Петрова О. А., инженер Андрушина А. А.).

В подготовительных работах, полевых исследованиях принимали участие Корсаков С. Г. (2005–2007 гг.), Семенуха И. Н., Черных В. И., Соколов В. В., Белуженко Е. В. (2005–2007 гг.), Деркачева М. Г., Бондарев В. С. (2005–2007 гг.), Корсаков А. С. Окончательная обработка материалов и составление текста записки выполнены Семенухой И. Н., Черных В. И., Соколовым В. В., Деркачевой М. Г., Корсаковым А. С., Грековым И. И., Энной Н. Л., Лаврищевым В. А. Химико-аналитические работы проводились в Центральной испытательной лаборатории ФГУГП «Кавказгеолсъемка» Айметдиновой С. М., Пономаревой Т. Н., Караевой Е. П. Пробирный анализ на золото выполнен ГП «Кабардино-Балкарская ГРЭ».

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологическом строении района связаны с исследованиями вулканитов г. Эльбрус Мельниковым М. П. (1891 г.), Алешиным А. Н. (1897 г.), а также изысканиями транскавказской железнодорожной трассы в бассейне р. Теберда Мушкетова И. В. (1896 г.). В целом до 1935 г. геологическое строение территории было известно по отдельным маршрутным пересечениям, выполненным геологами Геолкома, а затем ЦНИГРИ.

Образование Северо-Кавказской геологической конторы положило начало планомерным работам по изучению Западного Карачая. Основные сведения по геологической съемке, тематическим, поисковым и геофизическим работам по площади работ и смежным территориям приведены в списках литературы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологической основой масштаба 1 : 50 000 различного качества в целом обеспечена вся территория Карачаевского объекта. Ее подготовка осуществлялась различными организациями, в том числе и ФГУГП «Кавказгеолсъемка» (бывшая Центральная ГСЭ), начиная с 1950-х гг. (Канчели Б. Х. [308], Кизивальтер Д. С. [311], Лотиев Б. К. [323, 324, 325], Михеев Г. А. [336], Рудзянский Л. А. [370], Снежко Е. А. [381, 382, 383], Срабонян М. Х. [385]) и др. К этому же времени закончен и окончательный отчет Кавказской экспедиции МГУ, составленный большим коллективом авторов по различным геологическим направлениям [312]. В результате этих работ впервые систематизированы представления о геологическом строении площади, структуре и вещественном составе продуктивных толщ. Были выявлены новые рудопроявления, рекомендованы поисковые работы на полиметаллы и медь в бассейнах рр. Уруп, Большой Зеленчук, Маруха, Аксаут, Теберда и др., даны первые описания выделенных стратиграфических подразделений и магматических комплексов.

Эти работы послужили основой для подготовки к изданию геологической карты первого поколения в масштабе 1 : 200 000 листа К-37-VI [227]. Геологическая карта и записка к ней обобщают весь предшествующий геологический материал о геологическом строении площади – по стратиграфии, тектонике, магматизму, структуре. На карте полезных ископаемых и в записке указаны и описаны известные месторождения и рудопроявления меди, вольфрама, молибдена, цветных металлов, золота, горючих и неметаллических полезных ископаемых и др.

В середине 1980-х гг. на территории начинаются работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 групповым методом (ГДП-50), сосредоточенные в горст-антиклизинии Главного и, частично, грабен-синклинории Передового хребтов. Геологическим доизучением были охвачены площади листов К-37-23-А, К-37-23-В-а, б [321], К-37-23-Г, К-37-24-В, К-37-36-А-а, б [296], К-37-24-Г, К-37-36-Б-а, б [317] в южной части площади проектируемых работ и на смежной территории. В результате были получены новые данные по строению доюрского основания и магматизму, уточнена стратиграфия и петрология протерозойских и палеозойских отложений зон Передового и Главного хребтов. Значительно пересмотрено тектоническое строение и окартированы тектонические покровы (Ацгаринский, Кизилкольский, Марухский), а в их составе – отдельные литопластины, выделен и опробован ряд перспективных на промышленное содержание вольфрама, молибдена, золота и др. рудопроявлений, даны рекомендации и выделены площади для дальнейших поисково-разведочных работ. В 2005–2008 гг. авторами проведены работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000, в результате которых составлен отчет и комплект карт листов К-37-VI и К-37-XII второго поколения [373].

Одновременно с проведением геологических съемок и после их проведения, используя различную информацию, создавался ряд сводных геологических карт масштаба 1 : 100 000–1 : 1 000 000, в т. ч. и карта масштаба 1 : 200 000 листов К-37-VI, (XII) [326]; 1 : 500 000 [300], 1 : 1 000 000 [58, 301, 353]. В 1999 году ФГУГП «Кавказгеолсъемка» составлен комплект карт

Геологического Атласа Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000, составлена карта конвективного теплового потока (КТП) Северного Кавказа и карта его геологической интерпретации, прогнозно-минерагеническая карта на коренную алмазоносность территории Северного Кавказа.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

В познании стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники площади работ большое значение принадлежит тематическим исследованиям различных институтов и научных учреждений, а также тематическим работам ФГУГП «Кавказгеолсъемка» (ЦГСЭ) и др. Перечень направлений и авторов весьма обширен, основные работы указаны в списке литературы. По данным этих исследований в разные годы были созданы схемы: стратиграфические, межзональной корреляции, метаморфической зональности, магматизма и др.

Изучению образований протерозоя–палеозоя и в т. ч. проблемам метаморфизма, магматизма, определению абсолютного возраста посвящены работы Абдуллаева Р. Н. [1], Адамия Ш. А. [2], Аджирея Г. Д. [3], Афанасьева Г. Д. [9–21], Баранова Г. И. [22–33, 37, 276, 277], Белова А. А. [42–46], Гамкрелидзе И. П. [55], Грекова И. И., [76, 80, 83, 85, 86, 88, 89, 291], Долья А. Н. [295], Заридзе Г. М. [101], Кизивальтера Д. С. [113–115, 311], Короновского Н. В. [123–125], Красивской И. С. [127], Новик Е. О. [160], Омельченко В. Л. [164–166], Потапенко Ю. Я. [177–182, 362–364], Снежко В. А. [217, 378, 380], Снежко Е. А. [218], Сомина М. Л. [220–226], Хаина Е. В. [237], Чегодаева Л. Д. [399–404], Шенгелиа Д. М. [264–266] и др. В этих работах выделены и описаны метаморфические и метаморфизованные образования различных тектонических зон, их группировка в формационные ряды, а также их корреляция. На этой основе проведена реконструкция геодинамической истории развития Центрального Кавказа в протерозое–фанерозое.

Первые обобщения материалов, касающихся метаморфических комплексов Большого Кавказа, проведены в 20–50-х годах XX столетия Герасимовым А. П., Кузнецовым И. Г., Ефремовым Г. М., Робинсоном В. Н., Соловьевым С. П. и др. [97, 199]. С конца 1950-х годов петрологические исследования метаморфических пород начаты кавказскими геологами, особенно активно региональные петрологические исследования ими проводились в 1960–1970-х годах (Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Шенгелиа Д. М., Потапенко Ю. Я., Баранов Г. И.).

В конце 1970-х годов Барановым Г. И., Грековым И. И. и др. [337] была составлена первая карта метаморфизма и магматизма масштаба 1 : 200 000, где был систематизирован накопленный к тому времени фактический материал, проведены специализированные петрографические исследования, выделены породы амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, гранулитовой и зеленосланцевой фаций, а среди первых двух выделены образования низкого и высокого давления. Второй вариант карты метаморфизма этого же масштаба выполнен коллективом геологов Грузии, Северного Кавказа под редакцией Кориковского С. П. и Шенгелиа Д. М. 1991 году. На этой карте при определении фаций и типов метаморфизма широко использовались минеральные парагенезисы и химический состав индекс-минералов. В 1998 г. Шенгелиа Д. М. впервые на основе современных петрографо-минералогических методов дана достаточно детальная петрологическая характеристика основных регионально метаморфизованных доверхнепалеозойских комплексов Большого Кавказа [266]. Новые геолого-петрологические данные, значительно изменяющие прежние представления о возрасте, взаимоотношениях и составе пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Большого Кавказа, о времени и характере испытанного ими полициклического регионального метаморфизма, приведены в монографии Гамкрелидзе И. П., Шенгелиа Д. М. [55]. На сегодняшний день крайне мало систематических прецизионных Rb-Sr и U-Pb датировок метаморфических комплексов, которые зачастую носят противоречивый характер. Палеомагнитные исследования свидетельствуют о протерозойском возрасте метаморфизма верхов разреза макерского комплекса и широком развитии процессов палеозойской гранитизации остальной части входящих в состав серии пород. В работах Сомина М. Л. последних лет предполагается палеозойский возраст регионального метаморфизма [222].

Относительно полный анализ строения кристаллического ядра Главного хребта проведен Соминым М. Л., касающийся расчленения и возраста метаморфических комплексов [221, 223, 224, 225, 226]. Систематизация и анализ материалов по изученности образований протерозоя–палеозоя выполнен Снежко В. А. и др. [380].

Основные фактические данные по магматическим образованиям Северного Кавказа, в целом, обобщены в монографических трудах Гамкрелидзе И. П. и Шенгелиа Д. М. (2005 г.), Борсука А. М. (1979 г.), Баранова Г. И. и Кропачева С. М. (1976 г.), Шенгелиа Д. М. (1972 г.), рабо-

тах Афанасьева Г. Д., Гурбанова А. Г. и др., объяснительной записке к карте магматизма и метаморфизма масштаба 1 : 200 000 Северного Кавказа (1977 г.) и, наконец, при подготовке серийных легенд Госгеолкарты-200/2. В 2001 году Срабоняном М. Х. и др. [386] завершены работы по оценке изученности доюрских магматических комплексов Северного Кавказа, составлены карты распространения магматических комплексов. На площади листов К-37-VI,(XII) выделены и охарактеризованы Зеленчукский, Чиликский, Кяфар-Агурский, Кишкитский, Тебердинский, Псышский массивы, предлагаемые в качестве эталонных объектов.

В области стратиграфии и магматизма юры выделяются работы Ростовцева К. О. [201–204, 270, 368], Безносова Н. В. [38, 39], Панова Д. И. [169–172], Живаго Н. Б. [303], Логиновой Г. А. [138–140], Борсука А. М. [49], Кондакова Л. А. [122], Лебедева А. П. [136], Пилоченко Г. Е. [175, 176] и др. Стратиграфия палеозоя наиболее полно освещена в работах Чегодаева Л. Д. [242, 399–404], Белова А. А. [42–46], Грекова И. И. [76, 83, 291], Кропачева С. М. [130–133], Новик Е. О. [160], Анисимовой О. И. [4,5], Кизивальтера Д. С. [113–115, 311], Мстиславского М. М. [158], Погребнова Н. И. [359–361], Щеголева А. К. [267] и др. В 1972–2000 гг. Чегодаев Л. Д. [399, 400–404] проводит тематические стратиграфические работы по разработке палеонтологически обоснованной унифицированной схемы стратиграфии палеозойских отложений и изучению опорных разрезов силура, девона, карбона и перми. В результате в зоне Передового хребта выделены структурно-формационные подзоны, впервые составлена палеонтологически обоснованная стратиграфическая схема.

На начало 1980-х годов Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием (МРСС) были приняты:

- унифицированная схема юрской системы Северного Кавказа (Решение МСМК 1977 г., Постановление № 21 МСК 1983 г., опубликована в 1984 г. – «Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания...», 1984);

- унифицированная схема стратиграфии по меловой системе северного склона Большого Кавказа и Предкавказья (Решение МСМК 1978 г., Постановление № 24 МСК 1989 г., не опубликована);

- рабочая корреляционная стратиграфическая схема четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа (Решение МС 1976 г., опубликована в 1977 г.).

Вместе с развитием работ по подготовке нового поколения Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 по Северному Кавказу активизировались стратиграфические исследования отложений палеозоя. В результате по состоянию на начало 2001 г. МСК рассмотрены и утверждены:

- региональная стратиграфическая схема девонских отложений Северного Кавказа (Решение Северо-Кавказского межведомственного стратиграфического совещания по палеозою Северного Кавказа (девон) 1999 г., Постановление МСК 2000 г. – «Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Северного Кавказа», 2000);

- региональная стратиграфическая схема силурийских отложений Северного Кавказа (Решение Северо-Кавказского МСМК 2000 г., Постановление МСК 2001 г., не опубликована).

Последней обобщающей работой этих исследований является создание Легенды-200 Кавказской серии листов [288, 302].

В 1973–1977 гг. коллективом ЦГСЭ под общим руководством Нетреба А. В., Савина С. В. и др. [337] осуществлялась крупная работа по составлению прогнозно-металлогенической карты Кавказа и Закавказья масштаба 1 : 200 000. Был составлен комплект карт геологических, тектонических, палеотектонических, металлогенических, пометалльных, прогнозных и др., выделены рудные районы, узлы, поля и др. Составлена генеральная программа дальнейшего изучения оруденения цветных и редких металлов. В рамках этих работ Барановым Г. И. составляются карты магматизма и метаморфизма Северного Кавказа. Впервые устанавливается связь метаморфизма высоких давлений с зонами герцинских надвигов, увязываются эндогенные процессы с надвигообразованием. В 1974–1976 гг. в работах Баранова Г. И. выделенные метаморфические и метаморфизованные формации были сгруппированы в формационные ряды определенных типов разрезов, что позволило выделить и сопоставить их в различных тектонических зонах, и реконструировать геодинамическую историю развития Центрального Кавказа в раннем фанерозое. Омельченко В. Л. и др. [339, 344] в 1991 и 2001 гг. составлены прогнозно-металлогенические карты масштаба 1 : 100 000–1 : 200 000 по определению направления ГРП на колчеданное оруденение в пределах покровно-складчатой структуры раннегерцинского комплекса Передового хребта и золотоносности доюрского основания. Доля А. Н., Ящинин С. Б. и др. в 2001 г. [297] составили прогнозно-металлогеническую карту Центрального Кавказа масштаба 1 : 200 000.

Изучению зон разрывных нарушений с целью выяснения тектонодинамики шовно-складчатых систем и зон повышенной концентрации деформаций, направления смещения тектонических блоков (структурно-кинематическому анализу), было уделено особое внимание в работах Баранова Г. И. [23, 24, 26, 27, 28–30, 33, 34, 37], Белова А. А. [43–46], Гамкрелидзе И. П. [55], Грекова И. И. [78, 79, 81, 84, 290], Дотдугева С. И. [95, 298], Карнаухова Ю. В. [309], Корсакова С. Г. [126], Расцветаева Л. М. [188, 190–194], Хаина Е. В. [236, 237], Шевченко В. И. [260, 261], Шемпелева А. Г. [262, 263] и др. В том числе Грековым И. И. [290] проведены работы по геолого-структурному изучению Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны с целью определения ее рудоносности. Были изучены структурные и магматические факторы контроля вольфрама и молибдена.

В 1974 г. Греков И. И. и др. [79] выделили Марухский покров и в его составе несколько пластов. В этом же году Баранов Г. И. и Греков И. И. [28] описали Ацгаринский тектонический покров, сложенный кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Тектонодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа и представление о содвиговых структурах отражено в работах Расцветаева Л. М. [190–194].

Исследованиям четвертичных отложений (ЧО) района посвящены многочисленные работы. Первые сведения о них связаны с именами Абиха Г. В. (1849 г.), Андрусова Н. И. (1918 г.), Богачева В. В. (1903 г.), Динника Н. Я. (1874 г.), Мушкетова И. В. (1881 г.) и др. Начало геоморфологического изучения и первые варианты стратиграфических схем связаны с именем Рейнгарда А. Л. [197], составившего схему стратиграфии ЧО Кубани. Основываясь на характере деформаций террас Рейнгард А. Л. делает вывод о значительном постплиоценовом поднятии гор и относительном прогибании депрессий.

В 30-е годы XX столетия изучением рельефа Центрального Кавказа занимался Варданянц Л. А. [51]. В рамках вюрма он устанавливает до 9 стадий отступления ледников, выделяет 6 этапов древних оледенений.

Геоморфологическое строение и ЧО бассейна Кубани и других рек изучались Сафроновым И. Н. [209, 210]. Большое внимание он уделял вопросам древнего оледенения, увязке террас разных речных бассейнов, гляциальных образований и покровных отложений, выяснению возраста и генезиса поверхностей выравнивания. Тушинский Г. К. [235] разработал схему древнего оледенения на примере Тебердинского госзаповедника. Он выделил тебердинскую и каракельскую стадии Q_{III} оледенения, установил 6 стадий его отступления. Гниловской В. Г. [70] в верховьях Бол. Зеленчука выделил 6 ярусов каров разной сохранности, приуроченных к абсолютным высотам от 2 000 до 2 850 м. Закиевым Х. Я. [98] в верхнем плейстоцене и голоцене выделено 24 регрессивных и трансгрессивных стадий квазистационарного состояния ледников. Гвоздецким Н. А. [56] уделено большое внимание изучению орографии и карсту. Новейшая структура Большого Кавказа охарактеризована им как сводовое поднятие, осложненное местными подвижками. Величина поднятия гор за антропоген оценивается для осевой зоны в 2–2,5 км. Кожевников А. В. [117, 118, 119] на основании строения аллювия террас Кубанского и других бассейнов, делает вывод о генетической и хронологической связи террас с оледенениями. По его мнению наиболее интенсивным было Q_{II} оледенение. В Q_{III} он выделил два оледенения, первое из них – с 2 стадиями, второе – с 7, позднеледниковое – с 3.

В 60–80-е годы прошлого века широко развернулись тематические исследования, направленные на изучение молодых отложений и решение ряда научных проблем. В их разработке принимали участие коллективы различных организаций, в том числе институты АН СССР, Гидропроект, университеты, многочисленные организации ПГО «Севкавказгеология». Для бассейна Кубани следует отметить работу Горецкого Г. И. [71], посвященную проблеме возрастных и пространственных соотношений разновозрастных террас. Выделено 5 цикловых уровней, всего – 14 террас. Возраст их обосновывается на основе детальных стратиграфических сопоставлений, основанных на находках фауны, спорово-пыльцевых определениях, изучении педокомплексов и пр. Исследования Щербаковой Е. М. [268] направлены главным образом на изучение древнего оледенения и его рельефообразующей роли. Близких позиций в отношении выровненных поверхностей и других форм рельефа придерживается Растворова В. А. [189]. По ее мнению гляциальный рельеф высокогорий сформирован в позднеледниковое и голоценовое время. Зубковым В. А. [102] составлена схема сопоставлений, основанная на результатах радиометрических, термолюминесцентных, палеомагнитных исследований.

В 1996 г. в ЦГСЭ РГЦ «Севкавказгеология» составлена новая региональная корреляционная стратиграфическая схема ЧО (Черных В. И. и др.). Основным их назначением является обоснование стратиграфической базы для картирования ЧО Кавказской серии листов масштаба 1 : 200 000. В ней были также использованы многочисленные работы Черных В. И. [243–257].

ПОИСКОВЫЕ РАБОТЫ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Поисковыми работами 1930–1950-х годов в образованиях зоны Передового хребта были выявлены наиболее значительные проявления колчеданного оруденения (р. Даут) и Урупское месторождения меди. Одновременно в зоне Главного хребта были открыты рудопроявления вольфрама (Нижний Дуппук и др.) и Кти-Тебердинское месторождение, выделены участки с проявлениями цветных и редких металлов. Все исследования носили узко направленный характер, комплексная же оценка территории начала проводится только с 1960-х годов.

Поисковые работы выполнялись как в составе геологосъемочных исследований, так и в виде специализированных детальных поисково-съемочных и поисково-ревизионных работ масштабов 1 : 10 000–1 : 25 000. Большой вклад в изучение колчеданного оруденения зоны Передового хребта внесли работы. Омельченко В. Л., Карнауха Ю. В. и др. [310, 339, 340, 341, 342, 343], в результате которых расшифрована сложноскладчатая структура зоны Передового хребта, отражены рудные зоны и зоны пиритизации. Поисковыми и разведочными работами на редкие и радиоактивные элементы занимались геологи Кольцовской экспедиции [333, 334, 410].

В зоне Главного хребта в 1960–1990-е годы по результатам геологосъемочных исследований проводятся поисковые, поисково-разведочные и поисково-ревизионные работы масштабов 1 : 5 000–1 : 50 000 (Авдеев Н. С. [272], Андрианов В. И. [274] на Кургашинчатском рудном поле; Баранов Г. И. [277] – в междуречье Маруха–Теберда и др.). В результате были выявлены новые и опробованы известные рудопроявления вольфрама, молибдена, цветных металлов, урана, подсчитаны запасы по категориям C_1 и C_2 . Одновременно с проведением поисковых работ обобщается накопленный материал и создаются комплекты карт.

В 1986 г., с началом работ по ГДП-50, начинается выполнение опережающих площадных геохимических поисков масштаба 1 : 50 000. Вначале они были проведены на площади листов К-37-23-А, В-а, б, Г; К-37-24-В, Г; К-37-36-А-а, б, Б-а, б [355, 395] в основном в зоне Главного хребта, позже продолжены и севернее [356, 357]. В результате этих работ было выявлено множество геохимических аномалий. Значительная часть наиболее контрастных из них была изучена в процессе поисковых работ при проведении ГДП-50 и по ним были посчитаны прогнозные ресурсы.

Из работ, проводившихся по изучению нерудных полезных ископаемых, следует отметить исследования Гиоргадзе О. А. [283], Токмаковой П. И. и др. юрских и Погребнова Н. И. [359] – карбоновых угленосных отложений; Гриднева Г. Д. [292] по разведке огнеупорных глин, Чуба П. И. [396] – гипсов, а также Новицкого Е. И. (1987 г.) по поискам мраморного оникса, Сянюка М. Г. (1990 г.), Давиденко В. П. (1990 г.) – облицовочных материалов, Серебряйского В. И. (1991 г.) – цветных камней.

Геохимические поиски на золото выполнялись как в составе геологосъемочных исследований, так и в виде детальных поисковых, поисково-съемочных и поисково-ревизионных работ масштабов 1 : 5 000–1 : 25 000. Опробование на золото, иногда с попутной добычей проводилось и на стадии разведки и разработки месторождений. В 1973–1977 гг. под общим руководством Нетреба А. В., Савина С. В. и др. при составлении прогнозно-металлогенической карты Кавказа масштаба 1 : 200 000, выполнены обобщающие работы по россыпям и коренным проявлениям золота. В 1986 г., с началом работ по ГДП-50, начинается выполнение опережающих площадных геохимических поисков масштаба 1 : 50 000 с определением золота по потокам рассеяния и поисков коренных рудопоявлений при различных видах исследований. Дана оценка перспектив золотоносности Северо-Кавказского региона [398, 411], составлена карта золотоносности доюрского основания зоны Передового хребта масштаба 1 : 100 000 [344].

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первым обобщением разрозненных гидрогеологических данных по району следует считать составленную Погорельским Н. С. схематическую гидрогеологическую карту масштаба 1 : 200 000. В дальнейшем эти сведения в виде карт и гидрогеологических данных отображены в работах Островского А. Б., Панариной Н. Д., Гордеевой Г. В., Григорьева Н. А., Зайцевой Н. Г. и др. [286, 293, 304, 305, 307, 346, 348, 349].

Перечень геоэкологических исследований, выполненных на проектируемой площади, весьма ограничен и имеет в своем составе, по большей части, работы выполненные чисто камеральным путем. В 1975 г. Гонсировским Д. Г. [285] была составлена инженерно-геологическая карта Северного Кавказа масштаба 1 : 500 000 и рассмотрены отдельные экологические проблемы. В 1992 г., при разработке Генеральной программы геоэкомониторинга Северного Кавказа на период до 2000 г., был составлен комплект мелкомасштабных геоэкологических карт

масштаба 1 : 500 000. В него вошли следующие карты: природных ландшафтов, функционального районирования по типам хозяйственного освоения, воздействия на ГС промышленного производства и городских агломераций, сельскохозяйственного производства, эксплуатации водозаборов и т. д.

В 1997 г. Прокуроновым П. В. и Черновым И. И. [365] был составлен и подготовлен к изданию комплект карт геоэкологического содержания и объяснительная записка. Карты составлялись в масштабе 1 : 1 000 000, что явилось первой попыткой составления собственно геоэкологической карты, на которой были сведены все три блока информации: геохимическая, гидрогеологическая и инженерно-геологическая.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Региональные геофизические съемки на территории работ начали проводиться в 1950 году.

Аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000 покрыта вся территория. Съемки выполнены в разные годы, но методика практически одинаковая. Аэромагнитные партии Западного геофизического треста проводили съемки по прямолинейным маршрутам и «по горизонтали» рельефа в масштабах 1 : 50 000–1 : 100 000 с использованием магнитометров АММ-13 и СКАТ. Выполненная в 1986 г. аэромагнитная съемка со станцией КАМ-28 была забракована из-за того, что съемка проводилась на постоянной высоте, в результате чего точность ее и разрешающая способность оказалась ниже, чем у предшествующих работ. В результате работ установлено сложное, дифференцированное магнитное поле, выделены многочисленные зоны тектонических нарушений.

Гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 покрыта вся территория. Наиболее старые съемки (Бердников Ю. В., 1963–1965), из-за несоответствия съемочной сети масштабу съемки, были перекрыты в 1981–1982 гг. На отдельных участках, в основном это районы месторождений, проведены съемки масштаба 1 : 25 000–1 : 50 000.

В целом территория листов имеет геофизическую основу, соответствующую требованиям «Инструкции по ГДП-200».

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования на площади работ развиты довольно широко и охватывают возрастную интервал от палеозоя до кайнозоя включительно. Они входят в состав четырех структурных этажей: раннегерцинского (О–С₁), позднегерцинско-индосинийского (С₂–Т), киммерийского (J₁₋₂) и альпийского (J₂–K₁).

Ордовикские–нижнекарбоновые (турнейский ярус) образования распространены только в мегазоне грабен-синклинория Передового хребта, где слагают разрезы Тоханской (окраинное море островной дуги), Кизилкольской (собственно островная дуг) и Марухской (офиолитовый комплекс с осадочной покрывкой океанического типа) структурно-формационных зон.

Отложения каменноугольной, пермской и триасовой систем сохранились от эрозии в локальных впадинах Урупо-Лабинской, Архыз-Аксаутской, Лабино-Марухской, Марух-Тебердинской СФЗ грабен-синклинория Передового хребта и Кольтюбинской зоне Карачаево-Черкесского горст-антиклинория. Причем, в первых двух зонах они сорваны с доверхнепалеозойского основания.

Осадки нижней–средней юры слагают Лабино-Малкинскую и Архыз-Гузерибльскую (мелководный шельф) и Домбайскую (глубоководный шельф активной континентальной окраины) зоны.

Келловейские и верхнеюрские отложения, представляющие низы разреза альпийского структурного этажа, распространены в Лабинской СФЗ. Они составляют единый комплекс терригенно-карбонатных и красноцветных эвапоритовых осадков мелководного островного шельфа, отделенных от подстилающих пород региональным перерывом и угловым несогласием.

Меловые осадки распространены в северо-восточной части листа, относятся к Центральной СФЗ и представлены нижним отделом, преимущественно, песчано-глинистыми, в основании – карбонатными, породами внутреннего мелководного шельфа.

Ниже дается краткая характеристика стратиграфических подразделений, толщ и свит в возрастной последовательности в соответствии с требованиями «Инструкции...», 1995 г.». Послойное описание разрезов, литолого-петрографическая и геохимическая характеристики пород в ряде подразделений не приводятся в связи с ограниченным объемом записки. Значительная часть этой информации приведена в отчетах по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000. Более детальное описание литостратиграфических подразделений, а также стратотипических разрезов приведено в электронной базе данных.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В палеозойскую эратему входят образования ордовика, силура, девона, карбона и перми мегазоны грабен-синклинория Передового хребта и, частично (пермь), мегазоны Карачаево-Черкесского горст-антиклинория (Кольтюбинская зона). Отложения ордовика, силура, девона и, частично, нижнего карбона слагают Тоханскую, Кизилкольскую и Марухскую СФЗ. В их составе вулканогенно-терригенные образования ордовика–девона в Кизилкольской зоне объединены в урупскую серию (даутская, пщицерская и семиродниковская свиты), а в Марухской зоне – в кольтюбинскую серию (кяфар-агурская толща, карабекская, тебердинская, ачхиминарская, касаевская и новомарухская свиты). Терригенно-карбонатные отложения верхнего девона–нижнего карбона Кизилкольской зоны объединены: в Бескесско-Кольтюбинской подзоне – в пастуховскую серию (дженайтская, ужумская, волчинская, богословская свиты); в Джентинской подзоне – в абиширскую серию (джентинская свита и озерокаяфарская толща), в Кенделляр-Суарыкской подзоне – в гикамскую серию (гаралыкайская, чимулярская и колсуйская свиты). Образования карбона слагают в мегазоне грабен-синклинория Передового хребта Лабино-Марухскую и Марух-Тебердинскую зоны (учкуланская и атчапханская свиты, загеданская,

агурсуйская и конгломератовые толщи), залегающие трансгрессивно на образованиях Кизилкольской, Джентинской, Ацгаринской и Марухской зон. Отложения среднего карбона и перми в этой мегазоне слагают Архыз-Аксаутскую и Урупо-Лабинскую СФЗ и тектонически несогласно залегают на подстилающих отложениях. Вулканогенно-терригенная моласса среднего-верхнего карбона здесь объединена в чапальскую серию (толстобугорская, малоурупская, караджелмасская и гремучинская свиты).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовика выделены в Марухской СФЗ мегазоны грабен-синклиория Передового хребта, где представлены терригенно-вулканогенными образованиями кяфар-агурской толщи и карабекской свиты, залегающими в нижней части разреза **кольтюбинской серии**.

Кяфар-агурская толща (Okf) выделена на водоразделе рр. Кяфар-Кяфар-Агур [321] (стратотип 135, прил. 6). Она залегают тектонически несогласно на гипербазитах кяфарского комплекса, реже – на отложениях карбона и тектонически перекрывается образованиями ацгаринского метаморфического подкомплекса. В нижней части толщи, на северо-западе, залегают полосчатые (1–5 мм) разгнеиванные амфиболиты (до 80 % роговой обманки, до 20 % плагиоклаза, до 2 % эпидот-цоизита, до 3 % хлорит-акцессорных) и амфиболовые гнейсы (до 50 % плагиоклазов, до 48 % амфиболов, до 2 % эпидот-цоизита, до 4 % хлорит-гидробиотита, до 7 % кварца) мощностью более 350–400 м. Выше обнажены темно-серые филлиты и зеленые (хлорит-эпидот-амфиболовые) сланцы с прослоями графитисто-кремнистых сланцев и гематитсодержащих кварцитов мощностью до 250 м. Над ними – чередование: лав (40–45 %) базальтов, андезибазальтов; туфов среднего-основного состава и туффитов (50–55 %) алевро-псефитовых с градиционной слоистостью и нормальным залеганием; филлитов (5–7 %) (кварц-хлорит-эпидот-серицитовых сланцев, иногда карбонатных) мощностью до 450 м. В верхней части толщи обнажаются (более 180–200 м) туффиты (эпидот-актинолитовые сланцы) с редкими прослоями (до 0,5 м) филлитов и гематитсодержащих метапсаммитов. Вулканиды толщи относятся к толеитовым и известково-щелочным базальтам, преимущественно натровой серии, умеренно-высокоглиноземистым.

Общая мощность толщи более 1 100 м. Ордовикский возраст кяфар-агурской толщи принят условно, по сопоставлению с карабекской и нижней частью тебердинской свит. По заключению эксперта НРС Снежко В. А. принятие ордовикского возраста остается не доказанным.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Карабекская свита (O₂kr) выделена Кропачевым С. М. [130] в бассейне рр. Маруха (район г. Бол. Карабек, стратотип 172, прил. 6). Распространена отдельными выходами в междуречье Кяфар-Агур-Даут. Она тектонически залегают на семиродниковской, джентинской, дженаитской, касаевской и новомарухской свитах и также тектонически перекрывается тебердинской свитой, а иногда с размывом осадками толстобугорской свиты.

Свита сложена, преимущественно, базальтами, андезибазальтами (до 90 %), туфами (до 1 %), плагиодацитовыми и плагиориолитовыми порфирами (до 10 %). По данным Омельченко В. Л. [340] она состоит из трех толщ. Нижняя сложена базальтами и андезитами с прослоями витрокластических туфов, дацитов, лишь отчасти затронутых зеленокаменным метаморфизмом. Средняя отличается увеличением количества горизонтов пирокластического материала. Верхняя толща представлена метасоматически измененными пропилитизированными андезитами и андезибазальтами, в отдельных случаях с отчетливой подушечной отдельностью. Минеральный состав измененных пород представлен главным образом альбитом, хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом, актинолитом. В верхней части метасоматитов располагается большинство известных в районе зон сульфидной минерализации. По петрохимическим особенностям вулканиды карабекской свиты принадлежат к группе низкокальциевых высокотитанистых, слабо дифференцированных толеитов с уклоном к известково-щелочному тренду фракционирования. Образования карабекской свиты являются коагматами габброидов архызского комплекса. Его дайки отмечаются среди образований нижних горизонтов карабекской свиты.

Общая мощность свиты превышает 1 000 м. Абсолютный возраст околорудных метасоматитов (Карабекское проявление) – 335±15 млн лет [340]. Sm-Nd определения абсолютного возраста пород свиты (авторские данные, прил. 9) – 418±260 млн лет (по валу и плагиоклазу) и 650±290 млн лет (по валу и амфиболу) мало информативны из-за большого интервала разброса значений. Среднеордовикский возраст свиты принят условно по ее положению между габброидами архызского комплекса (K-Ar датировки в пределах 457–493 млн лет [237], Sm-Nd –

470±96 млн лет – авторские данные) и породами тебердинской свиты, нижний возрастной предел которой принят как средний ордовик. По мнению эксперта Снежко В. А. возраст отложенный карабекской свиты может колебаться в более широких пределах (тектонические контакты с габброидами архызского комплекса и тебердинской свитой).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кольтюбинская серия. Тебердинская свита (O_2-S_1tb) выделена Ажгиреем Г. Д., Кропачевым С. М. [130] в долине р. Теберда (стратотип 182, прил. 6). Обнажается отдельными выходами в междуречье Кыфар-Агур–Теберда. Контакты с подстилающими и перекрывающими породами тектонические. По данным разных источников [291, 317, 321, 340, 341, 399; опорный разрез 174, прил. 6] свита сложена плейчатými филлитами, метаалевролитами, метапесчаниками, метатуфами, хлоритовыми сланцами и мраморизованными известняками общей мощностью более 900 м. В правом борту долины р. Маруха, выше по течению балки Гремучей, отмечены обломки черных стекловатых кремней с граптолитами силура.

Возраст тебердинской свиты определяется находками в мраморах члеников криноидей *Spirontia mityakensis* (не древнее среднего ордовика) и силурийских граптолитов *Pseudoclimacograptus* sp., *Rastrites* sp. (*rossicus* Obut et Sob.) [291, 399]. На данном этапе изученности он может быть определен как верхний ордовик–силур.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кольтюбинская серия. Ачхиминарская свита ($Sa\check{c}$) выделена Грековым И. И. [291] по левому притоку р. Теберда – р. Гидам, в районе г. Ачхиминар (стратотип 179, прил. 6). Имеет ограниченное развитие в пределах Марухской зоны. Кроме выходов стратотипа отмечены небольшие обнажения в левом борту р. Маруха. Характер контактов тектонический. Представлена темно-серыми неравномерно пиритизированными филлитами и глинисто-алевритовыми сланцами, алевролитами с прослоями кремнисто-алевритовых и кремнистых сланцев.

Мощность более 420 м. В отложениях свиты определены *Monograptus priodon* (Bronn), *Colognograptus colonus* (Barr.), *Bohemograptus bohemicus* (Barr.), *Neodiversograptus nilsson* (Lapw.), *Lobograptus scanicus*, *Oktavites spiralis* и др. [291, 399], позволяющие датировать их силурийский возраст.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Урупская серия. Даутская свита ($S-D,dt$) выделена Кизевальтером Д. С. [114], распространена в Джентинской, Бескесско-Кольтюбинской и Кенделляр-Суарыкской фашиальных подзонах Кизилкольской зоны от бассейна р. Уруп до р. Даут. В некоторых работах [33, 311] эти образования включались в сосновскую свиту. Нижняя граница свиты повсеместно тектоническая. Верхняя согласная с образованиями пщицерской свиты [404]. В стратотипе, на левом склоне долины р. Даут нижняя часть сложена эффузивами базальтового и андезитового состава, содержит редкие прослои кремнистых пород, туффитов и туфов основного и смешанного состава. В большинстве своем породы изменены до зеленых сланцев с различными соотношениями кварца, альбита, хлорита, эпидота и актинолита. В верхах рассматриваемой части разреза располагается горизонт подушечных лав с прослоями туфов и туффитов, по всему разрезу присутствуют секущие и силловые субвулканические тела основного и кислого состава. Видимая мощность нижней части от 300 до 650 м. Верхняя часть свиты отличается пестрым составом и фашиальной неустойчивостью разреза по простиранию при преобладании кислых разновидностей – риолитов, риодацитов и их туфов, в меньших количествах присутствуют базальты, их лавобрекчии и туфы, а также туфы смешанного состава. Мощность верхней части 180–700 м. Общая мощность свиты до 1 350 м.

В гипостратотипе (в Урупском районе) разрез даутской свиты представлен снизу вверх:

- эпидотизированными базальтами с прослоями кластолав того же состава.....200–1 000 м
- лавами неоднородного строения – базальты с субсогласными линзовидными телами андезитов, андезидацитов и дацитов.....до 340 м
- эпидотизированными и гематитизированными лавами основного состава.....20–280 м

– лавами и туфами кислого состава, ассоциирующими с яшмами и кремнистыми сланцами, реже – с туфами смешанного (кислого и среднего) состава и лавами основного состава до 120 м

Очень часто образования свиты тектонически выклиниваются. Общая мощность свиты 0–1 740 м.

В Кенделяр-Суарыкской зоне разрез свиты в нижней части представлен лавами и туфами основного и среднего состава с прослоями кремнистых пород с конодонтами и радиоляриями. В верхней части наблюдаются туфы и лавы основного и смешанного состава от кислого и умереннокислого состава до среднего, встречаются прослои яшм, туффитов, кремнистых сланцев. Мощность свиты в бассейне р. Теберда (хр. Кенделяр, Суарык) не превышает 800 м.

По своему строению и составу породы свиты отвечают контрастной базальт-липаритовой вулканической формации [237]. Они вмещают Урупское, Власенчихинское, Первомайское и Скалистое месторождения и многочисленные зоны пиритизации.

Возраст верхней половины даутской свиты опирается на определения радиолярий плохой сохранности, относящиеся к родам *Cubentactinia* и *Entactinia* ранне-среднедевонского облика [404]. На левобережье Кубани [404] обнаружены конодонты *Polygnathus dehiscens* P. et J., *P. pireneneae* V., указывающие на зону *dehiscens* в основании эмского яруса. Ее возраст по отмеченным выше конодонтам определяется для хр. Кенделяр-Ляр и Даутско-Кубанского междуречья на уровне не моложе основания эмского яруса, а для Урупо-Лабинского района в пределах лохковского яруса. Нижний возрастной предел вулканитов даутской свиты нельзя считать окончательно обоснованным. Основанием для этого служат данные изотопного датирования вторичной слюды риолитов из устья р. Уруштен (р. Мал. Лаба) 430 млн лет (K-Ar), позволяющие допускать силурийский возраст низов разреза рассматриваемой свиты [144]. Возраст свиты условно принят как силур–ранний девон [354]. По мнению эксперта Снежко В. А. возраст образований даутской свиты определяется как ранне-среднедевонский.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Образования девонской системы, развитые в мегазоне грабен-синклинория Передового хребта, представлены всеми отделами. Они распространены в пределах Тоханской, Кизилкольской и Марухской СФЗ.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Кольтюбинская серия. Касаевская свита ($D_{1-2}ks$) выделена Чегодаевым Л. Д. [399] (стратотип 145, прил. 6) и названа по б. Касаевской на левом борту долины р. Бол. Зеленчук. Распространена в бассейнах рек Кяфар, Бол. Зеленчук, Маруха, Теберда, где она сохранилась в останцах нижней части девонского разреза Марухской зоны. Нижняя и верхняя границы свиты повсеместно тектонические. Она сложена эффузивно-туфовыми породами: андезидацитами, подушечными лавами базальтового состава, пироксен-плагиоклазовыми андезитами, туфами среднего–основного состава андезито-базальтовой формации, относящимися, по Потапенко Ю. Я. [84, 363], к низкотитанистой толеитовой серии окраинных морей.

Видимая мощность до 350 м. В яшмах, заполняющих межподушечные пространства, присутствуют плохо сохранившиеся остатки радиолярий из отряда *Srumellaria*. Возраст касаевской свиты определяется в интервале раннего–среднего девона на основании ее нахождения в едином разрезе с новомарухской свитой, содержащей в известняках фауну верхнего эйфеля.

Касаевская и новомарухская свиты объединенные ($D_{1-2}ks+nm$) обнажены в бассейнах рек Бол. Зеленчук и Маруха.

Касаевская свита по составу аналогична вышеописанной.

Новомарухская свита выделена Чегодаевым Л. Д. [402] на р. Маруха (стратотип 161, прил. 6). Она сложена слюдистыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами с линзовидным обособлением известняков. Мощность новомарухской свиты более 160 м. В известняках содержатся кораллы *Crassialveolites crassus* Lec., *Alveolites* ex gr. *nalivkini* Sok., *Aulocophyllum armenicum* Soschk., *Riphaeolites vijaicus* Yanet, *Tryplasma aequabilis* Lonsd., строматопораты *Idiostroma uralicum* Javor., *Clathrocoilona abeona* Javor., *Stromatopora concentrica* Golf., брахиоподы *Atrypa desquamata* Sow. [402], поэтому ее возраст определен как средний девон, эйфельский ярус.

Мощность касаевской и новомарухской свит объединенных более 510 м, а их возраст принят как ранний–средний девон.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Урупская серия. Пцицерская свита (D_2pc) выделена Чегодаевым Л. Д. и др. [401] и названа по г. Мал. Пцицер в междуречье р. Бол. Лабы и ее левого притока Бескес. Распространена в Кизилкольской СФЗ, где согласно налегает на эффузивы даутской свиты и согласно перекрывается семиродниковской свитой.

В Лабино-Урупском районе нижнюю часть разреза (100–600 м) слагают туфы кислого, среднего и смешанного состава с прослойками туффитов и тонкими линзами известняков с члениками криноидей. Верхняя часть разреза (до 250 м) выполнена умереннощелочными плагиоклаз-роговообманковыми (уралитовыми) базальтоидами, их туфами и лавобрекчиями, а нижняя – слоями и маломощными пачками филлитов, туффитов и кремнистых сланцев. Общая ее мощность в Лабино-Урупском районе изменяется от 0 до 850 м.

В Джентинской и Бескесско-Кольтюбинской подзонах нижняя часть свиты (до 490 м) представлена толщей туфов преимущественно кислого–среднего состава, реже – основного, с прослоями кремнистых сланцев и туффитов. Выше иногда залегает пачка (до 60 м) умереннощелочных базальтов – уралитовых порфиритов, литокристаллокластических туфов с прослоями туффитов. Общая мощность свиты в этих подзонах достигает 550 м, местами тектонически полностью выклиниваясь.

Умереннощелочные базальты (уралитовые порфириты) обычно обладают хорошо выраженной порфировой структурой и в большинстве своем интенсивно изменены вторичными процессами. Наиболее сохранившиеся разности наблюдались в бассейне р. Бол. Зеленчук. Они имеют порфировую структуру и слабо ориентированную текстуру с нематобластовой, гранонематобластовой структурой хлорит-эпидот-актинолитовой основной массы. Вкрапленники (15–30 %) представлены хлоритом, роговой обманкой, плагиоклазом, актинолитом с редкими реликтовыми зернами пироксена (авгит).

Мощность пцицерской свиты по всей площади изменяется от 0 до 850 м. В Лабино-Урупском районе в нижней части свиты отмечены членики криноидей *Cupressocrinites gracilis* Goldf., *C. crassus* Goldf., в верхней – конодонты *Polygnathus xylus* Stauff., *P. ansatus* Ziegl. et Klapp. [402]. В районе горы Нахыт-Баши (бассейн р. Кубани) по данным Л. Д. Чегодаева [402] отмечаются криноидеи *Cupressocrinites gracilis* Goldf., *C. crassus* Goldf., *Amurocrinites imatshensis* Yelt. et Y. Dubat., *Anthinocrinus kulagensis* Y. Dubat., *Hexacrinites dentatus* (Quenst.); конодонты *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde α -morphotype, *P. costatus costatus* Klapp., *P. costatus oblongus* Wedd., *P. costatus patulus* Klapp., *P. xylus xylus* Stauff. По этим данным возраст пцицерской свиты определяется как среднедевонский.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Урупская серия. Семиродниковская свита (D_{2-3sr}) выделена Кизевальтером Д. С. [114] (стратотип 128, прил. 6) и названа по балке Семиродниковой на левобережье р. Марухи. Она распространена в Бескесско-Кольтюбинской и Джентинской подзонах в междуречье Кыфар–Маруха. В бассейне р. Уруп отложения свиты отсутствуют [339]. Залегает согласно на пцицерской свите и перекрывается также согласно дженаитской свитой или несогласно джентинской или гараллыкайской свитами.

Стратотип свиты подразделяется на две части. Нижняя сложена темно-серыми глинистыми и глинисто-алевролитовыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками, содержит прослойки конгломератов и кремнистых сланцев. Мощность достигает 800 м, а в бассейне р. Кыфар-Агур сокращается до 300 м. В верхней части преобладают конгломераты от среднегалечных до крупногалечно-мелковалунных с примесью вулканомиктового материала в псаммитовом цементе. Галька представлена различными по составу вулканогенными породами и, как правило, хорошо окатанными плагиогранитами и плагиогранит-порфирами, тоналитами, андезитами, базальтами, эпидозитами с кварцем, красными яшмами [339]. Изредка встречаются обломки известняков, кремнистых пород и кварца. Преимущественно к верхней части свиты приурочены слои песчаников, туфопесчаников и глинисто-алевритовых сланцев. Мощность верхней части в обеих зонах до 500–600 м.

Общая мощность свиты до 1 400 м. По своему стратиграфическому положению в девонском разрезе семиродниковская свита относится к верхней части среднего и к франскому ярусу верхнего отдела девонской системы. При этом в нижней части свиты найдены растительные остатки *Pteridorachis* sp., а в гальках известняков из верхней части – кораллы семейства *Alveolitidae* sp. В долине р. Кубань в известняках установлены *Alveolites obtortus* Lec., *Maricastrum* ex gr. *tomasi* Stein., *Phillipsastrea filata* (Schloth.) [404].

Пцицерская и семиродниковская свиты объединенные ($D_{2-3pc+sr}$) в связи со сложной тектоникой и небольшими площадями выходов выделены только в Кенделляр-Суарыкской подзоне. Кроме того, для этой подзоны в бассейне р. Теберда и в районе хребта Кенделляр-Ляр нижние части семиродниковской, а местами и верхи пцицерской свит размыты [402]. Разрез объединенных свит мощностью до 650 м представлен туфами кислого–среднего состава, туффитами, кремнистыми сланцами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, алевроглинистыми сланцами, линзами и глыбами известняков с криноидеями *Cupressocrinites gracilis* Goldf., *C. crassus* Goldf., *Amurocrinites imatschensis* Yelt. et Y. Dubat., *Anthinocrinus* ex gr. *kulagensis* Y. Dubat., *Hexacrinites dentatus* (Quenst.) и конодонтами *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde β -morphotype, *P. costatus costatus* Klapp., *P. costatus oblongus* Wedd., *P. costatus patulus* Klapp., *P. xylus xylus* Stauff. [402]. Возраст свит – эйфель–фран среднего–позднего девона.

Картджуртская свита (D_{2-3kr}) выделена Кизевальтером Д. С. [114] по р. Кубань. Перекрывается тектонически несогласно отложениями карбона. На площади листа обнажена лишь верхняя часть свиты, ее выходы отмечены у восточной рамки в бассейне р. Кольтюбе. В низах разреза преобладают песчаники, гравелиты и конгломераты с обломками известняков. Выше среди песчаников появляются алевролиты с тонкими (2–6 см) прерывистыми прослойками и линзами алевролитистых и песчаных известняков.

Общая мощность свиты до 1 300 м [402]. Живетский и франский возраст устанавливается по находкам *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa alticola* Frech., *Eoreticularia kiltubanica* Nal., *Phyllipsastraea filata* (Schl.), *Palmatolepis gigas* Mill. et Young., *P. hassi* Mull., *P. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus timanicus* Ovnat., *Icriodus symmetricus* Br. et Mehl [402].

Андрюкская свита (D_{2-3an}) выделена Кизевальтером Д. С. [114] по р. Андрюк. Распространена в Тоханской зоне в бассейне р. Уруп. Нижняя граница свиты не вскрыта, верхняя, с вулканитами даутской и пцицерской свит, – тектоническая. Представлена монотонной толщей тонкополосчатых темно-серых филлитовых сланцев и слоями песчаников, алевролитов и туфов кислого состава, содержит единичные слои конгломератов, конгломерато-брекчий и прерывистые прослойки известняков.

Видимая мощность более 900 м. Возраст свиты по остаткам кораллов *Trematophyllum*, *Thamnophyllum?* (*Macpeca*), водорослям *Renalcis* sp., *Chabakovia* sp., *Epiphyton* sp. и конодонтам *Mezotaxis asymmetricus* (Bisch. et Zieg.) [404] принимается ниже-среднедевонским.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Породы верхнего девона распространены в Кизилкольской СФЗ и представлены мелководными терригенно-карбонатными осадками шельфа остаточной островной дуги.

Пастуховская серия. Дженаитская свита ($D_3dž$) выделена Чегодаевым Л. Д. [403] по р. Дженаит, правому притоку р. Кольтюбе (стратотип 184, прил. 6). Распространена в Бескесско-Кольтюбинской подзоне в междуречье Кяфар–Даут, где залегает согласно на семиродниковской свите. Свита представлена пестроокрашенными разнозернистыми, преимущественно полимиктово-кварцевыми песчаниками и гравелитами с пачками и прослоями алевролитов и известняков. В основании следует отметить светлые мраморизованные известняки (до 21 м), а в средней части разреза – пачку (до 40 м) кварцевых песчаников.

Мощность свиты изменяется от 230 до 500 м [404]. Фаменский возраст устанавливается по находкам органических остатков *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. cushmani* Sul., *P. stellata* Lip., *Eotuberitina reitlingerae* Masl., *Eovolulina elementa* Antr. и др. [403].

Ужумская свита ($D_3už$) выделена Чегодаевым Л. Д. [403] по хребту Ужум Второй, в междуречье Маруха–Бол. Зеленчук (стратотип 146, прил. 6). Распространена в междуречье Кяфар–Даут, где залегает согласно на дженаитской свите. В нижней, карбонатной части, сложена исключительно серыми грубослоистыми известняками (170 м). Верхняя, карбонатно-терригенная часть разреза (150 м), представлена известняками, песчаниками, алевролитами.

Мощность свиты в стратотипе 320 м, по площади изменяется от 258 до 320 м. Фаменский возраст определяется находками органических остатков: *Septatournayella rauserae* Lip., *S. (Rectoseptatournayella) caucasica* Lip., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.) и др. в нижней части свиты и *Mashkovia bucera* Arist., *Pelekysgnathus austalis* Nic., «*Ozarkodina*» *preslavuensis*, *Cheiloceras* sp., *C. subpartitum*, *Torleioceras* sp., *Septatournayella rauserae* Lip., *S. (Rectoseptatournayella) caucasica* Lip. – в верхней [403].

Волчинская свита (D_3vl) выделена Чегодаевым Л. Д. [401] по балке Волчьей, левый приток р. Маруха (стратотип 150, прил. 6). Распространена в междуречье Кяфар–Даут, где залегает согласно на ужумской свите. Сложена слюдястыми полимиктовыми песчаниками, пере-

слаивающимися с алевролитами и песчанистыми алевролитами. Содержит по всему разрезу прослой известковистых песчаников и известняков. В стратотипе волчинская свита разделяется на три пачки: песчаниковую, местами красноцветную (50–55 м), песчано-алевритовую (80 м) и алевритовую (до 35 м).

Общая мощность свиты меняется от 120 до 200 м [401]. Фаменский возраст определяется находками *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Zieg., *Polygnathus znepolensis* Spas., *Septatourayella rauserae* Lip., *Cyrtospirifer latus* Abr., *Umbella mica* Pojar. и др. [401, 404].

Богословская свита (D_3bg) выделена Чегодаевым Л. Д. [401] по р. Богословка, левый приток р. Бол. Зеленчук (стратотип 143, прил. 6). Распространена в междуречье Кяфар–Даут, где залегает согласно на волчинской свите, а перекрывается с размывом отложениями карбона. В разрезе преобладают глинисто-алевритовые сланцы, отмечаются слои и пачки известняков, редкие прослой песчаников и конгломератов. В стратотипе свиты выделяются три карбонатных пачки, чередующиеся с тремя терригенными пачками. В ее основании располагается горизонт (30 м) грубозернистых пестроцветных песчаников, кварцевых гравелитов, брекчий и полимиктовых конгломератов.

Общая мощность свиты меняется от 300 до 450 м [401]. Фаменский возраст определяется находками в известняках *Quasiendothyra communis communis* (Raus.), *Q. communis radiata* Reitl., *Q. konensis* Leb., *Coninia cornucopia* Mich., *Kosmoclymenia serpentina* Müns., *Polygnathus znepolensis* Spas., *P. vogesi* Ziegl., *P. perplexus* Thom и др. [401].

Дженаитская, ужумская, волчинская свиты объединенные ($D_3dž+vl$) выделены в Бескесско-Кольтюбинской подзоне на участках со сложной тектоникой и небольшими площадями выходов. Стратиграфически и литологически соответствуют объемам вышеописанных свит, местами тектонически нарушенных. Представлены алевролитами, песчаниками, известняками, прослоями гравелитов, общей мощностью до 1 100 м. Возраст объединенных свит – фаменский ярус верхнего девона.

Абиширская серия. Джентинская свита (D_3dn) описана Кизевальтером Д. С. [114] на хребте Дженту в бассейне р. Бол. Лаба. Распространена в одноименной подзоне, в междуречье Чилик–Кяфар. Залегает с размывом на семиродниковской свите. В бассейне р. Кяфар–Агур [321, 401] в основании свиты залегает горизонт (1,9 м) полимиктовых конгломератов с галькой кварца, плагиогранитов, отмечающий стратиграфический перерыв в низах фамена. Выше – толща (до 127 м) переслоя аргиллитов (до 15 м), алевролитов (до 25 м), псаммо-пелитовых туффитов (до 30 м), мергелей (до 4 м), редко – известняков (до 0,4 м). Верхняя часть разреза (более 150 м) сложена серыми, темно-серыми слоистыми, местами массивными рифогенными известняками, пронизанными сетью кальцитовых жил.

Общая мощность свиты более 277 м. Фаменский возраст определяется находками фораминифер *Quasiendothyra communis radiata* Reitl., кораллов *Michelinia* sp., *Syringopora* sp., *Tabulophyllum* sp., известковых водорослей *Nodosinella tatarstanica* Antr. [321, 401].

Озорокяфарская толща (D_3ok) выделена Чегодаевым Л. Д. [401] по оз. Кяфар в бассейне р. Кяфар (стратотип 140, прил. 6). Распространена в верховьях р. Кяфар, где залегает согласно на джентинской свите. Сложена филлитизированными темно-серыми и зеленовато-серыми (апотуфовыми?), местами карбонатными, сланцами (8–30 м); пакетами известняков (1,5–10 м), редко – прослой песчаников (до 0,5 м).

Общая мощность до 177 м. Позднефаменский возраст определяется по фораминиферам *Septatourayella rauserae* Lip., *S. rauserae rauserae* Lip., *Septaglomospiranella elegantula* Reitl. и водорослям *Solenopora russiensis* Masl., *Nodosinella tatarstanica* Antr., *Menselina clathrata* Antr. и др. [401].

Гидамская серия. Гаралыкайская, чимуллярская свиты объединенные ($D_3gr+čm$) выделены Чегодаевым Л. Д. [399, 402] (стратотип 183, 188, прил. 6). Распространены в Кенделляр-Суарыкской подзоне, в междуречье Теберда–Даут. Залегают с размывом на пщцерской и семиродниковской свитах объединенных.

Гаралыкайскую свиту слагают глинисто-алевритовые сланцы, песчаники, алевролиты, в нижней части слои известковисто-глинистых сланцев и известняков. В основании располагаются песчаники «кварцевого» горизонта, что является свидетельством стратиграфического перерыва между залегающей ниже семиродниковской свитой.

Мощность в стратотипе около 400 м, а на левом борту долины Теберды уменьшается до 90–105 м. Фаменский возраст определяется находками фораминифер *Septatourayella (Rectoseptatourayella) caucasica* Lip. и строматопор *Gerronostroma contortum* Gorsky [399].

Чимуллярская свита (стратотип 188, прил. 6) залегает согласно на гаралыкайской и сложена известняками, от тонкослоистых до массивных светло-серыми и коричневатого-серыми с пачками темно-серыми до черных с органогенным детритом. В кровле выделяется пачка от 1,5 до 9 м

известняков, переслаивающихся с подчиненными им известковистыми песчаниками, глинисто-алевритовыми сланцами и алевролитами.

Мощность свиты изменяется от 105 до 190 м. Фаменский возраст определяется находками конодонтов *Palmatolepis gracilis expansa* Sand. et Zieg., *Polygnathus vogesi* Zieg., *Mashkovia caucasica*, *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), фораминифер *Quasiendothyra communis regularis* Lip. [402].

Мощность объединенных свит – до 590 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные отложения девонской и каменноугольной системы наблюдаются в составе Тоханской и Кизилкольской СФЗ. В первой из них девонские образования представлены средним и верхним отделами, во втором – только верхним. Каменноугольные образования представлены нижним отделом.

Артыкчатская и тоханская свиты нерасчлененные (D_2-C_{1ar-th}) выделены Кизевальтером Д. С. [62, 114] по рр. Артыкчат и Худес. Обнажаются по р. Теберда (разрезы 156, 158, прил. 6), в тектонических окнах по р. Аксаут (обнажение 117, скважины 118, 119, прил. 6) и по р. Сосновой, правый приток р. Маруха (обнажения 129, 130, прил. 6).

По р. Теберда обнажаются филлиты с прослоями и пакетами (до 85 м) кремнистых сланцев, олистостромовых горизонтов (до 2,5 м; галька 0,5–6 см кварца, кремней в песчаном цементе). Отмечаются выходы переслоя (более 70 м) граувакковых метапесчаников (10–80 см), филлитов (3–8 см) с горизонтами лав, лавобрекчий кислого–среднего состава. Встречаются пакеты (более 50 м) плитчатых, слоистых, разнотернистых метапесчаников, местами гравелитовых (неокатанные обломки кристаллических сланцев, гнейсов, гранат-амфиболовых пород). Мощность отложений более 700–800 м.

По р. Аксаут – небольшой (50×280 м) выход кремнистых, хлорит-кремнистых сланцев с прослоями кварцитовидных метапесчаников, филлитов, горизонтами (до 1 м) кварцевых порфиров кислого состава.

По р. Сосновой (правый приток р. Маруха) в нижней части разреза обнажается пачка (более 27 м) чередования конглобрекций (до 8 м), кварцитовидных метапесчаников, туфов кислого состава. В составе конглобрекций отмечаются обломки (до 5 см) кремней, филлитов, редко – мраморов, серицит-хлоритовых сланцев, в цементе преобладает черный и темно-серый полупрозрачный кварц до 7 мм. Выше залегает переслой филлитов, граувакковых и кварцитовидных метапесчаников, метаалевролитов, горизонтов конглобрекций – метапесчаников – туфов. Отмечаются редкие прослои песчаных мраморизованных известняков (до 60 см), редко – кремнистых сланцев (до 8 см). Мощность отложений по р. Сосновой более 500 м.

Общая мощность нерасчлененных свит – более 800 м. Живетско-франский возраст артыкчатской свиты установлен восточнее площади работ, где собраны конодонты *Polygnathus dubius* Hinde, *P. dengleri* Bisch. et Ziegl., *P. decorosus* Stauff. [404], *P. trimorensis* Klapp., *Icriodus difformis* Ziegl.; определены растительные остатки: *Svalbardia polymorpha* Hoeg., *Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl., *Barrandeina pectinata* Hoeg. и др. [399–403]. Возраст тоханской свиты на основании находок фауны *Ptychomaletoechia panderi* (Sem. et Mehl), *Syringopora* sp. и флоры *Cardiopteridium spetsbergensis* Nath., *Pteridorachis* sp., *Phodeopteridium* sp. [76] принят турнейским.

Гидамская серия. Колсуйская свита (D_3-C_{1kl}) выделена Чегодаевым Л. Д. [402] по балке Колсу, правому притоку р. Теберда (стратотип 185, прил. 6). Распространена в Кенделяр-Суарыкской подзоне, где залегает согласно на чимулярской свите, а перекрывается с размытым учкуланской свитой. Сложена, преимущественно, алевролитово-глинистыми сланцами, реже – песчаниками с прослоями и линзами песчаных известняков.

Мощность свиты до 380 м. Фамен-турнейский возраст принят по конодонтам *Palmatolepis gracilis gonioclymenia* Mull., *Polygnathus vogesi* Ziegl., *P. mugodzaricus* Gag., *P. lobatus* Br. et Mehl, *Siphonodella praesulcata* Sand., *S. sulcata* Hud., *S. bella* Kon. et Migd. [402].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Образования каменноугольной системы представлены всеми отделами. Они сложены континентальными образованиями, объединенными в сероцветную угленосную молассовую формацию и распространены в Тоханской, Архыз-Аксаутской, Лабино-Марухской и Марух-Тебер-

динской зонах. В первых двух они сорваны с основания [321], в других – залегают на нижележащих породах трансгрессивно со значительным угловым несогласием.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тоханская свита (C_1th) выделена Грековым И. И. [62] по р. Тохана (бассейн р. Худес), но более детально описана в других работах [399, 401, 404]. С подстилающими и перекрывающими отложениями имеет тектонические контакты. Разрез свиты представлен [339] зеленовато-серыми и темно-серыми слюдистыми метаалевролитами и метапесчаниками. Отмечаются прослой (1–3 м) метаконгломератов с галькой черных кремней, плагиогранитов, редко – кварца. Встречаются пачки (10–20 м) переслоя филлитов, хлоритовых сланцев, метаалевролитов, метапесчаников с прослоями пестрых кремнистых пород, горизонтами осадочных песчано-алевритовых брекчий. Редкие прослой (2 м) светло-серых известняков.

Мощность свиты более 700–800 м. Турнейский возраст принят на основании находок фауны *Ptychomaletoechia panderi* (Sem. et Mehl), *Syringopora* sp. и флоры *Cardiopteridium spetsbergenensis* Nath., *Pteridorachis* sp., *Phodeopteridium* sp. [76, 402, 404].

Учкуланская и атчапханская свиты объединенные ($C_1u\check{c}+at$) распространены в Марух-Тебердинской подзоне, в междуречье Бол. Зеленчук–Кольтубе. Трансгрессивно залегают на девонских отложениях Бескесско-Кольтубинской и Кенделяр-Суарыкской подзон.

Учкуланская свита выделена Чегодаевым Л. Д. [5, 403] на р. Учкулан, в верховьях р. Кубань. Представлена в низах толщей (до 200 м) гравелитов и конгломератов гравийно-галечных с прослоями песчаников, в кровле – пачкой (до 40 м) алевролитов глинистых темно-серых тонкослоистых с прослоями песчаников мелко-тонкозернистых, полимиктовых. Общая мощность до 240 м. В отложениях собрана наземная флора: *Mesocalamites ramifer* (Stur.), *Anisopteris petiolata* (Goerr.) и др. [5, 403]. Возраст свиты – визейский ярус.

Атчапханская свита выделена Чегодаевым Л. Д. [403] на левобережье р. Теберда, в урочище Атчапхан. Залегает согласно на учкуланской свите или с размывом и угловым несогласием на отложениях девона. Представлена толщей песчаников коричневатых полимиктовых с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов темно-серых и тонкими линзами известняков. Видимая мощность до 40 м. Визейско-серпуховский возраст их определяется по находкам флоры *Anisopteris petiolata* (Goerr.), *A. robusta* (Kidst.), *Neuropteris antecedens* Stur., *Telangium affine* (L. et H.) Beus., *T. bifidum* (L. et H.) Bens., *Diplopteridium affine* (L. et H.) Walt., *Lepidodendron velthermii* Sternb., *Mesocalamites cistiformis* (Stur) Hirm., *Lyginopteris stangeri* (Stur.) Patt. и др. и фораминифер *Archaeosphaera crassa* Lip. и др. [402].

Суммарная мощность объединенных свит на описываемой территории составляет 280 м. Возраст – визейско-серпуховский раннего карбона.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Загеданская толща ($C_{1-2}zg$) выделена в междуречье Чилик–Кяфар–Агур [321]. Стратиграфически несогласно залегают на образованиях Ацгаринского и Марухского тектонических покровов. Перекрывающие отложения размыты. Основание разреза сложено [321, 402] брекчиями (обломки до 30 см, мощность 3,5–5 м) кристаллических сланцев, сменяющейся выше конглобрекчиями (40–60 м) с округленными и остроугольными обломками сланцев и полуокатанной галькой кварца. Над ними залегают пачка (25–30 м) песчаников и алевролитов с остатками флоры.

На водоразделе рр. Кяфар–Кяфар–Агур на серпентинитах кяфарского комплекса залегают [321] горизонты брекчий мощностью до 5–6 м (обломки до 30–40 см) и конглобрекчий (до 35 м) серпентинитов с гравийно-псаммитовым гематитизированным цементом. Выше – переслаивание (0,2–1,5 м) аргиллитов, песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов с пачкой (более 20 м) грубообломочных конгломератов с галькой кварца, плагиодацитов, черных и серых кремней, красных яшмоидов, филлитов, хлорит-серицитовых сланцев, амфиболитов и др.

На правом и левом бортах р. Маруха, в районе г. Карабек (обнажения 177, 178, прил. 6) в нижней грубообломочной части, кроме этого, отмечаются прослой красноцветных песчаников, гравелитов и преобладание обломков подстилающих пород.

Мощность толщи более 130 м. По находкам флоры *Lepidodendron veltheimii* (Ster.), *Calamites carinatus* Ster., *C. suckowii* Bron., *Neuropteris schlehanii* Ster., *Pecopteris miltonii* (And.) Zeil., *P. plumasa* Art., *Diplamema patentissimum* (Ett.) Stur., *Stigmaria ficoides* Ster., *Linopteris neuropteroides* Gutb., *Lepidophloios laricinus* Ster. и др. [321, 402] и данным по смежной площади

возраст принимается в объеме турнейского–московского ярусов раннего–среднего карбона [354].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Чапальская серия. Толстобугорская и малоурупская свиты объединенные (C_2tb+ml) имеют широкое распространение и отмечаются в междуречье Мал. Уруп–Кольтубе. Тектонически несогласно залегают на образованиях ордовика–девона Марухской, Кизилкольской и, частично, Тоханской (на востоке) зон или на отложениях нижнего–верхнего карбона Лабино–Марухской и Марух–Тебердинской зон. В Уруп–Лабинской и Аксаутской впадинах отложения свит обнажены на юге, к северу (в выходах на поверхность, по данным бурения, геофизическим и др.) они тектонически выклиниваются.

Толстобугорская свита выделена Беловым А. А. [42] на левобережье р. Чилик, в районе хр. Толстый Бугор (стратотип 107, прил. 6) [44, 360, 402]. Нижний контакт свиты тектонический, верхний (с малоурупской свитой) согласный стратиграфический. Свита сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами с 5–6 горизонтами (до 40 м) лав и туфов риолитов, дацитов. По всему разрезу встречаются прослои каменного угля, иногда промышленной мощности (до 2–4 м). Чаще в стратотипической местности представлена тремя пакетами, каждый из которых завершается вулканогенно–обломочным (туфы) или эффузивным (лавы) горизонтом. Выделяются три разновидности туфов: литокластические, литокристаллокластические и кристаллокластические. Обломки кристаллов в туфах представлены оплавленным и остроугольным кварцем, иногда имеющим дипирамидальную форму кристаллов, в разной степени серицитизированным плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, биотитом. Плагиоклаз неальбититизированных разновидностей соответствует по составу олигоклазу и олигоклазандезину (№ 14–34). Биотит в разной степени замещен хлоритом. Среди лав различаются биотитовые и анортоклазовые микропорфировые и афировые разности. Основная масса характеризуется микрофельзитовой или микрокристаллической структурами при массивной или флюидальной текстурах. Вкрапленники слагаются кварцем, полевыми шпатами и биотитом. Плагиоклаз № 25–36 порфировых выделений. Мощность свиты до 570 м. В отложениях собраны отпечатки флоры *Asterophyllites grandis* (Stern.) Brong., *Neuropteris schlehanii* Stur., *N. smitsii* Lesg., *Lepidodendron adygenense* Zales., *Sphenopteris sauveuri* (Crep.) Zeil. и др. [4, 175, 291, 360, 399, 402]. Возраст свиты – башкирский ярус среднего карбона.

Малоурупская свита выделена Беловым А. А. [42] по р. Малый Уруп (стратотип 112). Залегает согласно на толстобугорской свите и со срывом – на образованиях нижнего–среднего палеозоя. Перекрывается с размывом караджелмасской свитой. Нижняя часть состоит из алевролитов, аргиллитов, песчаников, гравелитов, алевро–псаммитовых туффитов, кремнисто–глинистых и кремнистых пород (местами – окремненных пелитовых туфов (?) до 10 м). Выше залегают крупно- и грубозернистые песчаники и конгломераты. Изредка встречаются маломощные прослои каменного угля. Мощность свиты до 420–450 м. Осадки содержат флору *Neuropteris gigantea* Ster., *N. oblique* Brong., *Sphenophyllum myriophyllum* Brong., *Sphenopteris rutaefolia* (Gutb.) и др. [4, 175, 291, 360, 399, 402]. Возраст свиты – средний карбон (московский ярус).

Песчаники обеих свит кварцевые, аркозовые, полимиктовые. В гальке конгломератов отмечены кислые и средние эффузивы, кремнистые породы, кварциты, реже – кристаллические сланцы, плагиограниты, единичные – гипербазиты. В верхней части малоурупской свиты – единичные гальки микроклинсодержащих гранитов.

К отложениям толстобугорской и малоурупской свит в Кубано–Лабинском угленосном районе на площади листов приурочены Толстобугорское и Кыфарское месторождения каменных углей и множество проявлений.

Мощность объединенных свит 0–1 020 м. Содержат многочисленные отпечатки флоры (прил. 7), в соответствии с которыми возраст объединенных свит принят как башкирский–московский ярусы среднего карбона.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Агурсуйская и конгломератовая толщи объединенные ($C_{2-3}a+k$) отдельными выходами прослеживаются в междуречье Бол. Зеленчук–Теберда, где трансгрессивно залегают на атчапханской свите или отложениях девона.

Агурсуйская толща выделена Чегодаевым Л. Д. [401] по ручью Агур–Су, левый приток р. Теберда (стратотип 173, прил. 6). В разрезе преобладают песчаники, алевролиты, реже – горизонты гравелитов (до 8 м), конгломератов (до 5 м), прослои углей. Мощность в стратотипе

более 65 м, по р. Бол. Зеленчук – более 114 м. В отложениях собрана флора *Asterophyllites anguis*, *Mesocalamites* sp., *Neuropteris schlehanii* Ster., *N. smitsii* Lesg. и др. [401] среднего карбона.

Конгломератовая толща выделена Лаврищевым В. А. [74]. Наиболее полный разрез обнажается в левом борту р. Аксаут, севернее устья ручья Кинырчад [402]. На складчатых отложениях верхнего девона стратиграфически несогласно залегает базальный горизонт конглобрекчий (до 20,5 м) с преобладающими обломками подстилающих пород. Выше следует переслой (до 73 м) песчаников и алевролитов с отдельными горизонтами гравелитов. Над ними – толща (50 м) песчаников–гравелитов с пакетом (более 15 м) конгломератов в верхней части. Венчает разрез (около 90–110 м) чередование конгломератов, песчаников, гравелитов с редкими прослоями алевролитов. Мощность толщи до 236 м. Отложения содержат флору *Lepidodendron obovatum* Ster., *Stigmara ficoides* Ster., *Calamites carinatus* Ster., *Annularia pseudostellata* Pot., *Mariopteris acuta* (Bron.) Zeil., *M. muricata* (Schl.) Zeil., *M. hirsuta* Cors., *Neuropteris schlehanii* Ster., *N. scheuchzeri* Hoff., *N. spp.*, *Sphenophyllum cuneifolium* (Ster.) Zeil., *Palaestachya elongata* Bohr., *Pecopteris miltonii* Art., *P. pennaeformis* Bron., *Lonchopteris chandesrisi* Bert., *Alethopteris decurrens* Art. и др. [402] среднего–позднего карбона. По руч. Белому (правый приток р. Маруха, обнажение 160) разрез толщ представлен чередованием конгломератов, песчаников, гравелитов (более 300–350 м) с преобладающими обломками подстилающих пород.

Мощность объединенных толщ до 350 м. Возраст – средний–поздний карбон.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Чапальская серия. Караджелмасская и гремучинская свиты объединенные (C_3kr+gr) залегают с размывом на малоурупской и со срывом – на образованиях нижнего–среднего палеозоя. Согласно перекрываются аксаутской свитой. В Урупо-Лабинской и Аксаутской впадинах обнажены только на юге и к северу (по данным бурения и геофизики) выклиниваются. Отложения свит образуют 3 крупных ритма, нижний из которых выделен в караджелмасскую, а средний и верхний – в гремучинскую свиты.

Караджелмасская свита выделена Беловым А. А. [44] и названа по г. Караджелмас (водораздел рр. Маруха–Аксаут; стратотип 169, прил. 6). Залегает с размывом на малоурупской свите. Отличается от гремучинской более грубообломочным типом пород. В общем виде свита представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, реже – аргиллитами. Разрез свиты местами начинается валунными конгломератами с галькой кварцевых порфиров и их туфов (похожих на толстобугорские), гнейсов, кристаллических сланцев, плагиогранитов. Средняя часть сложена песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов, линзами углей. Верхняя – переслой песчаников, гравелитов, конгломератов. Мощность свиты изменяется от 0 до 420 м. В осадках собраны *Neuropteris ovata* Hoffm., *Asterotheca hemiteloides* (Brong.) Zeill., *Pecopteris feminaeformis* Schlot., *Dicksonites pluckeneti* (Schlot.) Ster. и др. [44, 160, 267, 291, 402, 403, 404].

Гремучинская свита выделена Беловым А. А. [44] в верховьях р. Гремучей, правый приток р. Маруха (стратотип 175, прил. 6). Залегает согласно на караджелмасской, так же согласно перекрывается аксаутской свитой. В ней распространены песчаники, алевролиты, конгломераты, линзы известняков, прослой каменного угля. Мощность до 720 м. Содержит флору *Annularia stellata* (Schlot.) Wood., *Asterotheca truncate* (Rost.), *Neuropteris planchari* Zeill., *Sphenophyllum oblongifolium* (Girm. et Kaul.) Ett., *S. costae* Ster. и др. [44, 160, 267, 291, 402, 403, 404].

Мощность объединенных свит достигает 1 140 м. Возраст – касимовский–гжелский ярусы позднего карбона.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

На площади листа представлена нижним (приуральским) и средним (биармским) отделами. Отложения распространены преимущественно в мегазоне грабен-синклинория Передового хребта в Архыз-Аксаутской и Урупо-Лабинской СФЗ. Незначительные выходы песчано-конгломератовой толщи отмечаются в мегазоне Карачаево-Черкесского горст-антиклинория (Кольтюбинская впадина).

Пермские отложения грабен-синклинория Передового хребта делятся на три части. Нижняя часть разреза (аксаутская свита) сложена серо- и красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Средняя часть разреза (кинырчадская свита) представлена песчаниками, конгломератами, также преимущественно красноцветными, и горизонтами туфов и лав среднего и кислого составов. Верхняя представлена мощной толщей пестроцветных грубообломочных пород (большелабинская и гималдыкская свиты).

Ранее выделяемые эпчикская и гидамотарская свиты (иногда в ранге подсвит большешлабинской свиты [230]) некоторыми исследователями относились к перми [33, 61, 62, 78, 216, 288]. Авторы же стратотипов эпчикской и гидамотарской свит [44] относили их к триасовым отложениям. В стратиграфическом словаре [230] в состав стратотипа архызской свиты триасового возраста включены эпчикская и гидамотарская свиты. В записке эти свиты отнесены к триасовым образованиям (архызская свита) в соответствии с тем, что в стратотипе нижележащей эпчикской свиты на пер. Эпчик среди красноцветов имеются находки гальки известняков с фауной позднетатарского (дорашамского яруса тетической шкалы) возраста [152, 227, 317].

НИЖНИЙ (ПРИУРАЛЬСКИЙ) ОТДЕЛ

Аксаутская свита (P_1ak) выделена Беловым А. А. в бассейне р. Аксаут (стратотип 152, прил. 6) [42, 230, 404], где согласно залегает на гремучинской свите. Отложения свиты разделена на три подсвиты. Нижняя (до 232 м) и верхняя (308 м) представлены алевролитами, аргиллитами, красноцветными песчаниками с прослоями железистых доломитов, кремнистых и доломитизированных известняков. Средняя подсвита (до 208 м) сероцветная и сложена зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов, реже – фосфоритов, доломитов и углистых сланцев. На левобережье р. Аксаут в средней подсвите отмечен горизонт (3 м) миндалекаменных лав [404] (или силл?) [334] кислого состава.

Западнее и восточнее стратотипа состав и облик свиты сходен со стратотипом [158]. Изменяется лишь количество и мощность основных литологических разностей и углисто-фосфатно-карбонатных прослоев. В нижней части разреза между рр. Чилик–Ацгара идет чередование пачек красно- и сероцветных разностей. Мощность по р. Ацгара до 820 м [158, 377]. По балке Черемуховой (левый приток р. Уруп, разрез 77, прил. 6) и в расположенной рядом скважине 78 (глубина 2,5–366 м) вскрыт песчано-алевритовый пестроцветный разрез свиты, в нижней части – трещиноватый, перемятый с жилами кварца и кальцита. Ниже (глубина 366–587 м), в скважине вскрыт песчано-алевритовый сероцветный разрез с горизонтами красноцветов, туфо-песчаников, конгломератов (до 11 м, галька кварца, песчаников 2–5 см). Не исключена принадлежность этих нижних отложений к андрюкской свите. Севернее отложения свиты тектонически «срезаются».

Мощность свиты до 820 м. В этих отложениях встречаются остатки нижнепермской флоры (прил. 7) *Lebachia piniformis* (Schl.) Flor., *L. hypnoides* Brong., *L. frondosa* (Ren.) Flor., *Walchia piniformis* Schl., чешуйки и кости пресноводных рыб *Acanthodes* [42, 404]. На основании этих находок возраст аксаутской свиты принимается как ассельско-сакмарский нижнего (приуральского) отдела.

Киньрчадская свита (P_1kn) выделена в бассейне р. Аксаут по ручью Киньрчад-Су (стратотип 180) [44, 230]. Обнажается вдоль северной границы Передового хребта по долинам рр. Уруп, Аксаут, Теберда и Кыркол. Залегает с размывом на аксаутской свите или со срывом на нижележащих породах зоны Передового хребта. Свита представлена терригенными пестроцветными грубообломочными и вулканогенно-осадочными образованиями, взаимозамещающимися по простиранию. Наиболее полный ее разрез отмечается по р. Аксаут – притоку р. Кишкит (бывшая кишкитская свита) и севернее [333]. В низах разреза (от 20–200 до 400–500 м) залегают красноцветные песчаники с прослоями, линзами, пачками конгломератов, конглобрекчий, гравелитов часто с обломками пестроцветных пород аксаутской свиты. На левобережье р. Аксаут (балка Каджемас и по скважинам) выше залегают лавы и туфы (70–100 м) кислого состава. Над ними – толща (до 250 м) переслаивания лав, кластолав и лавобрекчий преимущественно умереннощелочных плагиодацитов с прослоями туфопесчаников. В верхней части (до 150–200 м) – лавы, лавобрекчии андезитов. Кроме лав, лаво- и туфобрекчий, отмечаются горизонты красноцветных туфоконгломератов (до 5 % кварца, сланцев, гнейсов, гранитов) и песчаников. По р. Аксаут, севернее устья р. Кишкит отмечаются лишь лавобрекчии андезитовых порфиритов (50 м) и туфы, туффиты (100–120 м). На правобережье Аксаута появляются прослой туфоконгломератов и мощность вулканогенной толщи возрастает до 400 м.

Риолиты [334, 344, 410] сложены микрофельзитовой кварц-полевошпатовой основной массой (до 85 %), в порфириновых выделениях преобладает кварц, реже встречаются альбит-олигоклаз, биотит, калишпат. Содержание SiO_2 – 71,9–73,2 %, Na_2O – 5,2–7 %, K_2O – 0,6–1,2 %. Состав умереннощелочных плагиодацитов: порфириновые выделения – преобладают плагиоклазы (андезин – 10–12 %, альбит-олигоклаз – до 5 %, анортоклаз – до 4 %), роговая обманка, биотит – до 8 %. Основная масса (до 75 %) кварц-плагиоклазовая, трахитовая, микролитовая. Содержание Na_2O – 6,7–8 %, K_2O – 0,9–2 %. Лавы андезитовых порфиритов представляют собой массивные или с подушечной, шаровой отдельностью породы. В порфириновых выделениях пре-

обладают плагиоклазы (андезин № 32–35 – 15–20 %), псевдоморфозы по роговой обманке и пироксену (12–15 %). Основная масса (до 65–73 %) плагиоклаз-хлоритовая, микролитовая до интерсертальной.

Аналогичный вулканогенно-терригенный разрез свиты прослеживается по р. Теберда и в верховьях р. Кольтюбе. В южной части выходов свиты по р. Аксаут и западнее горизонты лав отсутствуют. Здесь над груботерригенной молассой низов свиты отмечается туфоконгломератовая толща с обилием обломков вулканических пород. В бассейне р. Бол. Зеленчук [289] в основании залегает горизонт (50 м) порфиринов среднего состава. Над ним – красноцветная толща (более 250 м) переслоя туфобрекчий, конгломератов, песчаников.

Крайние западные выходы свиты отмечаются на правом борту р. Уруп, напротив балки Чермуховой [377]. Здесь отмечается горизонт (мощностью более 10 м) лав порфиринов среднего состава (порфиры плагиоклаза № 30, реже – кварца в пилотакситовой хлорит-плагиоклазовой массе). Кроме этого, выходы туфобрекчий (обломки до 40 см) мощностью первые десятки метров отмечается в районе г. Чилик-Скала (водораздел рр. Малый Уруп–Чилик). По простиранию они быстро сменяются конгломератами.

Общая мощность свиты достигает 800 м. В низах ее разреза найдены [115] многочисленные отпечатки хвойных (*Walchia* sp.) и следы тетрапод, которые очень напоминают следы рептилий *Amphisauroides (Auxipex) minor* (Heuyer et Lessertiseur) из нижней перми Франции. На основании этого киньрчадская свита отнесена к артинскому ярусу ранней перми.

НИЖНИЙ (ПРИУРАЛЬСКИЙ)–СРЕДНИЙ (БИАРМИЙСКИЙ) ОТДЕЛЫ

Гималдыкская свита (P_{1-2gm}) выделена в междуречье Аксаут–Теберда (стратотип 167) и названа по р. Гималдык (левому притоку р. Теберда) [44]. Развита в пределах Аксаутской впадины и залегает с размывом на киньрчадской свите или со срывом на более древних образованиях. Стратиграфически несогласно перекрывается архызской свитой. В Кубанской впадине свита стратиграфически несогласно залегает на метаморфических комплексах Карачаево-Черкесского горст-антиклинория. Некоторыми авторами [62, 230, 333] включалась в качестве подсвиты в состав большелабинской свиты. Характерной особенностью внутреннего строения свиты является сложная фациальная изменчивость осадков как в вертикальном разрезе, так и по площади. Она представлена чередованием красно- и сероцветных полимиктовых конгломератов, конглобрекчий, брекчий, гравелитов, разнородных (часто «пудинговых») песчаников, алевролитов. Часто отмечается раздвоение и линзуемость пластов и пачек [296, 311] и угловые несогласия [44] (внутриформационные размывы). По р. Аксаут [333] среди крупнообломочных до глыбовых конгломератов преобладают обломки пермских вулканитов (лав и туфов), гранит-порфиринов, пестроцветных осадочных пород перми. В южной части [296, 311] появляется частая галька кварца, кремней, кварцитов, кристаллических сланцев и гнейсов, красных и серых гранитоидов, реже – монодиоритов. Валунны [311] представлены песчаниками и эффузивами перми, кремнями, кварцитами, красными гранитами, известняками. В междуречье Аксаут–Теберда [296] в нижней части свиты отмечается переслой конгломератов–гравелитов (60–70 %), песчаников (30–35 %) и прослоев алевролитов (до 5 %). В верхней части разреза – переслой песчаников (60–65 %), алевролитов–алевролитовых аргиллитов (30–35 %) с редкими прослоями (до 10 %) конгломератов–гравелитов. В Кубанской впадине в нижней части свиты (разрез 125) наряду с полимиктовыми конгломератами отмечается обилие неокатанных обломков (брекчия) подстилающих пород метаморфических комплексов Карачаево-Черкесского горст-антиклинория.

Мощность свиты из-за сложной тектоники и отсутствия маркирующих горизонтов оценивается по разному: 560–600 м – в южной части р. Аксаут [296], до 600–750 м – в Киньрчадской синформе [44, 311], 480–750 м – в Эпчикской впадине [317], до 700 м – в северной части р. Аксаут [333]. Ранне-среднепермский возраст свиты, вслед за предшественниками [354], принят условно по положению в разрезе.

Большелабинская свита (P_{1-2bl}) выделена Кругловым С. М. и Робинсоном В. Н. [62] по р. Бол. Лаба. Распространена в междуречье Уруп–Бол. Зеленчук. На юге залегает с размывом на аксаутской или киньрчадской свитах, а перекрывается с размывом отложениями юры. На севере и востоке контакт свиты с образованиями Кизилкольского покрова подорван [339, 377]. В целом свита представлена переслаиванием красноцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, реже – алевролитов. В северной части (р. Власенчиха) отмечаются лишь грубообломочные брекчии (до 100–140 м) с обломками (до 30 см) кварца, красных, бурых эффузивов, филлитов, редко – известняков и др. [377]. По р. Черемуховой, на левом борту р. Уруп, в нижней части свиты отмечаются конгломераты с галькой (до 15 см; 10–35 %) зеленоватых и крас-

новатых лав порфиринов среднего–кислого состава. Песчано-конгломератовая пачка нижней части свиты имеет мощность 300–350 м и увеличивается к югу до 700–750 м. Вверх по разрезу в составе пачки увеличивается количество и мощность песчаников и в северной части, в ядре синформы, она замещается песчано-алевролитовым разрезом (до 750 м) с редкими прослоями и линзами конгломератов. Количество последних от среднего течения р. Черемуховой увеличивается к западу (к району г. Урденижерта). Присутствие в основании большелабинской свиты обломков пород нижележащей свиты свидетельствует о перерыве в осадконакоплении между аксаутской и большелабинской свитами.

Общая мощность свиты достигает 1 500 м. Ранне-среднепермский возраст (кунгурский, уфимский и казанский ярусы) принят условно, вслед за предшественниками [354], по положению в разрезе.

Песчано-конгломератовая толща (P₁₋₂рк) выделена в Кольтюбинской впадине мегазоны Карачаево-Черкесской горст-антиклинория. Выходы толщи отмечаются по р. Кубань и в приустьевой части р. Колтубе. Данные образования трансгрессивно залегают на метаморфических породах верхнего протерозоя с горизонтом (более 3 м) брекчии подстилающих пород в основании. В нижней части разреза толщи (мощностью более 40 м; разрез 125, прил. 6) наряду с пестроцветными полимиктовыми конгломератами и гравелитами отмечается обилие неокатанных обломков (брекчия) подстилающих пород метаморфических комплексов. Выше залегают пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники мощностью до 160 м. В составе обломков конгломератов преобладают мезо- и лейкократовые гнейсы, кремнистые породы, серые и красные граниты, гранодиориты, реже – яшмоиды в коричнево-красном песчано-гравийном цементе.

Общая мощность толщи более 200 м. Ранне-среднепермский возраст (кунгурский, уфимский и казанский ярусы) принят условно.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения мезозойской группы представлены триасовой, юрской и меловой системами. При этом породы триаса входят в состав доюрского фундамента, а юрской и меловой систем образуют осадочный чехол.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса на изученной площади, по мнению авторов, относятся к нижнему отделу триасовой системы. Они распространены в грабен-синклинории Передового хребта и представлены пестроцветными грубообломочными молассовыми отложениями архызской свиты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Впервые для описываемой площади триасовые отложения (по обломкам известняков с верхнепермской фауной) были выделены в верховьях р. Архыз под названием «эпчикская и гίδαмотарская свиты» [134, 135, 152, 199]. Впоследствии эти отложения были включены в состав архызской свиты [231]. В районе перевала Беловым А. А. [42] была выделена толща предположительно триасового возраста. Позже Белов А. А. и Кизевальтер Д. С. выделили здесь эпчикскую и вышезалегающую гίδαмотарскую свиты триаса и отметили площади их распространения от р. Бол. Зеленчук до г. Эльбрус [44]. В том числе в районе г. Кынгыр-Чад выше осадков гималдыкской свиты были показаны эпчикская и гίδαмотарская свиты нижнетриасового возраста. Литологические и фаунистические характеристики отложений триаса в районе пер. Эпчик позднее были детально изучены при проведении ГДП-50 листа К-37-24-Г [317] и отнесены в состав нижнетриасовой архызской свиты. На изданной Госгеолкарте-200 первого поколения [277] в районе г. Кынгыр-Чад вместо гималдыкской, эпчикской и гίδαмотарской свит, без каких-либо обоснований, показана только одна гималдыкская.

В последнее время [404] отложения эпчикской свиты в стратотипическом разрезе делятся на собственно эпчикскую (конгломерато-песчаную) и архызскую (аналогичного состава, но с галькой известняков) свиты или приводится парастратотипический разрез по р. Аксаут без фаунистического обоснования. При таком «делении» теряется основное «лицо» эпчикской свиты – толща с галькой известняков. Учитывая неоднозначность трактовки разными авторами возраста и объема эпчикской и гίδαмотарской свит, в легенде Кавказской серии и в записке они упразднены, а отложения верхней части разреза г. Кынгыр-Чад и пер. Эпчик, вслед за ря-

дом исследователей [44, 152, 227, 231, 317], отнесены к архызской свите нижнего триаса. По мнению эксперта Снежко В. А. для отложений эпчикской и гидамотарской свит можно принять возраст пермотриасовый нерасчлененный (Р:Т).

Архызская свита (*Tar*) выделена по р. Архыз [152, 231], распространена фрагментарно в верховьях р. Архыз (стратотип, разрез 159), г. Кынгыр-Чад и пер. Эпчик. В стратотипе нижний контакт тектонический, верхний, с юрскими отложениями, – трансгрессивный. В районе г. Кынгыр-Чад и пер. Эпчик трансгрессивно (?) перекрывают отложения гималдыкской свиты. В стратотипе в нижней части (более 270 м) залегает переслой красноцветных, редко зеленых песчаников–алевролитов (0,1–4,5 м) с прослоями (до 7 см) алевролитовых аргиллитов. В 22 м от подошвы отмечен олистостромовый горизонт (3,8 м) и конглобрекчии (1,1 м) с обломками известняков (до 9 см), песчаников, реже – кварца, кремней. В средней части (160 м) – песчаники (3–32 м) красноцветные разнозернистые до гравелитовых с горизонтами (до 1,1 м) конгломератов. В верхней (до 80 м) – песчаники красноцветные разнозернистые с редкими прослоями алевролитов–аргиллитов (до 15 см). Мощность свиты более 510 м. В гальке известняков определены *Lyttonia richthofeni* Kays. var. *lopingensis* Lich., *Pachyphloia multiseptata* Lang. и др. [135, 152].

В районе пер. Эпчик [317] нижняя часть разреза (150–200 м) представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками с редкими прослоями алевролитов, характерно преобладание в составе конгломератов гальки красноцветных пород. Выше залегают песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже встречаются прослой конгломератов и гравелитов (380 м). Далее следует переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов (200 м). Верхняя часть разреза свиты представлена толщей (200–250 м) песчаников–алевролитов с горизонтами конгломератов с обломками известняков (до 9 см), песчаников, кварца, кремней. Ее перекрывают (более 100 м) песчаники красноцветные разнозернистые с прослоями алевролитов–аргиллитов. В гальке известняков собраны *Postendothyra scabra* Lin., *Nodosaria mirabilis caucasica* M.-Macl., *Pseudolangella doraschamensis* G. Pronina и др. (определения Прониной Г. П.) и *Nankinella orientalis* M.-Macl., *Pseudofusulina caucasica* M.-Macl., *Neoschwagerina caucasica* Dutk., *N. djakonowae* Dutk., *Lastodiscus insekta* M.-Macl. (определения Миклухо-Маклай К. В.).

В районе г. Кынгыр-Чад обнажена мощная сложнопостроенная толща чередования пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, аргиллитов. Из-за трудной доступности района разрез свиты изучен слабо. В нижней и верхней части разреза в переслое отмечаются конгломераты, местами с ритмичным чередованием пород. В средней – ритмообразное переслаивание пестроцветных песчаников (местами «пудинговых»), алевролитов, аргиллитов мощностью до 400 м. В прослоях гравелитов и конгломератов отмечается гравий и галька известняков от единичных обломков до 4–6 %. Мощность свиты более 1 100 м. Возраст, вслед за [44], и по сопоставлению с районами р. Архыз и пер. Эпчик условно принимается раннетриасовым.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система представлена всеми отделами и имеет очень широкое распространение на площади работ. Образования нижней–средней юры во всех зонах трансгрессивно перекрывают подстилающие породы от верхнего протерозоя до триаса и распространены в Лабино-Малкинской, Архыз-Гузерицкой и Домбайской СФЗ. Келловей-позднеюрские образования принадлежат здесь Лабинской СФЗ.

По особенностям вещественного состава разрезов в Лабино-Малкинской СФЗ выделяется три подзоны: Западная, Центральная и Южная. Морские песчано-глинистые отложения мелководного шельфа Западной подзоны (бугунжинская и псебайская свиты) к востоку замещаются дельтово-лагунными угленосными и прибрежно-морскими терригенно-вулканогенными образованиями Центральной подзоны (хумаринская, шоанская и джигиатская свиты). В свою очередь отложения обеих подзон трансгрессивно, с размывом и базальным горизонтом в основании перекрываются морскими глинистыми осадками джангурской свиты байос-батского возраста. Южная подзона в междуречье Уруп–Маруха выделена авторами отчета впервые на основании изучения разрезов отложений и находок руководящих форм макро- и микрофауны. Ранее [39, 270] существенно песчаные отложения подзоны были в составе «хумаринской» свиты (синемюр–нижний плинсбах). Определенная руководящая фауна из нижней части разреза свиты (*Beaniceras costatum* Buckm.) [39, 175, 176] была моложе, чем из верхней (*Uptonia ignota* Simp., *Tropidoceras flandrini* Dum., *Arietites* sp.). В связи с этим возникал вопрос о правильности ее определения. После находок и определения авторами макро- и микрофауны тоара–байоса в средней части разреза и синемюра – в верхней, установления тектонических взаимоотношений между ними, верхняя (северная) часть разреза была выделена в бугунжинскую свиту Западной

подзоны. Отложения Южной подзоны (нижняя часть разреза) разделены на власенчихинскую (нижний плинсбах–нижний тоар) и ахызыртинскую (нижний тоар–нижний байос) толщи. Граница между ними проводится по подошве мощного (до 30–45 м) гравелито-песчаного пакета (горизонт Ахызырта) [39, 270]. Образования Архыз-Гузерицкой и Домбайской структурно-фациальных зон нижней юры залегают на кристаллических породах протерозоя–палеозоя зоны Главного хребта, первая – стратиграфически, вторая – тектонически несогласно. Для них характерна более сильная дислоцированность пород, кливаж, повышение степени постдиагенетических изменений приближающейся к глинистым сланцам. В Архыз-Гузерицкой зоне песчано-глинистые отложения синемюра–плинсбаха объединены в песчано-алевролитовую толщу и убинскую свиту, вышележащие глинистые отложения тоара – в тубинскую свиту. В Домбайской зоне в нижней части разреза выделена вулканогенно-терригенная толща (синемюр–нижний плинсбах) с горизонтами лав и туфов среднего состава. Выше – алевролит-аргиллитовая толща плинсбаха. Лабинская СФЗ сложена лагунными и прибрежно-морскими осадками (каменноостская, герпегемская и мезмайская свиты).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Вулканогенно-терригенная толща (J₁Vt) выделена Ермаковым В. А. [302], распространена в истоках рек Аксаут и Теберда. Залегают тектонически несогласно на кристаллических породах зоны Главного хребта, а перекрывается трансгрессивно алевролит-аргиллитовой толщей.

В нижней части разреза (до 280 м) отмечается горизонт (до 20 м) конгломерато-брекчий или горизонт (15 м) туфоалевролитов. Выше залегают переслой (до 260 м) песчаников (1,2–90 м), алевролитов, аргиллитов. Отмечаются горизонты (до 20 м) конгломератов. Над ней – горизонт (5–6 м) литокристалло- и витрокристаллокластических туфов среднего состава и лав андезитовых порфиритов (12–20 м). В верхней части – толща (до 170 м) переслоя песчаников, аргиллитов, алевролитов с линзами лав плагиодацитовых порфиритов (до 10 м). Венчается разрез горизонтом лав плагиодацитовых порфиритов (до 80 м). Мощность верхней части разреза более 280 м.

Общая мощность толщи более 530 м. Образований, аналогичных вулканогенно-терригенной толще, на смежных листах [322, 352] нет. Возраст толщи синемюр–ранний плинсбах принят условно, по сопоставлению с расположенной южнее вулканогенно-терригенной сванетской свитой [270].

Бугунжинская свита (J₁bg) выделена по р. Бугунжа [203, 231], где залегают трансгрессивно, а местами тектонически несогласно на нижележащих породах. Перекрывается согласно псебайской свитой.

В северо-западной части площади (скв. 1) на образованиях бескесского метаморфического комплекса залегают темно-серые полосчатые алевролиты с кварцевым гравием (интервал 785,5–847 м). Выше следуют аргиллиты коричневатые-серые плотные с раковистым изломом и стяжениями пирита (инт. 680–785,5 м). В них определена микрофауна: глубина 680–730 м – синемюр–раннеплинсбахская *Ophthalmidium concentricum* (Terq. et Berth.), *Cornuspira orbiculare* (Terq. et Berth.), *Lingulina tenera* Born., *Ichtiolaria bicostata* Orb., *Glomospirella gordialis* (Park. et Jon.); глубина 820 м – синемюрская *Reophas dentaliniformis* Brady [393].

Восточнее р. Уруп, под Скалистым хребтом (скв. 16) отмечается увеличение песчаности свиты. Здесь на кварцево-хлорит-серицитовых сланцах бескесского метаморфического комплекса залегают толща (инт. 948–1 130 м) массивных светло-серых слюдистых песчаников (пакеты 5–17 м), пачки (9–25 м) переслоя песчаников–алевролитов–аргиллитов. В верхней части (инт. 806–948 м) обнажаются аргиллиты коричневатые-серые плотные, стяжения пирита-халькопирита, редкие прослои (10–15 см) алевролитов. В них определена микрофауна синемюр–раннеплинсбахская (на глубине 860 м) *Glomospirella gordialis* (Park. et Jon.), *Ophthalmidium concentricum* (Terq. et Berth.), *Cornuloculina orbiculare* (Burbach), *Ichtiolaria sulcata* Born. [393].

В междуречье Уруп–Бижгон, в выходах на поверхность, отложения свиты вблизи разлома тектонически нарушены и слабо обнажены.

В левом борту р. Маньша (правый приток р. Уруп; обнажения 55, 56, прил. 6) в нижней части разреза обнажаются серые аргиллиты с конкрециями и караваями (до 45 см) сидеритов и редкими прослоями песчаников (до 10 см) мощностью более 15–20 м, содержащие микрофауну синемюра: *Astacolus aragonensis* (Kueb. et Zwing.), *Lingulina tenera* Born., *Lagena liassica* Kueb. et Zwing., *Lenticulina acutiangulata* Terq. (определения Пинчук Т. Н.). После закрытого интервала выше залегают переслой песчаников (до 10 см), алевролитов (до 2 см), аргиллитов (до 16 см) мощностью более 40 м с частыми зонками милонитизации и дробления. В верхней части

переслоя залегает горизонт (1,1 м) песчаных органогенно-обломочных известняков (криноидно-раковинных) с фауной *Agassicerias* sp. (cf. *scipionarium* Orb), *Arietitidae* Hyatt (juv.) (определение Барабошкина Е. Ю.) и микрофауной синемюра *Ophthalmidium concentricum* (Terq. et Berth.), *Cornuloculina clausa* Ant., *C. sakhradjensis* Ant. (определения Пинчук Т. Н.). Над ним обнажается толща (более 80 м) тонкослоистых зеленовато-серых алевролитов. Выше – переслоя алевролитов и песчаников (до 15 см) с редкими пластами песчаников (1,5–5 м) и горизонтом (1,3 м) песчаных органогенно-обломочных известняков с фауной *Agassicerias* cf. *scipionarium* Orb., *Paracoroniceras* sp. (определение Барабошкина Е. Ю.). В верхней части обнажается толща песчаников с прослоями аргиллитов–алевролитов, реже – гравелитов.

По р. Маньша отмечаются горизонты гравелитов–конгломератов, самый мощный из которых (более 4 м) включает глыбы гранитов, кристаллических сланцев и гальку филлитов и кварцитов.

На р. Бижгон в верхней толще (более 90 м) переслоя песчаников (редкие до 11 м) и аргиллитов с горизонтами гравелитов–конгломератов, линзами органогенно-обломочных известняков (разрез 58, прил. 6) определена фауна *Tropidoceras masseanum* (Futt.), *Polymorphites polymerphus* (Quen.), *Uptonia* sp. и др. [39, 110, 270, 368].

В северной части Архыз-Гузери́пльской депрессии (зона Пшекиш-Тырныаузского разлома) на отложениях перми и триаса залегает толща (более 50 м) песчаников с прослоями гравелитов, алевролитов, линзами органогенно-обломочных известняков с *Spiriferina annulata* Opp., *Chlamys textoria* Schl. и др. [321].

Мощность свиты до 180 м. По определенным органическим остаткам возраст свиты синемюр–ранний плинсбах.

Хумаринская свита (*J_hm*) выделена Пановым Д. И. [171] на р. Кубань (стратотип 60, прил. 6). Распространена от р. Маруха до восточной рамки листа. С размывом залегает на протерозойских и палеозойских образованиях Карачаево-Черкесского горст-антиклинория и грабен-синклинория Передового хребта. Особенности свиты является сильная изменчивость и невыдержанность отдельных горизонтов (переходы массивных песчаных пакетов в десятки метров в аргиллито-алевро-песчаный переслой), косая слоистость речного и дельтового типа, следы ряби, обилие растительного детрита и линзы углей, трещины усыхания. Обобщения материалов по сотням скважин, литразрезах, изучение фацциальных особенностей накопления осадков отражены в работах [39, 110, 176, 327, 384, 390].

В бассейнах рр. Кубань–Теберда разрез свиты местами начинается базальным конгломератом (до 40 м, с. Нижняя Теберда), состав и мощность которого зависят от подстилающих пород. В основном это несортированная конгломерато-брекчия из гальки кварца, кремней, песчаников, кварцитов, реже – угловатых обломков кристаллических сланцев в песчано-гравелитовом, слюдистом цементе. Выше по разрезу в районе стратотипа и по рр. Мара, Шупшурук (в т. ч. и по скважинам) залегают песчаники (до 70 м) серые и светло-серые полимиктовые средне- и грубозернистые косослоистые с редкими прослоями алевролитов темно-серых (0,1–0,3 м). Над ними – толща более 450 м чередования пакетов песчаников (до 32 м) с гравелитами в основании (0,1–0,8 м; кварц, кремни) и пачек (5–48 м) разноритмичного чередования песчаников–алевролитов, реже – прослой аргиллитов (0,1–0,8 м) и до 21 прослоя (0,02–0,15 м) углей. В кровле толщи уголь (0,55 м) – кубанский пласт. Выше залегает пачка более 140 м переслоя песчаник–алевролит, прослой (до 4 м) аргиллитов с 7 горизонтами (0,1–0,4 м) углей в основании прослоев. Вверху пачки – уголь (до 0,65 м) – хумаринский пласт. В кровле свиты – пакет (до 70 м) песчаников серых мелкозернистых слюдистых. Мощность свиты в этом районе – 700–730 м [110, 327], 1 000–1 100 м [176, 390]. Самые северо-западные угленосные отложения свиты отмечены в междуречье Аксаут–Кардоник, где в скважинах вскрыто 5–7 пластов угля мощностью 0,1–0,4 м. Отмечено повышение содержания аргиллитов и алевролитов в разрезе. Севернее с. Кызыл-Октябрьский (скв. 61) встречены лишь включения углистых пород, мощность свиты – 980 м. Западное ограничение свиты – хр. Ужум (водораздел рр. Аксаут–Бол. Зеленчук) [311], южное – бассейн р. Кольтюбе.

К отложениям хумаринской свиты в Кубанском угленосном районе на площади листов приурочены Хумаринское, Амгатинское и Сенты-Кольтюбинское месторождения каменных углей и множество проявлений.

Мощность свиты до 980 м. Синемюр-раннеплинсбахский возраст описываемых отложений определяется находками в них фауны *Pecten aequalis* Sow., *Lima antiquata* Sow., *Modiola numismalis* Opp. [327], *Palaeoneilo palmae* Sow., *Velopecten rollei* Tate, *Piarorhynchia variabilis* Dav., *P. curviceps* Quenst., *Terebratula punktata* Sow., *Leda grafica* Tat. и др. [39, 62, 110, 168, 368].

Песчано-алевролитовая толща, чубинская свита объединенные (*J_{pa}+čb*) распространены в Архыз-Гузери́пльской зоне в междуречье Пхия–София (верховья

р. Бол. Зеленчук). Залегают с размывом на верхнем протерозое зоны Главного хребта, перекрывается с размывом тубинской свитой. Чубинская свита выделена Корневым Г. П., Ростовцевым К. О. [231] по р. Чуба, песчано-алевролитовая толща – Ермаковым В. А. [302].

На левобережье р. Пхия описан следующий разрез объединенных подразделений [321]: внизу – брекчия (15 м) кристаллических сланцев (до 20 см), переходящая в кварцевые конгломераты (более 9 м, галька до 8 см) в песчано-слюдистом цементе. Выше – пачка (152 м) переслоя песчаников (0,3–1,5 м) и аргиллитов. Над ними пакет (90–100 м) песчаников с прослоями (0,4–0,7 м) гравелитов. Вверху (более 15 м) – переслоя песчаников (0,3–0,9 м) и аргиллитов (0,2–0,6 м). Мощность более 280 м. В верховьях рр. Маруха–Кизгыч [172, 296, 368] в основании разреза залегает горизонт конглобрекчии (до 7 м), перекрываемый пачкой (до 40 м) «мусорных» алевропсаммитов, аргиллитов и песчаников с растительным детритом, фауной пелеципод-гастропод (прил. 7): *Modiola moorei* (Dum.), *Chlamys textorius* Schl., *C. jamoignensis* Terq. et Pict., *Cardinia crassissiana* Ag., *C. concina* (Ag.), *C. elliptica* (Ag.), *Harpax pectinoides* Lam., *Pleuromya striata* Ag. [169, 368]. Выше – толща (190–200 м) переслоя песчаников, аргиллитов, гравелитов. Перекрывается пакетом (130 м) толстоплитчатых песчаников с линзами (до 0,5 м) гравелитов, конгломератов. Над ним – в нижней части (50 м) частый переслоя песчаников, аргиллитов, алевролитов с пачкой (до 140 м) чередования песчаников (до 1,5–5 м) и аргиллитов (0,4–0,7 м). Вверху разреза – толща (450 м) чередования пачек аргиллитов и пачек переслоя песчаников, аргиллитов.

Мощность объединенных подразделений – до 980 м, возраст – синемюр–плинсбах [302].

Шоанская свита ($J_1\check{sh}$) выделена Безносковым Н. В. [40, 231] по р. Бол. Шоана (стратотип 97) и представляет собой покровную фацию маринского вулканического комплекса. Основные выходы свиты приурочены к бассейнам рр. Теберда–Кубань и вскрыты скважинами на р. Кардоник [327, 390]. Севернее пос. Новый Карачай на р. Кубань и западнее р. Кардоник отложения свиты размыты. Залегают несогласно на различных горизонтах хумаринской свиты. Состав и мощность свиты весьма изменчивы. Вблизи центров извержений (район г. Карачаевск–р. Бол. Шоана) преобладают лавы, по периферии они замещаются туфами. В районе центров извержений отмечено чередование лав (до 110 м), лаво- и туфобрекчий среднего состава (андезитов, порфиритов, миндалекаменных и др.) общей мощностью (неоднозначной по разным авторам): 160 м [168], 330 м [122], 510 м [327]. Севернее, среди них залегают маломощные горизонты лав (до 1,5 м) и лито-кристаллокластических (с кварцем) туфов дацитов. В районе с. Коста Хетагурова мощность сокращается до 80 м [122]. К югу, в районе пос. Джингирик, кроме вышеописанных разностей, в андезитовых лавобрекчиях отмечаются обломки долеритов. Мощность свиты – 60–65 м. По р. Кардоник [122, 327] в 3,5 км к югу от с. Кызыл-Октябрьский вскрыты лавы, лаво- и реже – туфобрекчии среднего состава до 140 м. Южнее по реке, в 9–12 км от селения, увеличивается до 30–50 % содержание пирокластического материала того же состава при мощности свиты 110–140 м. В верховьях реки (обнажение 109) отложения свиты размыты. В южной части выходов свиты (г. Тегрек, водораздел рр. Теберда–Кыркол) в нижней части (25 м) залегают псаммо-псефитовые туфы, над ними – горизонт (12 м) андезитовых порфиритов, вверху (20–25 м) – туфобрекчии среднего состава [384].

Мощность свиты 0–330 м. Плинсбахский возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением: залегают на отложениях хумаринской свиты и перекрывается раннетоарскими отложениями джигиатской свиты.

Алевролит-аргиллитовая толща (J_1aa) несогласно залегает на вулканогенно-терригенной толще. Верхи разреза размыты или тектонически срезаны. Отложения толщи слагают крылья синклиналей в Домбайской депрессии, часто в опрокинутом залегании и представлены филлитизированными аргиллитами, пачками (10–18 м) переслаивания аргиллитов и алевролитов (1–2 мм).

Мощность толщи более 350 м. Возраст – поздний плинсбах – принят условно по сопоставлению с существенно глинистыми муашской или ацгарской свитами [296].

Власенчихинская толща (J_1vl) выделяется впервые в Южной подзоне Лабино-Малкинской зоны в междуречье Уруп–Бол. Зеленчук. С размывом залегает на девонских отложениях Кизилкольской и Тоханской зон и прорывающих их пскентском и бахмуткинском комплексах на северо-западе и карбон-пермских – на юге и востоке. Перекрывается ахызыртинской толщей или по разлому контактирует с бугунжинской и псебайской свитами. От ранее выделяемой хумаринской [39, 270] свиты отличается: 1) плинсбах-раннетоарским возрастом отложений (соответствует возрасту хумаринской, шоанской и низам джигиатской свит); 2) фациальными условиями осадконакопления (прибрежно-морские фации – наличие морской макро- и микрофауны по всему разрезу); 3) отсутствием угольных пластов. В основании толщи, в бассейне р. Уруп залегает линзующийся (0–25 м) базальный горизонт конгломератов–песчаников

с линзами органогенно-обломочных известняков.

На левом борту р. Бол. Зеленчук (обнажение 114) на отложениях аксаутской свиты перми отмечается горизонт (до 2,2 м) валунных (до 45 см) конгломератов из обломков перми. По рр. Куцая, Власенчиха над ним залегает толща (до 240 м) чередования пачек (до 60 м) переслоя алевролитов, песчаных аргиллитов, песчаников и пакетов (6–15 м) песчаников. Отмечаются линзы гравелитов, конгломератов, органогенно-обломочных известняков. В верхней части (до 120 м) – чередование пачек переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников с пакетами песчаников и линзами органогенно-обломочных известняков. В нижней части найден аммонит *Beaniceras costatum* Buckm. [39, 175, 176], в верхней – *Haplophragmoides praeconvexus* Makarjeva, *Tolyrammina tortosa* Makarjeva (определения Пинчук Т. Н.), *Plesiocyprina rostralis* Pčel., *Nuculana (Rollieria) palmae* (Sow.) (определения Барабошкина Е. Ю.) (прил. 7). В восточном и юго-восточном направлении отмечается увеличение песчаности разреза, хотя характер чередования весьма изменчив. В междуречье Кяфар–Бол. Зеленчук в нижней части (240–350 м) также отмечаются пакеты песчаников (до 12 м) и песчаность разреза достигает 82 %. В верхней части отмечается более тонкий переслой, песчаность составляет 34 % [289]. Кроме песчаников преобладают и алевролиты. Аргиллиты и линзы гравелитов составляют менее 10 %. В районе хребта и р. Чапал (разрез 108) и на правом берегу р. Бол. Зеленчук (обнажения 115, 126, 142) – аналогичный переслой с фауной (прил. 7): *Liostrea sandalina* (Gold.), *Spiriferina haueri* Suess., *S. muensteri* Dav., *Plesiocyprina rostralis* Pčel., *P. acutangula* (Phill.), *Astarte voltzi* Roem., *Dacryomyia graphica* (Tat.) (определения Барабошкина Е. Ю.).

Мощность власенчихинской толщи до 670 м. Плинсбахский–раннетоарский возраст толщи обоснован вышеприведенной фауной и указанной в приложении 7.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Псебайская свита выделена Казаковой В. П. [39, 231] в районе пос. Псебай и обнажается в междуречье Уруп–Бол. Зеленчук и в Архыз-Гузерицкой депрессии. Отмечается тектоническая нарушенность, фациальная изменчивость псефо-псаммитовых образований свиты, особенно резкая вблизи участков палеоподнятий, размывы на границе с образованиями байоса [39, 270, 368]. Свита подразделяется на подсвиты: нижнюю (верхний плинсбах), среднюю (нижний тоар) и верхнюю (верхний тоар–аален).

Нижняя подсвита ($J_{1-2}pb_1$) залегает согласно на бугунжинской свите и тектонически несогласно на отложениях власенчихинской и ахызыртинской толщ Южной подзоны в междуречье Уруп–Кяфар. В Архыз-Гузерицкой депрессии (зона Пшекиш-Тырныаузского разлома) показана только на разрезах. Описана также как себельдинская свита Пилюченко Г. Е. [176] по ручью Себельда, приток р. Уруп. Подсвита представлена аргиллитами, содержащими редкие прослои (до 3 см) алевролитов, линзы, конкреции сидеритов (до 12×26 см), пирита-марказита, реже – мергелей, септарии (до 70 см на р. Бижгон). В западной (обнажения 14, 18) и северо-восточной (скв. 16) частях выходов отмечаются прослои песчаников (5–12 см). Мощность подсвиты до 250 м. В отложениях найдена многочисленная фауна (в т. ч. и авторами отчета) *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. stokesi* (Sow.), *Lytoceras fimbriatum* Sow., микрофауна *Cornuloculina orbiculare* (Burbach), *Lenticulina communis* Kueb. et Zwing., *Glomospirella gordialis* (Park. et Jon.), *Lingulina tenera* Vorn. (прил. 7) [39, 270, 303, 368, 393]. Возраст подсвиты – поздний плинсбах.

Средняя подсвита ($J_{1-2}pb_2$) залегает согласно, а на востоке – с размывом на нижней подсвите. На р. Бижгон отложения размывы [368]. На р. Псемен (обнажение 14) в основании подсвиты – пачка (15 м) переслоя аргиллитов (2–4 м) и песчаников (8–30 см). Севернее (скв. 1) он выклинивается, а восточнее (скв. 16) отмечается пакет (15 м, на глубине 720–735 м) серых мелкозернистых полосчатых глауконит-кварцевых песчаников. Выше залегает толща аргиллитов с редкими прослоями песчаников (4–20 см), отмечаются линзы, конкреции сидеритов, мергелей. Мощность подсвиты в северной части до 280 м. В южной части (бассейн рр. Пхия–Архыз) [321] разрез подсвиты представлен чередованием пачек аргиллитов (до 20 м), толщи (до 200 м) аргиллитов с прослоями алевролитов (0,3–2,4 м) и пачек (до 60 м) переслоя аргиллитов–алевролитов–песчаников (8–45 см, редко – до 150 см). Для аргиллитов характерна конкреционно-скорлуповатая отдельность, часто – линзы, конкреции сидеритов. Мощность подсвиты до 400 м. В отложениях подсвиты найдена многочисленная фауна (в т. ч. и авторами отчета) *Dactyloceras tenuicostatum* (Young et Bird.), *Harporoceras subacerotinum* Sap., *Hildoceras* sp. и др. (прил. 7) [39, 110, 270, 303, 368, 382]. Возраст подсвиты – ранний тоар.

Верхняя подсвита ($J_{1-2}pb_3$) залегает согласно, местами с размывом на средней, в бассейне р. Бижгон – с размывом и угловым несогласием на нижней подсвите. В бассейнах рр. Псемен, Уруп, Пхия и Архыз сложена аргиллитами с конкрециями сидеритов, пирита-марказита, реже –

с линзами мергелей. Мощность до 900 м (р. Архыз). На правобережье р. Уруп (скв. 16) вскрыт разрез чередования пачек аргиллитов и пачек флишоидного (по автору документации) переслоя аргиллитов–алевролитов–песчаников. В верхней части (интервал 349–360 м) – пакет песчаников. Нижний контакт со средней подсвитой нечеткий. Содержат микрофауну тоара и аалена. В бассейне р. Бижгон, вблизи палеоподнятия, отмечено сокращение мощности разреза. Здесь с размывом и угловым несогласием на нижней подсвите залегают: конгломераты (0,9 м с галькой песчаников, сидеритов, карбонатных стяжений); выше – толща (15 м) чередования аргиллитов (0,1–0,8 м), песчаников (0,01–0,9 м), горизонты перемыва (до 0,3 м). Отложения подсвиты содержат многочисленные остатки фауны, микрофауны (прил. 7). Среди них отмечаются *Grammoceras thouarsense* Orb., *Dumortieria pseudoradiosa* Br., *Leioceras opalinum* Rein. и др. [39, 110, 270, 330, 368, 382]. Возраст подсвиты – поздний тоар–аален.

Джигитская свита ($J_{1-2}d\check{z}$) выделена Безносовым Н. В. [40] по р. Баксан и распространена в междуречье Бол. Зеленчук–Кубань, фациально замещая к востоку среднюю и верхнюю подсвиты псебайской свиты. Свита залегают трансгрессивно на отложениях шоанской или хумаринской свит. Для отложений свиты характерен песчано-глинистый разрез с горизонтами и линзами конгломератов, оолитов шамозита, бурого железняка, органогенно-обломочных известняков. В среднем течении р. Кардоник, в основании свиты залегают массивные (4–9 м) песчаники, пачки (0,5–1,4 м, до 7 м вверху) переслоя песчаников–алевролитов–аргиллитов, до 7 горизонтов (0,4–2,3 м) конгломератов (галька до 30 см лав порфиринов, миндалекаменных – туфов среднего состава, сидеритов, кварца и др.) с фауной белемнитов, двустворок, аммонитов. Цвет пород внизу зеленый, выше – желтоватый, коричневатый. Мощность 90–110 м. В верхней части – темно-серые песчанистые аргиллиты–алевролиты, прослой глинистых песчаников, кварц-сидеритовых конгломератов, оолитов шамозита, бурого железняка, органогенно-обломочных известняков с ааленской фауной. Мощность 40–50 м. К востоку мощность свиты уменьшается, из разреза выпадают отложения тоара на правобережье Кубани, а к северо-востоку по р. Кубань полностью выклинивается. В междуречье Теберда–Джингирик тип разреза свиты сохраняется и мощность достигает 200–215 м [384]. Западнее, на рр. Аксаут–Бол. Зеленчук низы свиты не вскрываются, представлена она чередованием песчаников–алевролитов–аргиллитов (последние часто песчаные) с пакетами песчаников (до 10 м). Отмечаются горизонты и линзы конгломератов, органогенно-обломочных известняков, реже – оолитов шамозита, бурого железняка, стяжения сидеритов, мергелей, редко – кремнистые. Зеленоцветные породы тоара сменяются на сероцветные, часто обохренные, повышенная песчаность характерна для всего разреза свиты. Мощность по р. Бол. Зеленчук – 80 м.

Общая мощность свиты до 215 м. Тоар-ааленский возраст определяется по обильным находкам аммонитов (прил. 7): *Dactylioceras pseudocrassoides* Maub., *D. commune* (Sow.), *Hildoceras bifrons* Brug., *Grammoceras thouarsense* Orb., *G. quadratum* Haug., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Leioceras costosum* Quenst., *L. comptum* Rein., *Ludwigia murchisonae* Sow. и др. [39, 270, 303, 327, 368].

Тубинская свита выделена Белоусовым В. В. (1937 г.) по р. Пшеха. Прослеживается в междуречье Архыз–София (верховья р. Бол. Зеленчук) и залегают с размывом на чубинской свите. Разрез свиты имеет трехчленное строение и делится на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Для пород свиты характерна дислоцированность, кливаж, высокая степень постдиагенетических изменений (новообразования серицита) [321].

Нижняя подсвита ($J_{1-2}tb_1$) в бассейне р. Архыз [321] представлена глинистыми сланцами (рассланцованными аргиллитами) с гнездами пирита, марказита, лимонита и глинистыми, сидеритовыми стяжениями. По рр. София–Кизгыч [296] в подсвите (450 м) кроме этого отмечаются пачки с тонкими (1–2 мм) прослоями алевролитов. Мощность подсвиты до 600 м, возраст – ранний тоар [302].

Средняя подсвита ($J_{1-2}tb_2$) трансгрессивно залегают на нижней и в бассейне р. Архыз [321] представлена глинистыми сланцами (1–4 см) с прослоями (1–3 мм) и линзами (до 3×40 см) сидеритов, реже – глинистыми, кремнисто-глинистыми стяжениями с пиритом-марказитом внутри них. Отложения подсвиты содержат остатки фауны *Grammoceras thouarsense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle [321]. Мощность подсвиты до 410 м. Возраст – поздний тоар.

Верхняя подсвита ($J_{1-2}tb_3$) залегают несогласно на средней подсвите и представлена толщей глинистых сланцев (рассланцованных аргиллитов) с гнездами лимонита и глинистыми, сидеритовыми стяжениями. Мощность подсвиты более 210 м [321], предположительный возраст – поздний тоар–аален.

Ахызыртинская толща ($J_{1-2}ah$) выделяется впервые из состава хумаринской свиты. Название взято по песчаному горизонту Ахызырта Робинсона В. Н. (хр. Ахызырта, р. Андрюк, бассейн р. Мал. Лаба) [39, 270], непрерывно прослеживающемуся до западной рамки площади.

Распространена в междуречье Уруп–Бол. Зеленчук, где с размывом залегает на отложениях власенчихинской толщи.

В основании толщи залегает пакет (до 150 м в районе г. Нахшир) [381] песчаников с линзующимися прослоями (до 7 м) гравелитов и органогенно-обломочными известняками (криноидными, до 8 м) в нижней части. Севернее (скала Рубленая) мощность горизонта сокращается (до 40–45 м). Над ним обнажается толща (более 300–350 м) разноритмичного флишеидного переслоя алевролитов–аргиллитов–песчаников, редкие прослои (до 0,5 м) гравелитов–конгломератов, стяжения сидеритов, марказита (обнажения 18, 26, 31). В ней отмечается микрофауна *Verneuilioides cegemensis* Makarjeva, *Lenticulina metensis* Terq. аалена–байоса (определения Пинчук Т. Н.). В приустьевой части рр. Богачиха–Сероштанка и по р. Уруп (обнажения 21, 22, 26, 29, прил. 6) [377] обнажается толща (150–180 м) чередования алевролитов–аргиллитов–песчаников (до 7 м) с прослоями, линзами гравелитов–конгломератов, олистостромовыми горизонтами (до 6 м) со структурами «завихрения». Кроме прослоев отмечается «пуддинг» гравия во всех разностях пород. Гравий, галька – в основном кварц, кремни, кварциты. В подвздошно-оползневых горизонтах кроме этого – глыбы до 1,2 м биотитовых пегматоидных гранитов, слюдяных сланцев, кварцевых порфиров, песчаников, редко – известняков. Отмечается перемытая фауна *Dactyloceras pseudocommune* Fuc., *Mesoteuthis quenstedti* Opp. тоара (определения Барабошкина Е. Ю.), микрофауна *Lagena ovata* (Terq.), *Planularia semiinvoluta* (Terq.), *Lingulina esseyana* Deeck., *Nodosaria primitiva* Kubl. et Zwing., *Ichtyolaria rhombiformis* (Mamont.) аалена–байоса (определения Пинчук Т. Н.). На левобережье р. Кяфар (район г. Чилик I, разрезы 90, 102, 108, обнажение 92) в основании – пакет (более 85 м) песчаников с линзами гравелитов. Выше – толща (более 570 м) чередования пачек (24–56 м) разноритмичного переслоя алевролитов–аргиллитов–песчаников и пакетов (7–49 м) песчаников, линзы, прослои гравелитов, конгломератов с фауной, реже – органогенно-обломочных известняков. Фауна: *Haplophragmoides praeconconvexus* Makarjeva, *Verneuilioides cegemensis* Makar., *Thuramminoides dainae* Makar. (определения Пинчук Т. Н.), *Mytiloides amygdaloides* Goldf. и др. (определения Барабошкина Е. Ю.). Аналогичный, существенно песчаный переслой отмечается и восточнее до р. Бол. Зеленчук [289].

Мощность ахызыртинской толщи более 570 м. Возраст – тоар–ранний байос – подтверждается вышеприведенной фауной и указанной в приложении 7.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Джангурская свита (J_2dg) выделена Безносовым Н. В. [38] в районе г. Джангура (стратотип 36, прил. 6). Имеет широкое распространение, обнажаясь в северной части листа вдоль южных склонов Скалистого хребта, где залегает с размывом на псебайской, джигиатской, хумаринской свитах. В основании залегает базальный горизонт (0,8 м) конгломератов с железистыми оолитами, фауной байоса и переотложенной – аалена. Выше – криноидные известняки (7–8 м), переходящие через пачку переслаивания (4 м) в брекчиевидные песчаники (5 м). Этот горизонт прослеживается по всей территории выходов свиты, за исключением редких мест, где он размыт. По р. Кубань отмечен горизонт (3 м) гравелитов с кварцем и красными гранитами. Повсеместно отмечается обилие фауны (прил. 7). Выше залегает толща (до 300 м) [39] аргиллитов с редкими прослоями песчаников, частыми стяжениями сидеритов, мергелей, содержащая в средней части по рр. Уруп–Бол. Зеленчук горизонты (до 5 м) с прослоями (0,2–1,8 м) псаммитовых кристалло-кластических, витрокристаллокластических туфов риолито-дацитового состава (кварцевых порфиров; плагиоклаз – до 50 %; кварц угловатый серповидный, клиновидный – до 35 %; биотит – до 15–20 %; вулканическое стекло – до 10 % и др.) и пелито-алевритовых туффитов (килоподобных) (2–8 см; 5–8 %). В литературных источниках [39, 270, 331, 368] эти образования известны как «биотитовые песчаники». Впервые выделены по р. Уруп как туфы [240]. По р. Кубань, севернее ст. Красногорской, отмечается пакет (более 11–12 м) с горизонтами (до 6–7 м) кристаллокластических туфов, туффитов кислого состава (кварц, плагиоклаз, реже – биотит). Здесь же в верхней части свиты отмечен горизонт (0,7–3,5 м) каолиновых глин с содержанием Al_2O_3 – 31–38 % [292]. Верхи свиты хорошо обнажены по балке Башкирской (левый приток р. Бол. Зеленчук; обнажения 3, 6), где над толщей (более 35–40 м) темно-серых песчаных глин–глинистых песков с сидеритовыми (до 20 см), марказитовыми (до 1,5 см) стяжениями, линзами (до 30 см) гагатовидных пород и 3 горизонтами (0,3–0,7 м) пиритизированных (до 75 %) пород залегают: бежевые песчаные глины (каолиновые?) (4 м); светло-серые кварцевые пески–песчаники (5–7 м); темно-серые до угольно-черных глины, алевролиты с растительным детритом (4–5 м); светло-серые вязкие каолиновые глины (0,4 м).

Мощность свиты до 318 м. Байос-батский возраст определяется многочисленными находками фауны: *Stephanoceras rectecostatum* Weis., *Witchellia romani* Opp., *Strenoceras subfurcatum* (Schl.), *S. bajocense* (Dofr.), *Garantiana densicostata* (Quen.), *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. rarecostata* Buckm., *Lissoceras psilodiscus* Schl., *Oxycerites fallax* (Guer.), *Morfoceras* sp. и др. [38, 39, 146, 202, 270, 330, 327, 331, 368].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средний отдел юры представлен келловейским ярусом, верхний – всеми ярусами. Структурно-фациальное районирование келловейских и верхнеюрских осадков для Северного Кавказа традиционно дается совместно. Отложения этого возраста, представленные терригенно-карбонатными образованиями, слагающими Северо-Кавказскую моноклинал (эскарп Скалистого хребта).

Каменномоетская и герпегемская свиты объединенные ($J_{2-3}kmm+gr$) выделены в бассейне р. Лаба, близ станицы Каменномоетской [231] и распространены от правобережья р. Уруп до восточной рамки листа. Залегают с размывом и угловым несогласием на отложениях средней юры.

Каменномоетская свита на левобережье р. Бол. Зеленчук и по балке Башкирской (обнажение 6) представлена пачкой (до 28 м) переслаивания (снизу вверх): 4 м – конгломератов мелкогалечных кварцевых, кремнистых, гравелитов и песчаников светло-серых слюдисто-кварцевых; выше, до 24 м – обохренных песчаников, песчаных известняков, горизонтов перемыва с обломками (до 1 см) песчаников, известняков. На правобережье р. Бол. Зеленчук по балке Школьный Ерик отмечена пачка (25 м) песчаников с прослоями гравелитов. В бассейне р. Малый Зеленчук [62] в верхней части разреза свиты отмечается горизонт (7 м) переслоя оолитовых известняков, песчаников и алевролитов с фауной. На правобережье р. Кубань, возле пос. Важный (разрез 10) выходит пачка (до 9 м) обохренных песчаников, местами – гравелитовых (кварц, кремни до 1 см) с раковинами толстостенных двустворок. Южнее (обнажение 59) обнажена толща (до 60 м): в нижней части – пачка (до 35 м) глинистых песчаников–алевролитов серых, зеленовато-серых сильно слюдястых с рострами белемнитов; выше (до 15 м) залегают хорошо сортированные кварцевые пески, местами гравелитистые с прослоями кварцевых гравелитов.

Мощность свиты до 60 м. Келловейский возраст свиты определяется находками фауны (прил. 7): *Peltoceras athleta* (Phill.), *Kosmoceras transitionis* Nik., *K. theodorii* Opp., *K. duncani* (Sow.), *Kepplerites* sp., *Macrocephalites macrocephalum* Schl., *Ivanoviella steinbesi* Quen., *I. arcuata* Roll., *Ptyctothyris kabardiensis* Moiss., *Zeilleria balkarensis* Moiss., *Goniothyris eggensis* Roll. и др. [39, 62, 139, 140, 141, 146, 270, 303, 323, 324].

Герпегемская свита в своих западных выходах представлена в нижней части (балка Башкирская, обнажение 15) пачкой (до 40 м) массивных неслоистых доломитизированных рифовых органогенно-обломочных известняков местами с колониальными кораллами (до 0,6 м). Выше залегают пелитоморфные и органогенно-обломочные плитчатые (5–30 см) известняки (более 35 м). На правобережье р. Кубань, возле пос. Важный (разрез 10) в нижней части залегают пачка (до 30 м) известняков серых плитчатых (0,2–0,5 м) пелитоморфных, реже – детритусоых, песчанистых. В основании пачки иногда наблюдается горизонт (до 1,3 м) брекчиевидных известняков. Над нею (до 40 м) – переслой (0,3–0,7 м) известняков серо-коричневых пелитоморфных, местами доломитизированных, песчанистых и карбонатных песчаников мелкозернистых слюдистых. Южнее (обнажение 38) прослоев карбонатных песчаников (0,5–1 см) становится меньше; мощность свиты 50–60 м.

Мощность свиты до 75 м. Оксфорд-кимериджский возраст свиты определяется находками фауны (прил. 7): *Sutneria (Enosphinctes)* sp., *Katrolliceras pottingeri* Sow., *Rhactorhynchia corallina* Leym., *Septaliphoria inconstans* Sow., *Lacunosella arolica* Opp., *Zeilleria belbekensis* Moiss., *Z. delimontana* Opp., *Z. adygensis* Moiss., *Z. malkaensis* Moiss., *Z. numeralis* Roll., *Terebratula kokkowsensis* Moiss., *T. etalloni* Roll., *T. adelotensis* Haas., *T. subformosa* Roll., *Chlamys gerassimovi* Pčel., *Jurallina kobyi* Lor. и др. [39, 62, 139, 140, 141, 146, 270, 303, 323, 324].

Мощность объединенных свит до 135 м. Возраст – келловей-кимериджский.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Мезмайская свита (J_3mm) выделена западнее изученной площади в бассейне р. Мезмай [321]. Отложения слагают верхнюю часть эскарпа Скалистого хребта от правобережья р. Бол. Зеленчук до восточной рамки листа. В общем согласно, а местами с размывом, залегают на породах герпегемской свиты и представлена типично лагунными (терригенно-эвапоритовы-

ми) отложениями. На правобережье р. Мал. Зеленчук [396] в основании залегают брекчиевидные известняки (до 15 м), выше – пачка (до 34 м) карбонатных песчаников, глин. Над нею – горизонт (10–39 м) белых, красных гипсов и ангидритов. В верхней части находятся красные, зеленые глины с прослоями песчаников. Мощность свиты до 107 м. На правобережье р. Кубань, возле пос. Важный (разрез 10) в основании залегают песчаники (12–14 м), часто карбонатные с прослоями песчаных известняков, красных глин. Выше – пачка (до 34 м) мергелей, карбонатных песчаников. Над нею – горизонт (до 15 м) белых, красных гипсов (1,9–4 м) с прослоями пестроцветных глин, переходящий выше по разрезу в такие же глины с горизонтами песчаников (0,1–2,5 м) и гравелитов, редко – конгломератов (до 1,5 м; галька до 3 см кварца, кремней, гранитов и др.). В верхней части – карбонатные песчаники (до 5 м) с линзовидными прослоями (до 0,12×6 м) и бугристо-овальными стяжениями халцедона-опала, местами – агатовидными (полосчатые), часто с пустотами заполненными щетками кварца, кристаллами (до 7 см) кальцита. Этот горизонт с кремниевыми стяжениями [138] содержит фауну *Cryptorhynchia baksanensis* (Moiss.), *Terebratula bieskidensis* Zeuchm. и др. и является граничным с нижнемеловыми отложениями [96].

Мощность до 107 м. Кимеридж-титонский возраст определяется находками фауны (прил. 7): *Cryptorhynchia baksanensis* (Moiss.), *Terebratula bieskidensis* Zeuchm., *Astarte pontica* Pčel., *Gonothyris dobrogica* Sim., *Chlamys caucasicus* Pčel. и др. [39, 138, 323, 324, 325].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения представлены нижним отделом и распространены в северо-восточной части листа. Они сложены, преимущественно, песчано-глинистой формацией Центральной СФЗ. Лишь в основании разреза присутствуют карбонатные осадки.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кобанская и баксанская свиты нерасчлененные (K₁kb–bk) выделены восточнее площади работ [231, 302]. Обнажаются от правобережья р. Бол. Зеленчук до восточной рамки листа. На правобережье р. Мал. Зеленчук [96] в северной части свиты представлены переслаиванием (6 м) песчаников кварц-глауконитовых, мергелей и кварцевых гравелитов с фауной *Pholadomia elongata* Munst., *Neithea valangiensis* Pict. et Camp., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., *Lima dubisiensis* Pict. et Camp., *Psilothyris cegemensis* Moiss., *Toxaster granosus* Orb. Южнее [396] появляются прослои доломитизированных и органогенных известняков и мощность свит возрастает (до 25 м). На правобережье р. Кубань в северной части [96] обнажается мергельно-известняковый разрез (13 м) с фауной *Euthymiceras transfigurabilis* Bog. и др. На левобережье, юго-западнее, кроме этого отмечаются [292] прослои песчаников и мощность свит возрастает (до 45 м).

Мощность объединенных свит достигает 45 м. Берриас-валанжинский возраст определяется находками фауны (прил. 7): *Euthymiceras transfigurabilis* Bog., *Aviculoperna caucasica* Pčel., *Arcomytilus subpektintus* Orb., *Ceratomia egerkingensis* Gerb., *Nerinella satagea* Lor., *Plesiocyprina cubanensis* Pčel., *Sequania lorioli* Cossm., *Nerinea sequana* Thir., *Itieria caucasica* Pčel. и др. [96, 324, 325].

Жанхотекская, джамбашская, лашкутинская, гунделенская, кичмалкинская свиты нерасчлененные (K₁žп–кć) выделены восточнее площади работ в междуречье Малка–Баксан [231, 302]. Отложения распространены от правобережья р. Бол. Зеленчук до восточной рамки листа. Слагают изолированные участки на водоразделах, где залегают согласно на нерасчлененных кобанской и баксанской свитах. На правобережье р. Мал. Зеленчук [396] к ним относятся серо-зеленые песчаные глины с прослоями карбонатных песчаников и линзами органогенных известняков с двустворчатыми моллюсками. Мощность более 25 м. В бассейне р. Кубань [227] разрез свит (44 м) аналогичен вышеописанному с фауной.

Мощность объединенных свит достигает 44 м. Поздневаланжинский–барремский возраст определяется находками фауны *Phylloceras (Phyllopachyceras) infundibullum* Orb., *Exogyra tuberculifera* Koch. et Dunk., *Terebratula acuta* Quen., *Heteroceras rotundus* Rouch. и др. [227, 324, 325]. Детальнее осадки охарактеризованы на смежной территории [96, 352].

Шагиртская, кубинская свиты нерасчлененные (K₁šg–kb) выделены Ткачук А. Е. [234]: шагиртская – по р. Кума, кубинская – у с. Кубина на р. Кубань [302]. Залегают несогласно на жанхотекской, джамбашской, лашкутинской, гунделенской, кичмалкинской свитах нерасчлененных. Отложения слагают водораздельные участки. В нижней части разреза за-

легают темно-серые глины (3 м), выше – известковистые алевролиты (более 12 м). Наиболее полные разрезы и фаунистические обоснования их приведены на смежной территории [96, 352, 371].

Мощность объединенных свит более 15 м. Аптский возраст определяется находками фауны *Globigerina aptica* Agal., *Mesohibolites minareticus* Krimh. [227].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Образования квартера в виде сплошного или прерывистого чехла развиты повсеместно за исключением обрывистых эскарпов куэст, скальных стенок каньонов и крутосклонных хребтов высокогорий.

В соответствии со схемой районирования четвертичных образований в пределах Российской площади листов К-37-VI,(XII) выделены следующие структурно-формационные зоны (с юга на север): 1) высокогорные хребты Главного водораздела с преимущественным распространением дочетвертичных образований и современного и древнего оледенений Центрального Кавказа; 2) Южноюрская эрозионно-тектоническая депрессия с широким развитием коллювио-делювия, деляпсия, селия на выположенных склонах; 3) высокогорные водоразделы Передового хребта с преимущественным распространением колювия и десерпция на крутых склонах; 4) Североюрская эрозионно-тектоническая депрессия с преимущественным развитием коллювио-делювия и элювия на пологих склонах и платообразных поверхностях; 5) Передовая куэста Северо-Кавказской моноклинали с преимущественным развитием элювия пологих склонов и коллювия.

Основным районом распространения четвертичных отложений является внутригорная Североюрская депрессия, где широко развиты обвально-оползневые, делювиальные, гляциогенные и аллювиальные образования. В горной зоне распространены ледниковые, солифлюкционные, обвально-осыпные, десерпционные и смешанные отложения склонового ряда. Днища трогов выполнены гляциальными, флювиогляциальными и озерными осадками верхнего неоплейстоцена и голоцена. На их склонах сохранились остатки морен последнего оледенения, а в приводораздельной зоне в качестве реликтовых форм – несколько генераций морен позднего голоцена. Самые молодые образования соответствуют флюктуациям ледников XVII–XIX вв. н. э. [98, 235, 268]. На слабонаклонных поверхностях куэст фрагментарно развиты элювиальные покровы. Отложения древнее среднего неоплейстоцена на площади листов отсутствуют.

Возраст отложений основан на климатостратиграфических и геоморфологических данных. Главное внимание при возрастном расчленении разногенетических типов пород обращалось на ледниковые. Гляциогенные и лимногляциальные осадки, часто погребенные, прямо указывают на определенную климатическую обстановку времени их формирования. Чередования и разнообразные соотношения их с отложениями флювиального, склонового и др. рядов является неоспоримым доказательством колебаний климата и средством выделения климатостратиграфических подразделений местного и даже регионального значения. Одним из основных показателей возрастных соотношений гляциального ряда является их приуроченность к различным по абсолютной высоте и степени сохранности карам, трогам и другим гляциогенным формам рельефа. Относительная свежесть или «дряхлость» этих форм является характерным признаком их относительной древности или молодости.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Гляциальные и гляциофлювиальные образования (g,fl) участвуют в строении высоких водораздельных террас Североюрской депрессии (междуречья Кардоник–Маруха–Аксаут–Бол. Зеленчук–Кяфар–Бижгон). Максимальная протяженность их фрагментов 15–18 км при ширине до 3–4 км. Относительные высоты верхних отрезков террас до 300 м. В северном направлении они снижаются до 100–80 м, вблизи эскарпа Скалистого хребта – круто обрываются к днищам речных долин. В виде останцов они прослеживаются на левобережье р. Кяфар против ст. Сторожевой. Террасы сложены окатанными гальками и валунами различных по петрографическому составу пород высокогорной зоны, гравием и грубозернистым песком в виде линз и прослоев, мощностью до 0,5–1 м. В верхах толщи на больших площадях распространены несортирован-

ные валунные суглинки и глины. В качестве мегакластов присутствуют угловатые гранитные валуны объемами в 3–5 м³ и даже 10–20 м³, принесенными из зоны Главного хребта. Обломки пород зоны Передового хребта имеют подчиненное значение. Это связано, вероятно, с полупокровным характером среднелепистоценового оледенения. Мощность образований 60 м.

По мнению эксперта Шкатовой В. К. эти образования следует относить, вслед за авторами ГК-200/1 (1964 г.) [227] и другими исследователями [58], к аллювиальным апшеронского возраста (aEap). Однако нижнеплейстоценовые и апшеронские отложения сохранились за пределами площади листов, в 30–42 км севернее современного уступа Скалистого хребта (водораздельные части рр. Урупа и Лабы). Они слагают террасы высотой 400–450 м (Джелтмесские высоты). Восстановленные уровни этих террас [251] должны располагаться на сотни метров выше водоразделов Североюрской депрессии и в настоящее время размывы. По данным Щербаковой Е. М. [268] и Растворовой В. А. [189] наиболее высокие уровни данных образований в пределах депрессии отнесены к среднему плейстоцену.

Верхнее звено

Третья ступень. *Аллювий* (aIII₃) выполняет днища главных речных долин на территории Североюрской депрессии, где участвует и в строении серии низких террас с относительными высотами до 20–25 м. Аллювий представлен разнородными обломками пород Главного (преобладают) и Передового хребтов и Североюрской депрессии (менее 10 %). В аллювии присутствуют немногочисленные прослои и линзы песков и глин мощностью от 0,1–0,2 до 3 м и более, представляющие фации подпрудных образований. Общая мощность от 5–12 м в долине р. Уруп до 30–60 м – в долинах Зеленчукского бассейна и от 3–5 до 70 м – на Кубани. Аккумуляция аллювия связана с таянием ледников предпоследнего оледенения и заполнением доледниковых врезов обломочным материалом. Во всех долинах отмечается постепенное уменьшение относительных высот террас и мощности аллювиальных толщ вниз по течению рек. Обоснование возраста отложений базируется на положении аллювиальной толщи под пойменными голоценовыми образованиями и коренным ложем, скальные врезы которого формировались в доледниковое время.

Четвертая ступень. *Гляциальные образования* (gIII₄) последнего верхнеплейстоценового оледенения распространены на склонах и днищах крупных трогов, выпаханных долинными ледниками. Представлены они моренами, распространяющимися до плечевидных изломов на относительных высотах 700–800 м (абс. высота 2,5–2,6 км). Небольшие по площади гляциальные образования сохранились на склонах перевальных седловин в пределах Загедано-Архызской депрессии на абс. высотах 2,1–2,3 км. Сложены они глыбово-валунным, галечно-гравийно-щебенчатым материалом с пропластками гравийных песков, дресвы и ленточных глин. Характерна ориентировка длинных осей валунов в направлении движения долинных ледников, т. е. в северных румбах. Морены имеют преимущественно грубый состав, но доля хорошо оглаженных валунов и галечников, составляет не менее 30–40 %. Разрезы береговых морен местами слабослоисты благодаря перемыву тальми водами. На склонах они создают ярусы террасовидных ступеней, связанных с оседанием и продолжительным стационарным положением ледников в период их деградации. Мощность моренных образований на склонах до 30–50 м. Возраст морен обосновывается их исключительной свежестью и хорошей сохранностью. Особенно четко это заметно на левобережье Аксаута, в 8–10 км выше пос. Красный Карачай, где полностью выгорел участок леса, покрывавшего склон. У нижних замыканий крупных трогов сохранились конечноморенные дугообразные гряды и холмы высотой до 30–35 м. В их строении преобладают водные разновидности валунов и галек, угловатые глыбы в дресвяно-глинистом заполнителе с редкими прослоями ленточных глин подпрудного генезиса. Видимая мощность до 30–35 м.

В большинстве крупных трогов имеется несколько генераций позднеплейстоценовых морен, соответствующих определенным стадиям отступления ледников [52, 56, 98, 102, 244].

Гляциоген (гляциальные, гляциофлювиальные и гляциолимнические образования) (GIII₄) выполняет донные части троговых долин, переуглубленные долинными ледниками последнего оледенения [246, 255]. В горах это крупные озеровидные расширения с плоскими заболоченными днищами. Рыхлые толщи, выполняющие переуглубления, сложены чередованием валунных суглинков, галечно-гравийных образований ледникового и гляциофлювиального генезиса, тонких диатомитовых песков и ленточных озерных глин с гнездами грубых скоплений обвального генезиса. Разногенетические (в том числе селевые, обвальные, лавинные и пр.) образования характеризуются неодинаковой выдержанностью на разных участках трогов и сложными соотношениями, выражающимися в резком или постепенном выклинивании их как по прости-

ранию, так и по вертикали. Количество пропластков и пластов полифациальных разностей в разрезах скважин колеблются от 3–5 до нескольких десятков, а общая мощность отложений – до 400 м. В трогах кубанского бассейна насчитывается несколько расширений, разделенных промежутками ущелистых и каньонообразных врезов. Последние обусловлены подпрудной деятельностью обвалов, мощных селевых выносов, лавин, смещенных в долины отсевших скальных блоков. В настоящее время большинство плотин частично прорезаны реками. Молодые подпрудные озера сохранились только в верховьях некоторых долин. Не исключено, что на коренном дне нижних участков, трогов, сохранились остатки доледниковых речных образований. Обоснование возраста отложений: выпахающая деятельность ледников проявлялась наиболее интенсивно в период их наступания (20–25 тыс. лет назад). Позже происходило заполнение долин отложениями, образовавшимися в процессе таяния ледников и обрушения склонов с образованием подпруд.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Деляпсий (dIII–H) на глинистых образованиях средней и нижней юры, развитых на склонах Скалистого хребта и уплощенных междуречьях Североюрской депрессии. Общая площадь распространения оползней превышает 60 км². В связи с сильной текучестью глинистых пород, обусловленной литологическими причинами и трещиноватостью бронирующих известняков, смещению подвергаются крупные коренные блоки, дробящиеся в процессе транзита и трансформирующиеся в поточные оползни. Деляпсий представлен дресвой, щебнем в глинистой массе с включениями глыб и скальных отторженцев. Максимально известные мощности до 100 м. Наиболее древние генерации оползней привязаны к уровням среднеплейстоценовых гляциофлювиальных террас, самые молодые надвинуты на современные поймы, а местами перекрывают низкие речные террасы. На правобережье Кубани, против ст. Красногорская вместе с коренными породами (цоколем) сползают галечно-валунные отложения, слагающие террасы высотой от 12–15 до 25 м.

Делювий (dII–H) полупокровного типа развит спорадически на поверхности междуречных террас Североюрской депрессии, перекрывая ледниково-гляциофлювиальные валунно-галечные образования. Представлен суглинками буроватыми слабопористыми плотными с редкими карбонатными стяжениями, реже – глинами бурыми кирпичными, местами запесоченными, слабослюдистыми, в нижней части – пластичными, благодаря сильному увлажнению. Контакт с подстилающими отложениями резкий. Мощность до 7 м.

Генезис осадков связывается с делювонакоплением, начавшемся после деградации Q_{II} ледников. В начальные стадии оно захватывало обширные площади гляциофлювиальных поверхностей. В настоящее время самые большие мощности суглинисто-глинистых образований приурочены к выположенным поверхностям уступов террас, растянутых до 200–300 м и более. По мере врезания рек и сокращения площади террас темпы процессов делювиального накопления снижались, но на расширенных участках продолжают и сейчас. Погребенные почвы в отложениях не обнаружены.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ЧЕТВЕРТАЯ СТУПЕНЬ–ГОЛОЦЕН

Коллювий и делювий («горный делювий») (c,dIII₄–H) покрывают большие площади относительно выположенных склонов (12–20°), сложенных разными породами, участвующими в строении северных отрогов Передового хребта и большей части Североюрской депрессии. В типичных разрезах это нестратифицированные толщи щебнистых и дресвяных глин с включениями ребристых и слабооглаженных глыб. Мощность от 1–2 до 10 м. Возраст устанавливается по их налеганию на поверхности низких речных террас, днищах распадков и балок разных порядков, притыловых частях склонов междуречных террас.

Элювий и делювий (e,dIII₄–H) покрывают слабонаклонные платообразные поверхности междуречий Североюрской депрессии, северных отрогов Передового хребта и уплощенные водоразделы Скалистого хребта. Вертикальный диапазон распространения отложений – 1 200–1 800 м. Представлены маломощными (до 3–4 м) дресвяными глинами, тяжелыми суглинками с включениями щебня и глыб. На пониженных участках водоразделов западнее Теберды и Кубани встречаются пестроцветные коры выветривания с реликтовой структурой пород и многочисленными гипергенными образованиями. Внешне они напоминают остатки погребенных почв. Образовались они, вероятно, в раннем–среднем голоцене.

Деляпсий (dIII₄–H) развит спорадически вдоль северных отрогов Передового хребта, в Южноюрской и восточной приподнятой части Североюрской депрессий. Приурочен к участкам

срыва крупных коренных блоков, сильно раздробленных при смещении. Оползанию подвержен также переувлажненный материал морен, осыпей, древних недействительных курумов. В составе отложений глыбняк, дресва, щебень в глинисто-дресвяной массе мощностью до 15–20 м. Возраст определен по положению в рельефе и соотношению с другими генетическими типами отложений.

Делювий (d_{III_4-N}) приурочен к выложенным подножьям Скалистого хребта и приречным участкам склонов главных долин на территории Североюрской депрессии. Представлен лёссовидными суглинками и глинами с редкими включениями мелких глыб и щебня местных пород, переотложенных галек и гравия. Отложения образуют шлейфы шириной до 5–6 км, выклинивающиеся в сторону склонов. В этом же направлении в их составе возрастает количество грубообломочного материала. Мощность до 5–6 м. Накопление делювия подножий началось в конце последнего ледниковья и продолжается в настоящее время.

ГОЛОЦЕН

Генетические типы голоценовых образований весьма разнообразны и широко распространены.

Аллювий и пролювий (a, pH) малых рек и временных водотоков характерны для территории Североюрской депрессии и подножий массивов Скалистого хребта. Это переходный тип отложений, совмещающий признаки обоих генетических типов. В устьях водотоков сформированы протяженные конусы выноса из слабоокатанных валунов и галек, гравия, разнотерристого песка и дресвяно-глинистой массы. На дне долин временных водотоков отложения распространены спорадически. Мощность их не превышает 3–4 м, в конусах выноса – до 10–12 м.

Десертций и солифлюксий (dr, sH) в виде медленно смещаемых вязкопластичных образований приурочены к выложенным приводораздельным поверхностям Передового хребта вдоль северной его периферии. Отдельными пятнами встречаются на плоских поверхностях повышенных междуречий южной части Североюрской депрессии. Большинство исходных поверхностей, на которых развиваются эти процессы, генетически представляют остатки гляциоплененов последнего оледенения. Вертикальное протяжение зоны развития криогенных процессов, колеблется в пределах 800 м (с 1 900 до 2 700 м). Диапазон ее вертикальных колебаний неодинаков для всей площади вследствие различий орографических и местных климатических условий. Формирование отложений связано с существованием сезонной и многолетней мерзлоты. В теплое время года, в процессе оттаивания грунтов, наблюдается медленное стекание поверхностного вязкопластичного материала, перенасыщенного водой. Процессы смещения активно развиваются на склонах крутизной от 3–5° до 15–25°. Формы рельефа представлены в виде микротеррас, валов, земляных рек и шлейфов мощностью до 1–1,5 м. Сложены они тонким коллоидно-глинистым материалом с включением мелкозема из дресвы и щебня.

Техногенные образования (tH) развиты, в основном, вдоль магистральных автодорог, вымощенных гравием и булыжником (насыпи высотой до 1 м) и заасфальтированные. Насыпные и бетонные берега обрамляют на большом протяжении Кубано-Зеленчукской водосбросной канал, а также расширенные и меандрирующие участки некоторых рек (Маруха, Аксаут, Кардоник) для защиты от наводнений. В небольшой степени аккумулятивный техноген представлен отвалами пород в приустьевых частях штолен и шахт, пройденных с целью поисков и добычи полезных ископаемых (каменного угля, мраморов, медных руд и др.). Отвалы в виде малых полуразмытых терриконов (до 100×50×30 м) представлены глыбами пород разного состава, в основном сыпучих, а местами – полузадернованных. Мощность образований до 20–25 м.

Гляциофлювиальные образования потоковых фаций (f, H) привязаны к днищам крупных троговых долин по обе стороны от современных русел и пойм. Генетически представляют перекрытые водами донные и частично береговые морены, спроектировавшиеся к тальвегам. В рельефе образуют более крутые, чем аллювиальные, наклонные поверхности. Представлены слабосортированными окатанными и угловатыми валунами, гальками, гравием и песком с пропластками и линзами глин подпрудного генезиса. Мощность до 20–25 м. Отложения долинных зандров в рельефе узких V-образных ущелий (спиллвеев) в рельефе не сохранились, будучи уничтоженными размывом. В погребенном состоянии они, возможно, сохранились в долинах Теберды и Бол. Зеленчука под отсевшими коренными блоками.

Гляциальные образования (gH) имеют разорванные ареалы развития и привязаны к днищам ледниковых каров и цирков. Вертикальный диапазон их распространения составляет 450–550 м (от 2 600 до 3 150 м). Имеются они и в верхних участках троговых долин. В целом морены, как и вмещающие их кары, образуют лестницу из 4–5 ступеней и располагаются на высотах, соответствующих изменению уровня снеговой границы за период от начала деградации последнего

оледенения до современности. Морены в основном неперемечаемые, исключая поверхностные, внутренние и донные, формирующиеся вдоль краев современных ледников. Отложенные морены образованы в результате ледникового выпахивания и оседания абляционных обломков с поверхности ледников. Этим объясняется грубый состав морен, представленных остроорбистыми глыбами, дресвой и щебнем, скальными отторженцами. Внешне они мало отличаются от отложений склонового ряда высокогорной зоны. Они образуют валообразные и грядовые нагромождения обломков с дистальных сторон стаявших ледников. Мощность отложений сопоставима с глубиной выпахивания и составляет от 5–10 до 60 м. Каровые морены, пережестившие ригель, висячие.

Палюстрий (pH) распространен спорадически в спущенных озерных водоемах подпрудного генезиса и каровых озерах самых низких ярусов в результате их обмеления и зарастания. Большая часть площади болот не выражается в масштабе карты. Слабая заболоченность территории объясняется глубоким расчленением рельефа и густой эрозионной сетью, создающей хороший дренаж. Этими же причинами объясняются небольшие размеры болот и их разорванные ареалы. По генетическим признакам выделяют низинные, верховые и ключевые болота. Все прочие избыточно увлажненные участки – заболоченные земли. Отмечается приуроченность низинных болот к троговым участкам долин. Наиболее крупные из них известны в трогах Марухи, Учкулана, Клухора и др. Представляют они реликты бывших подпрудных водоемов протяженностью до 4–5 км при ширине до 0,5 км. Сфагновые и гипновые болота, сопутствовавшие озерно-моренному ландшафту последних стадий отступления ледников, сохранились в долинах рр. Бол. Зеленчук, Кизгыч, Ацгара, Аксаут и др. Особый тип болот сформировался на дне карстовых полей и воронок, распространенных на площадях развития карстующихся пород. Процессам заболачивания способствует отсутствие дренажа и наличие сезонномерзлых пород, препятствующих инфильтрации вод. В подэскарповой зоне Скалистого хребта множество мелких мочажин, обусловленных выходом грунтовых вод. Располагаются они на оползневых склонах, ярусами количеством до 4–5. В зависимости от вида растительности, принимавшей участие в торфообразовании, различают торфяники сфагновые, осоковые, тростниковые, камышовые и др. Мощность от 0,1 до 1 м.

Аллювий современных русел, пойм и низких стадиальных террас (aH) привязан к тальвегам главных речных долин и их крупных боковых притоков. Горный аллювий распространяется ниже дистальных замыканий трогов, где интенсивно перебиваются гляциальные, лавинно-пролювиальные, обвально-осыпные образования, попавшие в сферу деятельности водотоков. Благодаря крутым уклонам и большой скорости течения рек, обломки в процессе транзита быстро истираются до хорошо окатанных галек и валунов, заключенных в песчано-гравийном заполнителе. Ширина полосы аллювия определяется шириной потоков и составят от 1–2 м в небольших ручьях до 50–100 м и более – в главных реках. Преобладают хорошо окатанные обломки пород Главного хребта. Формирование самых низких (до 10 м) террас связано с флюктуациями голоценовых ледников, отражающими климатические изменения недавнего прошлого. Мощность сопоставима с высотой максимальных паводков (5–7 м), выше участков экзогенных подпруд (отсевших блоков) увеличивается до 60–80 м. В местах прорыва подпруд долины превращаются в узкие V-образные ущелья шириной у дна в 5–15 м. Аллювий здесь совершенно отсутствует.

Селий (slH) включают и перетолженный материал лавин. Приурочен к днищам троговых долин и образует огромные конусы выноса. Селеобразование связано с деятельностью современных и древних ледников, снежных лавин, обвалов, осыпей, играющих вместе с сопутствующими им явлениями (морозное выветривание, тектоническое дробление пород, курумообразование) определяющую роль в накоплении обломочного материала для питания селей. В высокогорье на их формирование большое влияние оказывают летающие снежники, таяние которых способствует сильному водонасыщению морен и склоновых отложений. Объемы селевых выносов достигают сотен тысяч кубометров. Во многих трогах полоса слившихся конусов протягивается вдоль подножий долин на 8–10 км при высоте до 150–200 м над реками. В зоне Передового хребта грязекаменные потоки формируются в долинах рек низкого порядка. Главной причиной их образования являются зимние оттепели и затяжные ливневые дожди при обилии обломочного материала на склонах. Для главных рек в зоне ущелий и каньонов Передового хребта, конусы выноса не характерны. Обломки, влекомые притоками, транзитом выносятся основными реками. Отложения конусов выноса на днищах трогов представлены несортированными обломками с преобладанием щебня, глыб, перетолженных моренных валунов в дресвяно-глинистой массе мощностью до 50–80 м.

Десертций (drH) приурочен к поверхностям морозной планации зоны высокогорий. Благоприятными условиями его образования является наличие скальных и полускальных пород ко-

ренного субстрата при крутизне склонов от 5–10° до 15–25°. Представлен покровно-сетчатыми курумами из беспорядочных нагромождений глыб и щебня разной величины с примесью мелкозема. Это, своего рода, каменная губка, полностью поглощающая поверхностный сток. Формирование курумов связано с морозным выветриванием в условиях субнивальной перигляциальной обстановки, что доказывается их распространением. Линейные их формы известны под названием каменных рек, движущихся не по законам сыпучих тел. Движение происходит по поверхностям склонов, близких по крутизне к склонам естественного откоса. Встречаются они и на более пологих участках, что позволяет отличать курумы от осыпей. Механизм движения обусловлен замерзанием и оттаиванием воды в заполнителе из мелкозема, солифлюкцией и силой тяжести. Распространение каменных рек подчеркивает зоны повышенного увлажнения и близкого залегания кровли многолетнемерзлых пород. В рельефе они выражены в виде полос шириной до 50–100 м и протяженностью до 300–400 м. Максимальная мощность курумовых накоплений, по глубине врезов ручьев, определяется до 4 м. По мере роста курумов и сокращения мощности деятельного слоя, они постепенно переходят в фазу пассивного существования и отмирания. Цикл их развития не превышает, по-видимому, нескольких тысяч лет. Переход десерпция в коллювий происходит при увеличении крутизны склонов более 30–35°.

Коллювий (сН) среди отложений склонового ряда наиболее распространен. Основные площади его развития – нижние и средние участки крутосклонных массивов осевых хребтов, подэскарповая зона верхнеюрской куэсты, склоны и подножья интрузивных тел в пределах Североюрской депрессии. Коллювий представлен обвальными, обвально-осыпными и сейсмогенными образованиями из глыб (вплоть до отторженцев), щебня, дресвы мощностью от 0,5–1 до нескольких десятков метров.

Элювий (еН), в качестве несмещенных продуктов выветривания, развит на плоских и пологонаклонных поверхностях Скалистого хребта. Верхняя часть представлена суглинками и суглинисто-глинистыми образованиями почвенного типа с редкими включениями обломков местных пород. Это дисперсная часть элювия, характеризующаяся значительным преобразованием минерально-химического состава, структуры и свойств выветрелых верхнеюрских известняков. Книзу наблюдается переход в более грубую структурную часть элювиального покрова с преобладанием обломков разной величины, сохраняющих характерные черты коренного субстрата. Мощность отложений до 1–1,5 м, обычно не более 0,5 м. В последнюю ледниковую эпоху здесь активно действовали процессы нивации, солифлюкции и плоскостного смыва. В зоне 4 единственный контур с элювием на междуречье Кубани и Хусы Кардоникской связан с выходами на дневную поверхность отпрепарированных пластов плотных слоистых песчаников хумаринской свиты. Падение их пластов не превышает 5–6°, а сама поверхность почти горизонтальна. Элювий характеризуется явным наследованием текстурно-структурных признаков коренного субстрата и представлен несмещенными продуктами выветривания. По этому признаку, а также по степени механической дезинтеграции и небольшой мощности (1–10 см), он может быть отнесен к примитивным корам выветривания.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И МИГМАТИТЫ

Метаморфические образования на площади участвуют в строении кристаллического фундамента всех трех мегазон (горст-антиклинорий Главного хребта и Карачаево-Черкесского, грабен-синклинория Передового хребта) и представлены различными по составу и степени метаморфизма породами. Здесь представлены мигматиты и образования, претерпевшие региональный метаморфизм зеленосланцевой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, в редких случаях субгранулитовой фаций.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Гондарайский мигматитовый комплекс нерасчлененный (mPR_2gn) выделен Барановым Г. И. [277] и назван по р. Гондарай. Образования слагают нижнюю часть (инфраструктуру) Макерской СФЗ и представлены реоморфически складчатыми мигматитами до гранитоидов по гнейсово-сланцевым породам с пластами амфиболитов. Выделяются мигматиты с уверенно различным исходным субстратом (палеосома), новообразованным гранитным материалом (лейкосома) и метатектиты, в которых различить исходную и новообразованную составляющие практически невозможно. Объем мигматитов в инфраструктуре составляет около 43 % [296]. В составе субстрата отмечаются, в зависимости от местоположения в разрезе, широкие колебания содержания различных пород. Гнейсы и кристаллические сланцы составляют от 5 до 90 %, амфиболиты – 5 %, редко – до 20 %. Количество лейкосомы изменяется в пределах 30–80 %. Морфологические типы лейкосомы слоистые, лентовидные, линзовидно-полосчатые, гнейсовидно-тенивые. Минеральный состав палеосомы сланцев и гнейсов: кварц, плагиоклаз № 10–30, калиевые полевые шпаты, биотит, мусковит, силлиманит, гранат; амфиболитов – роговая обманка, плагиоклаз № 30–40, биотит, кварц, редко – гранат. Минеральный состав неосомы: кварц, плагиоклаз № 10, калиевые полевые шпаты, биотит, мусковит, редко – гранат. Мощность комплекса – более 1 500 м [296, 321].

В гондарайском комплексе выделены три подкомплекса, располагающихся в псевдостратиграфической последовательности снизу вверх: галдорский, сабалахский и верхнебалкарский. Каждый подкомплекс имеет свой специфический облик, определяющийся составом исходного субстрата и неосомы, а также интенсивностью процессов мигматизации. Так галдорский – это фемосиалический мигматитово-гнейсовый с регрессивно измененными мигматизированными гранулитами, сабалахский – сиалофемический мигматитовый и верхнебалкарский – сиалический мигматитовый [269, 351, 352].

Галдорский подкомплекс мигматитово-гнейсовый ($mgPR_2gl$) распространен лишь в восточной части листа в пределах Учкулан-Ножуйского и Тебердинский тектонических блоков и представлен фемосиалической формацией. Сложен в нижней части мигматитами по биотитовым, силлиманит-биотитовым сланцам и гнейсам с редкими горизонтами амфиболитов. Структуры мигматитов от тонкозернистых кварцитовидных до крупнозернистых, часто с гранатом, редко встречаются горизонты мраморов. Мигматиты представлены в основном полосчатыми разностями. Мигматизация имеет преимущественно послойный характер, что связано с компонентами субстрата различной степени плавления. Лейкосома составляет 30–60 % разреза [317]. Отмечаются тенивые мигматиты или анатектит-граниты. Последние представляют собой породы кварц-полевошпатового состава, почти неслюдястые с частыми включениями граната.

В бассейне р. Гондарай были выявлены разности пород с минеральным парагенезисом, характерным для пород гранулитовой фации (гранат-кордиерит-силлиманитовая). Гранулиты

развиты в виде отдельных линз и неправильных тел среди мигматитов. Процессы мигматизации привели к регрессивному преобразованию гранулитов до амфиболитовой фации. В отдельных шлифах отмечаются пироксены: авгит и клиноэнстатит [317]. В составе галдорского подкомплекса встречаются мигматиты различной степени мигматизации. Мигматиты высокой степени мигматизации развиты неравномерно и представлены метатектами или теньевыми мигматитами. Это породы на 80–90 % состоящие из гранитоидной массы со шлировыми выделениями биотита. По составу они варьируют от гранодиоритов-плагиогранитов до умереннощелочных гранитов. В мигматитах более низкой степени мигматизации макроскопически разделяются новообразованная лейкосома кварц-полевошпатового состава и палеосома из реликтов первичной породы. Последние представлены гнейсами и кристаллосланцами, реже встречаются кварцитогнейсы, амфиболиты. Гнейсы по составу биотитовые, гранат-силлиманит-биотит-мусковитовые, гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые, биотитовые плагиогнейсы. Кристаллосланцы палеосомы, в основном, кварц-плагиоклаз-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые.

Сабалахский подкомплекс диорито-гранодиоритогнейсовый мигматитовый ($m\gamma\delta gPR_2sb$) имеет ограниченное распространение на водоразделе рр. Даут–Учкулан и в долине р. Гондарай. Нижний контакт с образованиями верхнебалкарского комплекса тектонический. Повсеместно образования сабалахского подкомплекса представлены, в основном, метатекстами гранодиоритового состава огнейсованными, мигматитами по биотит-амфиболовым и амфиболовым сланцам. Отмечаются пачки слабо мигматизированных кристаллосланцев, амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Мощность последних достигает 70 м. На отдельных участках отмечается большое количество скиалитов биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов. При этом контакты обломков пород нечеткие с элементами растворения и замещения. Ориентировка скиалитов согласна с общим направлением полосчатости – огнейсованности пород. Горизонты шлировых и полосчатых мигматитов по составу близки к плагиогранитам.

Гранодиоритогнейсы представляют заметно огнейсованные и обогащенные биотитом породы, редко встречается роговая обманка. Характерным признаком является очковая текстура и порфиroidная структура. Вкрапленники, в основном, принадлежат микроклину, реже – плагиоклазу. Размеры порфиroidных выделений – от 0,5 до 5 см. Кристаллы полевого шпата располагаются, чаще всего, параллельно полосчатости в гранодиоритогнейсах, обусловленной ориентировкой крупных чешуй биотита, реже – роговой обманки. Иногда расположение и количество вкрапленников полевого шпата придает породе лейкократовый облик и образует ячеистую (петельчатую) текстуру с «обтеканием» фенокристаллов крупными чешуями биотита. Плагиоклаз является преобладающим минералом в породе и соответствует № 35–45 (андезин), микроклин встречается реже, кварц и биотит встречаются в форме двух генераций. Содержание минералов (в %): кварц – 16–29, плагиоклаз – 28–60, микроклин – 0–29, биотит – 15–19, эпидот+хлорит – 0–3,2.

Верхнебалкарский подкомплекс гранит-мигматитовый ($m\gamma PR_2vb$) в пределах выступов инфраструктуры имеет наиболее широкое площадное распространение. В Софийском тектоническом блоке им сложена долина р. Большая Лаба, междуречье Псыш–Кизгыч, в Тебердинском и Балкаро-Дигорском блоках – междуречье Теберда–Даут. Образования подкомплекса представлены мигматитами по породам с различным исходным породам с широким развитием метатектов. Последние образуют как тела различных размеров и очертаний с постепенными переходами в мигматиты, так и послойные тела внутри мигматитов.

Мигматиты представлены среднезернистыми породами с содержанием биотита (от 3 до 15 %) и неравномерным пятнисто-шлировым его распределением, часто со следами течения. Метатектиты – это наиболее интенсивно мигматизированные от мелко до крупнозернистых породы, по облику, составу и текстуре соответствуют гранитогнейсам. Их вещественная неоднородность устанавливается по теньевым реликтам и не имеет четких ограничений. На отдельных интервалах мигматиты имеют однородный гранитный облик, где содержание биотита не превышает 3–5 %. Количество жильного материала варьирует от 25 до 60 %. Породами субстрата являлись биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-силлиманитовые сланцы и гнейсы, реже – амфиболиты, мраморы. Состав теньевых мигматитов (в %): плагиоклаз – 25–30, кварц – до 25, микроклин – 20–40, мусковит и биотит – до 10–15. Структура гранобластовая, гетеробластовая, порфиroidбластовая. Плагиоклаз соответствует андезин-олигоклазу. Состав лейкосомы довольно постоянен и представлен (в %): кварцем (25–51), плагиоклазом (25–60), биотитом (3–12), мусковитом (до 3), в отдельных случаях отмечается микроклин (до 45 %).

Взаимоотношения гондарайского комплекса с залегающими структурно и гипсометрически выше образованиями макерского метаморфического комплекса (супраструктурой) тектонические. По термодинамическим параметрам между комплексами инфра- и супраструктуры отме-

чаются резкие перепады: по температуре до 100–200 °С и давлению до 1–2 кбар, что соответствует вертикальному несогласию 3–5 км при геотермическом градиенте 30–50 °С/км. В инфраструктуре установлены [55] фрагменты кинцитгов, двупироксеновых гнейсов и других глубокометаморфизованных пород, в последующем диафорированных в условиях амфиболитовой и более низкотемпературной фациях. Парагенезисы минералов здесь принадлежат двум температурным фациям низких давлений – биотит-мусковитовых и биотит-силлиманит-калишпатовых гнейсов.

Позднепротерозойский возраст гондарайского мигматитового комплекса подтверждается U-Pb датировкой возраста палеосомы р. Баксан – 1 300 млн лет [352], Rb-Sr датировкой пегматита в мигматитах р. Гоначхир – 750 млн лет [3] и сланцев мигматитов верхнебалкарского подкомплекса – 865 и 870 млн лет [61, 392], а также новыми датировками U-Pb – 1 235 млн лет и Sm-Nd – 1 326 млн лет гнейсов из мигматитов р. София [226].

Позднее [353] в левом борту р. Гондарай (проба 529) были опробованы мигматиты верхнебалкарского подкомплекса. Методом U-Pb датирования цирконов с использованием ионного зонда типа SHRIMP была получена конкордия 630±18 млн лет. По р. Махар на площади работ из гнейсов палеосомы галдорского подкомплекса (пробы 525 и 526) получены значения абсолютного возраста 639±23 и 630±6,9 млн лет [353]. Из гнейсов палеосомы верхнебалкарского подкомплекса по р. Теберда (проба 801, авторские данные) получены значения 921,4±9,1 и 476,5±2,4 млн лет. При этом Rb-Sr датировка мигматитов истоков р. Теберда дала 361±23 млн лет [238], U-Pb датировка цирконов из гранитогнейсов р. Баксан – 440 млн лет [225], а также многочисленные K-Ar и др. датировки возраста (180–400 млн лет) [59, 174, 207, 391, 392 и др.] рассматриваются как этапы последующего метаморфизма и преобразования мигматито-гнейсовых комплексов.

Макерский гнейсо-сланцевый метаморфический комплекс представлен сланцами и гнейсами с отдельными прослоями и горизонтами амфиболитов. От современной эрозии породы комплекса сохранилась в пределах впадин, разделенных системой мигматит-гнейсовых выступов инфраструктуры. Они структурно несогласно перекрывают образования мигматит-гнейсовых выступов, в подавляющем большинстве случаев отделены от пород инфраструктуры постметаморфическими гранитами белореченского и уллукамского комплексов.

Реликтовые значения абсолютного возраста, полученные по породам комплекса, позволяют отнести их к позднепротерозойским. Многочисленные K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и др. датировки возраста (200–450 млн лет [59, 174, 207, 391, 392 и др.]) рассматриваются авторами как этапы последующего метаморфизма и преобразования пород комплекса. М. Л. Сомин [384] полагает, что полученные датировки могут свидетельствовать об их посткембрийском возрасте и, возможно, ордовикском возрасте метаморфизма. При этом цирконы с более древними датировками возраста их ядерной части относятся к терригенным. Учитывая многофазность метаморфических преобразований пород комплекса, в том числе и цирконов, эти данные не однозначны.

Кти-тебердинский метаморфический подкомплекс сланцевый (sPR₂kt) выделен Барановым Г. И. [277] и назван по р. Кти-Теберда (петротип 201, прил. 6). Распространен в Тебердинском тектоническом блоке, в бассейнах рр. Аксаут–Теберда. Нижний контакт не обнажен, верхний с дуппхским подкомплексом – тектонический или «залечен» гранитами [296]. К кти-тебердинскому подкомплексу отнесены мусковит-биотитовые сланцы с силлиманитом, андалузитом, редко – гранатом, кордиеритом. Характерной особенностью пород комплекса является высокое содержание глинозема в сланцах. В петротипической местности (рр. Маруха–Теберда) [296] в нижней части разреза (более 140 м) залегают кварц-мусковит-биотитовые сланцы с андалузитом, турмалином, гранатом. Выше – гнейсы (100 м) аплитовидные с редкими прослоями кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев. В верхней части (более 160 м) обнажены кварц-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцы, местами с андалузитом, силлиманитом, турмалином, гранатом и мезократовые гнейсы. Максимальная мощность в петротипической местности до 400 м. Структура кристаллосланцев гранолепидобластовая, текстура сланцеватая, реже – микроплойчатая. Основные минералы: кварц, мусковит, биотит, плагиоклаз № 15–30; реже отмечаются силлиманит, турмалин, андалузит, гранат, кордиерит. Структура гнейсов гранолепидобластовая, нередко аплитовидная, текстура полосчатая. Минеральный состав: плагиоклаз № 5–10, кварц, мусковит, биотит, очень редко – турмалин, андалузит. На диаграмме ФАК реконструкции первичного состава пород Предовского А. А. сланцы попадают в поля полимиктовых, граувакковых и глинистых пород, гнейсы – полимиктовых и граувакковых песчаников. Температура метаморфизма по биотит-гранатовому и биотит-мусковитовому термометрам оценивается в 530–560°, а давление, в отсутствие силлиманита, не превышало 3 кбар. Степень метаморфических преобразований соответствует эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Общая мощность подкомплекса до 400 м.

При U-Pb изучении цирконов с использованием ионного зонда типа SHRIMP сланцев кургашинчатского комплекса (р. Аксаут, проба 5028) получена датировка $566 \pm 5,8$ млн лет. Значения абсолютного возраста, полученные различными методами, укладываются в интервале 633–1 320 млн лет [354], что соответствует позднему протерозою. Возраст пика метаморфизма, по данным термохронологического моделирования сланцев г. Чегет, соответствует 425 млн лет [352]. Все эти данные позволяют отдать предпочтение позднепротерозойскому возрасту китебердинского подкомплекса.

Дуппукский метаморфический подкомплекс амфиболит-гнейсовый (agPR₂dp) выделен Барановым Г. И. [277] по ручью Дуппук, притоку р. Аксаут (петротип 202, прил. 6). Распространен в бассейнах рр. Архыз–Бол. Лаба (Софийский тектонический блок), Аксаут–Теберда (Тебердинский блок). Согласно перекрывается кургашинчатским метаморфическим подкомплексом. В петротипе разделен на 4 части снизу вверх: первая (270–300 м) – переслаивания гнейсов, сланцев с прослоями амфиболитов; вторая (100–300 м) – гнейсов с редкими прослоями сланцев; третья (более 250 м) – слюдяных сланцев; четвертая (130–200 м) – переслоя слюдяных сланцев и амфиболитов. В петротипической местности (бассейн рр. Аксаут–Теберда) [296] в нижней части разреза – переслаивание кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев, гнейсов с маломощными прослоями амфиболитов. В средней – лейкократовые гнейсы, верхней – переслаивание кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев, мезократовых гнейсов, амфиболитов и амфиболитовых сланцев. Мощность более 1 000 м. В западной части (рр. Бол. Лаба, Пхия, Дукка, Псыш, Софийский тектонический блок) [321], в нижней части разреза (более 370 м) по р. Пхия обнажаются кварцитовидные слюдяные гнейсы с прослоями андалузит-мусковит-биотит-кварцевых сланцев. Выше залегают (до 820 м) андалузит-мусковит-биотит-кварцевые сланцы с прослоями лейкократовых гнейсов и амфиболитов (1–20 м). В бассейне р. Дукка внутри амфиболитового горизонта отмечается линзующийся пласт (0,7–5 м) скарнированных мраморов с вкрапленностью шеелита. В верхней части (более 390 м) обнажены кварц-мусковит-биотитовые сланцы с андалузитом, турмалином, гранатом, лейкократовые гнейсы и линзы (до 0,8 м) амфиболитов. Мощность подкомплекса в этом районе до 1 600 м. Структура сланцев лепидогранобластовая, гетеробластовая, порфиробластовая; текстура сланцеватая, полосчатая. Основные минералы: кварц, мусковит, биотит, плагиоклаз № 10–25. Реже отмечаются андалузит, гранат, турмалин. Гнейсы мелко-среднезернистые тонкополосчатые. Имеют гнейсовую текстуру и гранобластовую, гранолепидогранобластовую и порфиробластовую структуры (новообразования андалузита и альбита). Минеральный состав гнейсов: плагиоклаз № 5–15, кварц, микроклин, мусковит, биотит. В амфиболитах минералы представлены плагиоклазом (андезин), роговой обманкой, реже – актинолитом, иногда – пироксенами (диопсид), слюдами. В амфиболитах встречаются скопления минералов скарновой ассоциации (эпидот, диопсид, гранат, плагиоклаз с незначительным количеством карбоната, кварца, слюды, сульфидов). С такими скоплениями пространственно совпадают повышенные содержания шеелита. На диаграммах реконструкции первичного состава пород Предовского А. А., Неелова А. Н. фигуративные точки сланцев и гнейсов попадают, в основном, в поле развития гидрослюдистых глин, полимиктовых и граувакковых песчаников. Амфиболиты попадают, в основном, в поле карбонатных и железистых глин или вулканогенных пород основного состава. Метаморфизм дуппукского подкомплекса соответствует андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма умеренных давлений и отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. Общая мощность подкомплекса более 1 600 м. Его позднепротерозойский возраст, принят условно. Время метаморфизма подкомплекса определяется следующими датировками: 553 ± 31 млн лет (U-Pb) [322], 500 ± 25 млн лет (Pb-Pb) [238], 476 ± 55 млн лет (Rb-Sr) [321], 460 ± 8 млн лет (Pb-Pb) [322]. При U-Pb изучении цирконов с использованием ионного зонда типа SHRIMP гнейсов дуппукского комплекса (р. Аксаут, проба 106) получена датировка $457 \pm 7,2$ млн лет.

Кургашинчатский метаморфический подкомплекс сланцевый (sPR₂kr) выделен Барановым Г. И. [277] на хр. Кургашинчат, бассейн р. Маруха (петротип 203, прил. 6). Распространен в бассейнах рр. Маруха–Теберда, Пхия–Архыз. К подкомплексу отнесены сланцы мусковит-биотитовые с гранатом в нижней части, с гранатом-андалузитом – в средней и гранатом-графитом-турмалином – в верхней. В петротипической местности (бассейн рр. Аксаут–Теберда) [296], в нижней части разреза (более 350 м) залегают кварц-полевошпат-мусковит-биотитовые сланцы с маломощными прослоями кварц-плагиоклаз-биотитовых гнейсов. В средней части разреза комплекса (285 м) – кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы, местами с турмалином, гранатом и горизонтами гнейсов. В верхней (300 м) – переслаивание кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев, иногда графитистых и мезократовых кварцитовидных хлорит-мусковитовых гнейсов. Общая мощность в петротипической местности более 935 м. Структура сланцев лепидогранобластовая, пойкилопорфиробластовая; текстура сланцеватая, полосчатая, свилевато-

сланцеватая. Основные минералы: кварц, мусковит, биотит, плагиоклаз № 10–25. Реже отмечаются андалузит, графит, гранат, турмалин. Гнейсы мелко-среднезернистые тонкополосчатые. Имеют гнейсовую, полосчатую текстуру и гранолепидогранобластовую и порфиробластовую структуры (новообразования андалузита и альбита). Минеральный состав гнейсов: плагиоклаз (олигоклаз), кварц, мусковит, биотит. В западной части (рр. Бол. Лаба, Пхия, Дукка, Псыш, Софийский тектонический блок) [321], обнажаются тонкокливажированные серицит-мусковит-кварцевые сланцы с прослоями серых кремневидных кварцитов (более 350 м). Крайне редки проявления фельдшпатизации, отмечается циркон, выделения лейкоксена и турмалина. Метаморфизм кургашинчатского подкомплекса отвечает эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма [321]. На диаграммах реконструкции первичного состава пород Предовского А. А. фигуративные точки сланцев и гнейсов попадают, в основном, в поле развития гидрослюдистых глин, полимиктовых, аркозовых и граувакковых песчаников. Мощность подкомплекса более 935 м. Позднепротерозойский возраст принят условно, по аналогии с залегающим ниже по разрезу дупшухским подкомплексом.

Буульгенский гнейс-амфиболитовый метаморфический комплекс выделен Соминым М. Л. [221] и назван по г. Буульген. Распространен в бассейнах рр. Пшиш, Маруха, Аксаут, Теберда. Сложен амфиболитами, амфиболовыми и лейкократовыми гнейсами, слюдяными сланцами и кварцитами. Включает клычский и домбайский метаморфические подкомплексы. На площади Республики Грузия этот комплекс имеет более полную «стратификацию». Здесь в основании разреза располагается гвандринский подкомплекс и тела серпентинитов [55]. Контакт с вышележащими образованиями гондарайского и макерского комплексов представлен пологой зоной тектонитов и бластомилонитов (разрезы 197, 198, прил. 6). Породы комплекса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и андалузит-силлиманитовой метаморфической фациях низких давлений в температурных условиях от гранатовой субфации до высокотемпературной ступени фации биотит-мусковитовых гнейсов.

Исходный состав пород буульгенского метаморфического комплекса до сих пор однозначно не решен. По петрохимическим материалам, ассоциации амфиболитов с телами серпентинитов, данным о тектонически несогласном залегании клычского подкомплекса на гвандринском Гамкрелидзе И. П. и др. [55] рассматривают как составную часть тектонической пластины метаофиолитов. Высокое содержание TiO_2 (0,8–2,6 %) дает основание полагать, что среди амфиболитов присутствуют первичные толеиты. Этот вывод согласуется с данными по содержанию и спектру распределения редких земель в амфиболитах Клычской пластины, которые свидетельствуют в пользу принадлежности амфиболитов этой тектонической единицы толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов. Остальные образования буульгенского комплекса преимущественно сложены метапелитами и осадочно-вулканогенными породами андезита, андезитового и более кислого состава. Полосчатые амфиболиты, ассоциирующие с мраморами, образовались за счет осадочных известковистых пород. По данным Шенгелиа Д. М. [55] породы буульгенского комплекса были подвергнуты позднебайкальскому и герцинскому метаморфизму.

По данным [92, 238] цирконы из меланократовых прослоев полосчатых амфиболитов датированы Pb-Pb (600±15 млн лет) и Rb-Sr (606±54 млн лет) методами, а из лейкократовых прослоев только Pb-Pb методом ((520–500)±20 млн лет). Первое значение интерпретируется как возраст исходных пород комплекса, второе – как возраст регионального метаморфизма. Rb-Sr изохрона (от 655±28 до 316±27 млн лет) по породам домбайского метаморфического подкомплекса (р. Аксаут) имеет усредненный возраст 440±8 млн лет и в целом подтверждает нижнепалеозойский возраст метаморфизма [296]. Имеется так же Sm-Nd изохрона (проба 688-3, р. Аманауз, опорный разрез 197, прил. 6) по амфиболитам клычского подкомплекса, показывающая регрессивный этап метаморфизма (309±75 млн лет). Эти данные позволяют говорить о том, что породы буульгенской метаморфической серии испытали два этапа регионального метаморфизма: позднебайкальский ((520–500)±20 млн лет) и герцинский (309–440 млн лет). В соответствии с изложенным, возраст буульгенского комплекса принят позднепротерозойским.

Клычский метаморфический подкомплекс амфиболит-гнейсовый (agPR₂kl) выделен Соминым М. Л. [221] по р. Клыч (бассейн р. Кодори). Низы разреза на площади работ не обнажены, он согласно перекрывается домбайским подкомплексом или тектонически несогласно – образованиями гондарайского и макерского комплексов. В нижней части (разрез 197, прил. 6) [296, 321], в междуречье Аманауз–Гоначхир, залегают полосчатые амфиболиты, амфиболовые гнейсы с редкими прослоями плагиоклаз-кварц-биотитовых сланцев и телами бластомилонитов («гороховидных гнейсов»). Полосчатость обусловлена наличием среди основной роговообманковой массы тонких пятнистых прослоев плагиоклаза, эпидота. В средней части – плагиоклаз-кварц-биотитовые, мусковит-плагиоклаз-кварцевые сланцы с горизонтами биотитовых гнейсов,

амфиболитов (до 35 м; 15–40 %). Местами во всех разностях встречается гранат, турмалин. Отмечаются редкие горизонты актинолититов (4–16 м), тела бластомилонитов, линзующийся горизонт (до 11 м мощности) мраморов среди амфиболитов. В верхней части резко преобладают амфиболиты с редкими прослоями биотитовых гнейсов и плагиоклаз-кварц-биотитовых сланцев. Амфиболиты в разрезе комплекса составляют 70–80 %. Мощность клычского подкомплекса более 1 280 м. Возраст клычского подкомплекса условно принят позднепротерозойским. Основные породообразующие минералы амфиболитов и амфиболовых гнейсов: роговая обманка, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), эпидот, цоизит; редко – сфен (до 5–10 %). Вторичные изменения: биотитизация, актинолитизация. Актинолититы состоят нацело из актинолита. Основные породообразующие минералы метасланцев и гнейсов: плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц, биотит, мусковит, реже – роговая обманка. Сланцы составляют 20–30 %, гнейсы – 5–10 % от мощности комплекса [296].

Домбайский метаморфический подкомплекс амфиболит-гнейсовый (agPR₂dm) выделен Соминым М. Л. [221] по р. Домбай-Ульген, бассейн р. Теберда (петротип 207, прил. 6) и распространен в междуречье Аманауз–Гоначир. Низы разреза подкомплекса согласно залегают на клычском подкомплексе, перекрывается тектонически образованиями гондарайского и макерского комплексов. В нижней части подкомплекса [296], на амфиболитах клычского подкомплекса, залегают двуслюдяные, биотитовые, мусковитовые сланцы, местами с гранатом, амфиболом, участками порфиробластовые до бластомилонитов. В них отмечаются прослои, линзы (до 10–15 %) амфиболитов, местами (рр. Маруха–Домбай-Ульген) – прослои и пачки двуслюдяных плагиогнейсов. В верхней части – подобные сланцы и редкие прослои, линзы (до 5 % разреза) амфиболитов. В верхах разреза появляются единичные (0,5–1 м) разлинзованные горизонты актинолититов, появляется перемятость до милонитов, тела бластомилонитов. Мощность домбайского подкомплекса более 1 100 м. Возраст домбайского подкомплекса условно принят позднепротерозойским. Основные породообразующие минералы сланцев: плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц, биотит, мусковит, реже – гранат, роговая обманка. Амфиболиты и актинолититы похожи на вышеописанные.

ГРАБЕН-СИНКЛИНОРИЙ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

В грабен-синклинории Передового хребта метаморфические образования слагают догерцинское основание (Блыбский автохтон) и в Ацгаринский покров (формационную зону). Породы метаморфизованы в кианит-силлиманитовой фации высоких давлений [266], что отличает их от метакомплексов Главного хребта. Метаморфиты автохтона более детально изучены на смежной с запада территории [322] и представлены блыбским и бескесским метаморфическими комплексами. Аллохтонные образования Ацгаринского тектонического покрова представлены речепстинским амфиболит-гнейс-сланцевым метаморфическим комплексом, в составе которого выделяются ацгаринский, чиликский, кяфар-заканский подкомплексы.

Блыбский метаморфический комплекс подразделяется на армовский и балканский подкомплексы, практически не обнажается на изученной территории и показан преимущественно на схеме геологического строения доюрского фундамента и на разрезах.

Балканский метаморфический подкомплекс гнейс-амфиболитовый (gaPR₂bl) предположительно выделен только на разрезах в западной части листа в Блыбской зоне. Выходы на поверхность описаны на смежном с запада листе [322] в междуречье Большая и Малая Лаба. Образования подкомплекса представлены амфиболитами, иногда с гранатом, амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами, реже – прослоями слюдяных сланцев. Мощность более 2 000 м. Степень метаморфизма соответствует амфиболитовой фации. Позднепротерозойский возраст принят условно, на основании значений абсолютного возраста 700–760 млн лет (K-Ar) [322].

Армовский метаморфический подкомплекс сланцево-гнейсовый (sgPR₂ar) обнажается в редких тектонических окнах севернее Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны по рр. Ацгара, Маруха, Теберда и на левобережье р. Даут. Взаимоотношения с подстилающими образованиями не ясны. В бассейне р. Ацгара эти породы продолжают разрез Блыбской зоны смежного с запада листа [33, 55, 321, 322]. Подкомплекс характеризуется сиалическим типом разреза и сложен чередованием гранат-слюдяных сланцев, амфиболитов и порфиробластовых плагиогнейсов в низах разреза и кварц-альбит-хлорит-эпидот-фенгитовых сланцев в верхней части. Мощность подкомплекса более 1 040 м.

В левом борту р. Маруха (разрез 186, прил. 6) обнажается чередование порфиробластовых сланцев и гнейсов хлорит-мусковитовых, мусковит-кварцевых, роговообманковых, местами с гранатом. Отмечаются тела бластомилонитов, обохренных кварц-карбонатных метасоматитов.

По ручью Джемагат (правый приток р. Теберда, разрез 193, прил. 6) выходы пород подком-

плекса представлены хлорит-мусковит-кварц-альбитовыми гнейсами с тонкими прослоями сланцев. Породы часто порфиробластовые (плагиоклаз 2–7 мм), отмечаются тела серпентинитов (до 30 м), линзы лиственитов. На левобережье р. Даут (разрез 195, прил. 6), среди таких же гнейсов, но с гранатом, залегает горизонт (3,2 м) слоистых амфиболитов, амфиболовых гнейсов с прослоями (5–10 мм) кварцитов и мраморов.

Мощность армовского подкомплекса более 1 040 м. По факту широкого проявления порфиробластеза армовский подкомплекс чаще всего коррелируется с шаукольским подкомплексом. Сланцы подкомплекса на треугольной диаграмме Семеновко Н. П. попадают в поле подгруппы собственно алюмосиликатных пород или в поле подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород параряда, образовавшихся за счет пелитовых осадков (чистых или железистых глин). Ближе к ним располагаются аркозы и алевролиты, фигуративные точки которых расположились в поле железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород и щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации, однако процессы диафтореза привели к широкому развитию минеральных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации. Позднепротерозойский возраст принят условно вслед за [354].

Бескесский метаморфический комплекс сланцево-гнейсовый (sgPR₂bs) предположительно выделен только на разрезах и схеме фундамента в северо-западной части листа. Выходы на поверхность описаны на смежном с запада листе [322] в бассейне р. Бескес. Комплекс представлен слюдяными сланцами, плагиогнейсами с прослоями кварцитов общей мощностью более 1 000 м. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации. Возраст принят позднепротерозойским по U-Pb датировке 1 300 млн лет [322].

Речепстинский метаморфический комплекс амфиболит-гнейсо-сланцевый объединяет кяфар-заканский, чиликский и ацгаринский подкомплексы. Эти образования слагают Ацгаринский тектонический покров (Ацгаринская зона) и сохранились от эрозии лишь в ядре Ацгаринской синформы в междуречье Ацгара–Кяфар. По минеральным ассоциациям Гамкрелидзе И. П. и Шавишвили И. Д. [55, 259] относят породы речепстинского комплекса к фациям от кианит-силлиманитовой высоких давлений до зеленосланцевой умеренного барического типа. Важнейшей особенностью базитовых разностей речепстинских метаморфитов является их обогащенность железом и фосфором, приближающая их по составу к феррогаббро [259]. Этим они отличаются от габброидов Марухского покрова и амфиболитов буульгенского комплекса [55]. От островодужных образований их отличает более высокое содержание титана и фосфора [259]. Образование исходных пород сиалических разностей комплекса, возможно, происходило в условиях континентальной окраины активного типа [259].

Ацгаринский метаморфический подкомплекс сланцево-гнейсовый выделен Кропачевым С. М. [132] по р. Ацгара (петротип 113, опорный разрез 131, прил. 6) и распространен в бассейнах рек Ацгара–Кяфар. Подкомплекс разделен на первую и вторую метаморфические толщи.

Первая метаморфическая толща (sgPR₂ac₁) выделена по данным ГДП-50 [321] и наиболее полно обнажена по правому борту р. Ацгара. Низы разреза представлены полосчатыми амфиболитами (более 80–100 м). Выше залегает переслой амфиболитов, биотит-амфиболовых сланцев, биотитовых микрогнейсов. Мощность более 300 м. Характерны плагиоклазовые и эпидотовые роговообманковые амфиболиты, нередко со сфеном и хлоритом [265]. Верхняя часть первой толщи развита более широко в бассейнах рек Ацгара–Кяфар. Характерным для этой части толщи является значительное преобладание лейко- и мезократовых микрогнейсов (биотитовых, гранат-биотитовых, хлорит-серицитовых и др.), в которых отмечаются редкие мало-мощные прослои, пачки, горизонты слюдяных (иногда с гранатом) и графитисто-кремнистых сланцев, амфиболитов. В мезократовых гнейсах местами отмечается мелкий графит. Вблизи контакта с интрузией диоритов чиликского комплекса отмечается фибролит, порфиробласты плагиоклаза, местами – силлиманит-кордиерит-биотит-мусковит-гранатовые сланцы и мигматиты. Температура метаморфизма пород по гранат-биотитовому и графитовому геотермометрам – 620–650° [265]. Мощность верхней части первой толщи до 440 м. Общая мощность первой толщи более 740 м.

Вторая метаморфическая толща (sgPR₂ac₂) залегает согласно на первой в бассейнах рек Ацгара–Чилик. На р. Ацгаре разрез толщи начинается с пачки (52 м) филлитовидных и графитисто-кремнистых сланцев с прослоями биотитовых микрогнейсов и биотит (хлорит)-кварцевых сланцев. Выше залегает частое чередование гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев и гнейсов (часто темно-серых с графитом), прослои и пачки кремнистых, графитисто-кремнистых и актинолитовых сланцев, амфиболовых гнейсов. Единичные прослои (до 2 см) мраморов, тела амфиболизованных порфиритов. В породах господствуют недосыщенные K₂O метапелиты и метапсаммиты (гранат-хлорит-альбит-кварцевые с графитом). Температура метамор-

физма пород по графитовому геотермометру – 340–480° [265]. Мощность до 520 м. Верхняя часть второй метаморфической толщи обнажается в верховьях рр. Мал. Уруп–Чилик и на хребте Абишира-Ахуба. Здесь отмечаются преимущественно богатые CaO породы (зеленосланцевые). В верховьях р. Мал. Уруп, в нижней части разреза (более 360 м) отмечаются зеленые (кальцит-альбит-хлорит-кварц-актинолитовые) и филлитовидные (актинолит-серицит-графит-кварцевые) сланцы с редкими прослоями кварцитовидных серицитовых метапсаммитов, черных и серых кремней. Мощность верхней части второй толщи более 400 м. Общая мощность второй толщи более 920 м.

Возраст ацгаринского подкомплекса принят позднепротерозойским. Абсолютный возраст Ag-Ag методом дает цифру 744 млн лет [265]. Гнейсы, по данным U-Pb датирования цирконов с использованием ионного зонда типа SHRIMP, имеют возраст 566±5,8 и 1 274±5,8 млн лет (образец 101).

Чиликский метаморфический подкомплекс сланцевый (sPR₂cl) выделен Кропачевым С. М. [130] по р. Чилик (петротип 132, разрез 133) и распространен в бассейнах рр. Малый Уруп, Чилик и Кяфар, на хребте Абишира-Ахуба. Контакт с нижезалегающим ацгаринским метаморфическим подкомплексом тектонический. В нижней части разреза (более 380 м) залегают порфиробластовые ставролит-гранат-плагиоклаз-слюдяные сланцы и гнейсы с прослоями графитисто-кремнистых сланцев. Порфиробласты плагиоклазов (до 12–15 %) овальной формы (до 3×7 см), насыщены мелкими кристаллами ставролита, граната, мусковита, рудными. Содержание ставролита в сланцах и гнейсах до 12 %, граната – до 10 %, кварца – 10–50 %, слюд – 10–40 %. Изредка отмечается фибролит (до 1 %). Выше залегают гранат-ставролит-биотит-плагиоклаз-кварцевые, гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевые, реже – кварц-серицит-хлоритовые («серебристые») сланцы (350 м), фельдшпатизированные («гороховидные»). Над ними (650 м) – переслаивание гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев и гнейсов иногда со ставролитом. Отмечаются прослои и пачки (0,2–1,7 м) графитисто-кремнистых сланцев, амфиболитов, амфиболовых гнейсов, амфибол-карбонатных пород. В амфиболсодержащих породах наряду с бурой роговой обманкой отмечаются биотит, плагиоклаз. В амфибол-карбонатных породах кроме этого – кальцит, эпидот, актинолит, тремолит, слоистые мраморы (5–25 см). Во всех разностях – рудные минералы (до 6 %). В верхней части комплекса залегает существенно сланцевая (гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевая) толща (более 150 м) с редкими маломощными прослоями амфиболовых сланцев внизу и гнейсов –верху разреза. Верхняя часть комплекса прорвана гранодиоритами чиликского комплекса. В гранодиоритах отмечаются ксенолиты сланцев и амфиболитов, на контакте – мигматиты (такситовые граниты) с ориентировкой, согласной залеганию комплекса. В образованиях комплекса у контакта – фельдшпатизация, замещение фибролита по биотиту, множество жил. Общая мощность подкомплекса более 1 530 м.

В составе подкомплекса преобладают плагиоклаз-кварц-слюдяные сланцы нормальной щелочности. Местами в них отмечается турмалин (до 10 %) и фибролит, свидетельствующие о кислотном выщелачивании в условиях кварц-силиманитовой фации. Образования чиликского подкомплекса являются продуктами высокоглиноземистых и высокожелезистых осадков, бедных CaO [237]. Они испытали диафорез зеленосланцевой фации (образование хлорита по гранату, серицита – по биотиту, плагиоклазу). Температура метаморфизма пород – 550–600° (по гранат-биотитовому) и 500–530° (по графитовому) геотермометрам [265].

Позднепротерозойский возраст чиликского подкомплекса принят по данным U-Pb датирование цирконов с использованием ионного зонда типа SHRIMP. Цирконы из гнейсов по р. Чилик дают значения 575±15 млн лет (проба 103) и от 530,5±9,5 до 736,1±5,6 млн лет (проба 853). По данным термоизохронного ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb метода получены значения 1 800, 1 940, 2 060, 2 260, 2 360 млн лет [223].

Кяфар-заканский метаморфический подкомплекс амфиболит-гнейсовый (agPR₂kz) развит в междуречье Кяфар–Кяфар-Агур и на хребте Абишира-Ахуба (петротип 134, прил. 6) [321]. Контакты с нижезалегающими образованиями тектонические. Комплекс представлен амфиболитами, амфиболовыми гнейсами (более 350 м) и ортогнейсами (более 250 м) предположительно апоплагиогранитными. Общая мощность более 600 м.

Макроскопически амфиболиты, амфиболовые гнейсы – массивные гнейсоватые полосчатые (прерывистые, пунктирные полосы плагиоклаза) породы. Состав амфиболовых гнейсов: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 25–40 %, амфибол (зеленая роговая обманка) – до 44 %, пироксен (авгит, диопсид) – до 20 %, эпидот-цоизит – до 3 %, кварц, серицит – до 3 %, ильменит, сфен, апатит – до 7 %. Амфиболиты состоят из роговой обманки (до 75 %), плагиоклаза (менее 20 %), эпидота, цоизита, хлорита, рудных (до 15 %). Лейкократовые ортогнейсы мелкокристаллические плитчатые неслоистые гнейсоватые. Их средний состав: кварц – 25 %, плагиоклаз – 57 %, биотит – 8 %, мусковит – 3 %, хлорит – 6 %, калишпат – 1 % [321].

Позднепротерозойский возраст подкомплекса принят по данным абсолютного возраста валовой пробы – 680 млн лет (К-Аг) [340]. По данным Сомина М. Л. [266] Аг-Аг датировка возраста амфиболитов – 744 млн лет.

КАРАЧАЕВО-ЧЕРКЕССКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ

В пределах горст-антиклинория метаморфические породы протерозоя обнажаются в небольших эрозионных окнах по рекам Кубань, Теберда, Кольтюбе в Бечасыно-Баксанской структурно-формационной зоне (кубано-даутский и шаукамнысыртский метаморфические комплексы). Под осадками юры скважинами вскрыты образования кисловодской СФЗ (заюковский метаморфический комплекс) Для каждой из структур в результате последних работ В. А. Снежко и др. [378] была проведена внутрizonальная и межzональная корреляция выделенных подразделений, которые ранее были описаны в качестве свит. Вышеперечисленные образования тектонически нарушены, имеют неполные разрезы, перекрыты широко развитым чехлом нижнеюрских отложений. Наиболее полно эти образования обнажены и детально изучены на соседней с востока территории [302, 352].

Кубано-даутский метаморфический комплекс на изученной площади представлен ташлыккольским подкомплексом.

Ташлыккольский метаморфический подкомплекс сланцевый (sPR₂tš) выделен Потапенко Ю. Я. [181] по р. Ташлыккол, а на изученной площади обнажается только в тектоническом блоке по р. Колтюбе и ее правому притоку – р. Гиляшкол [378]. Подкомплекс сложен сланцами биотит-кварц-плагиоклазовыми, хлорит-биотит-кварц-плагиоклазовыми и хлорит-плагиоклазовыми, местами – послойно мигматизированными. Повсеместно залегание пород опрокинутое. Мощность ташлыккольского подкомплекса более 350 м.

Биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые, в различной степени мигматизированные. Они сложены (%): кварцем (20–50), альбитом или альбит-олигоклазом (40–60) и биотитом (до 10–15), отмечаются хлорит (до 10–20), серицит (до 20), редко – гранат (до 2–3), апатит, циркон, рудный минерал, эпидот, цоизит, карбонат, лейкоксен, сфен. Текстура пород сланцеватая, полосчатая с реликтами слоистой. Структура лепидогранобластовая и гетеробластовая. Лейкосома мигматизированных сланцев плагиогранитного состава. Метаморфические изменения в породах развиты неравномерно. Хлорит-плагиоклазовые сланцы темно-зеленые, состоящие из примерно равного количества хлорита и плагиоклаза с незначительной примесью эпидота, цоизита, серицита, кварца, карбоната, лейкоксена и рудных минералов.

Породы подкомплекса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Последующий диафторез протекал в условиях низких ступеней фации зеленых сланцев.

Верхнепротерозойский возраст определяется значениями, полученными U-Pb методом по цирконам из мигматизированных сланцев – от 772,4 до 859,9 млн лет [378]. По обломочным цирконам трех разновидностей получены цифры от 1 250 до 270 млн лет, а для цирконов с округлыми ядрами – 520 млн лет [181]. Sm-Nd возраст – 1 145–1 368 млн лет [211]. Уран-свинцовое датирование мигматизированных пород позволяют установить время выделения лейкосомы в пределах 524,2±50 млн лет [211].

Шаукамнысыртский метаморфический комплекс на площади работ представлен шаукольским и мораллыккольским метаморфическими подкомплексами. Образования интенсивно дислоцированы, отмечается множество разрывных нарушений (разрезы 122, 125, прил. 6). На площади листа и смежной с востока территории они детально описаны Снежко В. А. и др. [378, 380] и Письменным А. Н. и др. [352].

Шаукольский метаморфический подкомплекс гнейсо-сланцевый (gsPR₂šk) выделен Потапенко Ю. Я. [362] по р. Шаукол. Обнажен по р. Кубань и ее левому притоку – р. Колтюбе, а также по р. Теберда в районе пос. Нижняя Теберда. Сложен слюдянными, реже хлоритовыми и амфиболовыми порфиробластовыми сланцами, изредка с прослоями кварцитов. Низы комплекса неизвестны, перекрывается стратиграфически несогласно отложениями перми и нижней юры.

В междуречье Кубань–Колтюбе нижняя часть подкомплекса представлена толщей (более 500 м) сланцев лейкократовых порфиробластовых мусковит-хлорит-кварц-альбитовых, в отдельных прослоях – гнейсовидных. Местами в сланцах отмечается гранат, прослой графитистых кварцитов, графитистость в сланцах (разрез 122, прил. 6). Верхняя часть сложена толщей (более 300 м) аналогичных сланцев с прослоями эпидот-хлоритовых, реже амфиболсодержащих разностей. Отмечаются редкие прослой и линзы кварцитов, эпидот-альбит-хлоритов гнейсов. Мощность подкомплекса более 800 м.

Сланцы мусковит-хлорит-кварц-плагиоклазовые, хлорит-мусковит-кварц-плагиоклазовые

светлые, обычно средне- и крупнопорфиробластовые, хорошо рассланцованные, иногда гнейсовидные, сложены (в %) альбитом (до 65), кварцем (до 35), мусковитом (до 20) и хлоритом (до 10) с примесью рудного минерала, турмалина, апатита, циркона, сфена, рутила; порфиробласты представлены альбитом (с многочисленными включениями кварца, мусковита, хлорита), гранатом. Текстуры пород сланцеватые, структуры от мелко- до крупнопорфиробластовых. Меланократовые сланцы темно-зеленые плотные, образованы минералами (в %) группы эпидота (до 30), хлоритом (до 30), альбитом (40–60) и частыми мелкими порфиробластами альбита, иногда сине-зеленой роговой обманки. Кварциты состоят почти исключительно из кварца (более 90 %) с небольшим количеством мусковита, хлорита, а также апатита, циркона и турмалина. В графитистых разностях отмечается графит (до 3 %).

Региональный метаморфизм пород отвечает биотитовой и гранатовой зонам зеленосланцевой фации, степень его нарастает вниз по разрезу. Породы свиты подверглись порфиробластезу.

Мощность шаукольского подкомплекса более 800 м. Абсолютный возраст базируется на значениях 865 млн лет (Rb-Sr) [16] и 834 млн лет (Sm-Nd) [211]. Кроме того, известны отдельные датировки порфиробластовых сланцев шаукольского метакомплекса, полученные K-Ar методом, в том числе 475, 480 и 530 млн лет по р. Даут и по р. Кубань [1881]. Лебедево Г. И., Усик В. И. [137] эти датировки связывают с наложенными процессами, а Потапенко Ю. Я [181] – с закрытием K-Ar системы при охлаждении метаморфитов. U-Pb датированием цирконов с использованием ионного зонда типа SHRIMP для сланцев шаукольского подкомплекса (р. Кубань, проба 537) получены цифры $558 \pm 8,9$ и $557 \pm 9,1$ млн лет; а для гнейсов (р. Кубань, проба 538) – $1\,170 \pm 4,2$, 738 ± 15 и 540 ± 10 млн лет [353].

Мораллыкольский метаморфический подкомплекс сланцевый (sPR_{2mr}) выделен Потапенко Ю. Я [362] по р. Кичи-Мораллык (правый приток р. Малка) и распространен в бассейне р. Колтюбе (разрез 122, прил. 6). В разрезе преобладают мезо-меланократовые эпидот-хлорит-альбитовые, альбит-актинолит-хлоритовыми сланцы с прослоями полосчатых амфиболитов, гранат-амфиболовых гнейсов, предположительно по аповулканогенным породам. Отмечаются прослой лейкократовых хлорит-серицит-кварцевых сланцев. Контакты с другими подкомплексами тектонические, перекрывается стратиграфически несогласно отложениями перми и нижней юры. Мощность более 450 м.

Меланократовые сланцы (более 50–60 %) представляют собой тонкополосчатые зеленые или темно-зеленые породы, сложенные (в %) альбитом (до 50), эпидотом (до 30) и хлоритом (до 20–30), иногда – кварцем (до 30). В амфиболсодержащих разностях развит актинолит (до 30), присутствуют сфен, титаномагнетит, карбонат, серицит, биотит, рудные минералы. Текстуры полосчатые и линзовидно-полосчатые, структуры лепидогранобластовые, порфиробластовые (порфиробласты альбита до 30–60 %).

Лейкократовые сланцы – светло-серые, серые и зеленовато-серые мелкозернистые породы, сложенные преимущественно кварцем и альбитом с примесью эпидота, хлорита, серицита. Текстуры пород сланцеватые, часто – тонкополосчатые, реликтовые слоистые. Структуры лепидогранобластовые, гранобластовые, реликтовые обломочные.

Региональный метаморфизм подкомплекса протекал преимущественно в условиях стильпномелановой зоны фации зеленых сланцев, постепенно усиливаясь вниз по разрезу до биотитовой зоны. В низах разреза отмечен альбитовый порфиробластез. Граница его постепенная косо секущая по отношению к первичной слоистости.

Позднепротерозойский возраст подкомплекса принят на основании данных Sm-Nd датировок – 834 млн лет [211]. K-Ar определения укладываются в интервал 475–530 млн лет [137, 391, 392].

Заюковский метаморфический комплекс сланцевый (sPR_{2z}) предположительно распространен в северо-восточной части листа, в Кисловодской СФЗ и показан только на разрезах и схеме доюрского фундамента. Образования комплекса были выделены на смежном с востока листе [352]. Они представлены кварц-сланцевыми сланцами с хлоритом, ставролитом, андалузитом, амфиболитами. Породы комплекса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Верхнепротерозойский возраст пород принят условно по аналогии с кубано-даутским и шауканьсыртским комплексами.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа интрузивные образования распространены во всех структурно-формационных зонах, охватывают возрастной диапазон от позднего протерозоя до средней юры и представлены разностями от ультраосновных до кислых. Они отражают динамику и последователь-

ность геологического развития территории. Современная картина размещения доюрских магматических пород свидетельствует о резком преобладании гранитоидов в мегазоне горст-антиклинория Главного хребта, тогда как в грабен-синклинории Передового хребта развиты преимущественно породы среднего, основного и ультраосновного состава. В доюрском основании Карачаево-Черкесского горст-антиклинория в обнажениях и по геофизическим данным на изученной площади и на смежных листах [352, 371] отмечаются тела гипербазитов протерозоя, скважинами вскрыты среднекарбоновые граниты малкинского комплекса, на дневной поверхности широко распространены тела раннеюрского маринского вулканического комплекса.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Гипербазиты серпентинизированные (ΣPR_2). В этот комплекс включены все тела гипербазитов и серпентинитов мегазон Карачаево-Черкесского горст-антиклинория и грабен-синклинория Передового хребта, залегающие среди протерозойских метаморфических образований. Они обнажаются в верховьях рр. Ацгара и на правом берегу р. Теберда (разрез 193, прил. 6). Тела преимущественно пластовые, субогласные или линзовидные крутопадающие, в основном с тектоническими контактами (протрузии).

В Блыбской зоне (р. Ацгара) [61, 321, 322] эти образования представлены аполерцолитовыми серпентинитами, состоящими из антигорита, реже – хризотила, частых реликтовых зерен оливина, ромбического и моноклинного пироксена, брусита, магнетита, хромшпинелидов [97].

На правом берегу р. Джемгаг (правый приток р. Теберда, разрез 193, прил. 6), среди образований армовского метаморфического комплекса, отмечаются частые линзовидные тела гипербазитов протяженностью до первых сотен метров и мощностью до 27 м. Возле контактов, а местами и внутри тел, отмечается лиственитизация, оталькование, частичная слюдизация (фуксит, флогопит), сеть прожилков кварца, кальцита. В центральных частях тела сложены серпентинитами с пластинчато-волокнистым антигоритом, зернистыми агрегатами рудных минералов и кальцитом [317].

Гипербазиты в пределах Ацгаринского тектонического покрова слагают ряд пластообразных тел в зонах тектонических нарушений. Самое верхнее тело (до $2 \times 1,5 \times 0,2$ км) расположено над кяфар-заканским подкомплексом на правом берегу р. Кяфар. Самое нижнее залегает вдоль нижнего контакта Ацгаринского тектонического покрова. Его мощность до 300–400 м, протяженность – более 5,5 км [321]. Контакты гипербазитов с вмещающими образованиями повсеместно сопровождаются лиственитизацией, серпофитизацией. Встречаются тела плагиоклазитов, жилы кварца, лиственитов, тальцитов, пектолитов, реже – розовых ксонотлитов. Гипербазиты представлены серпентинитами и амфиболовыми гарцбургитами [321]. Состав серпентинитов: антигорит, серпофит, реже – хризотил и крупными кристаллами (до 5 мм) бастита. Часто отмечаются магнетит, кальцит, тальк, реже – оливин, хромшпинелиды. Тела гарцбургитов (до десятков метров мощности) сложены оливином и амфиболом (бесцветный, ряда кумингтонит–грюнерит) с незначительной примесью ромбического пироксена, отдельными зернами клинопироксена и хромшпинелида. Оливин в виде тонкозернистой массы образуется по серпентину. Появление «свежих» оливина и пироксена, а также образование амфиболов в гипербазитах одни исследователи объясняют воздействием интрузий комплексов, другие – процессами регионального метаморфизма. Калий-аргоновая датировка валовой пробы гипербазитов (правом берегу р. Кяфар) дала значение 1 406 млн лет [392].

По северному обрамлению грабен-синклинория Передового хребта отмечаются протяженные контрастные магнитные аномалии. Они позволяют предполагать обширное развитие гипербазитов в междуречье Уруп–Колтюбе (на схеме доюрского фундамента).

В бассейне р. Уруп гипербазиты обнажены по р. Псекенча (обнажение 27, прил. 6) и вскрыты скважиной 28. По периферии они переходят в обохренные листвениты с кварцевыми жилами. Отмечены жилы (до 1 м) гранат-везувиановых пород [219]. Гипербазиты представлены антигорит-хризотилловыми серпентинитами, предположительно апоперидотитовыми [97], с жилами магнетита.

Севернее с. Маруха, в скважине 75 на глубине 1 000–1 004 м и в скважине 85 на глубине 1 083–1 084 м гипербазиты представлены антигорит-хризотилловыми серпентинитами с агрегатами рудных минералов и тонкодисперсным карбонатом.

В районе пос. Нижняя Теберда (разрез 156, прил. 6) обнажены отдельные выходы серпентинитов мощностью более 30–35 м. Гипербазиты прорваны штоком (25 м) гранит-порфиров с оторочкой метасоматитов (0,4–0,7 м) и жилами кварца, кальцита. В окраинных частях гипербазитов отмечаются мощные (до 9 м) зоны лиственитов, внутри тела – частые трещины с серпофитом. Минеральный состав гипербазитов [97]: хризотил, бастит, хромшпинелиды, магнетит.

Антигорит крайне редок. Серпентиниты по химическому и минеральному составу апоперидотитовые [97].

В бассейне р. Колтюбе выходы гипербазитов по составу аналогичны Нижнетебердинским.

Датировки абсолютного возраста гипербазитов К-Аг методом вызывают многочисленные дискуссии. Значения возраста по валовым пробам: р. Псекенча (р. Уруп) – 1 048 млн лет [392], в пределах Ацгаринского тектонического покрова в междуречье Кяфар–Кяфар–Агур – 1 406 млн лет [392]. Абсолютный возраст гранит-порфиров, прорывающих гипербазиты района пос. Нижняя Теберда, К-Аг по биотиту – 447 млн лет [392] и валовой пробе – 408 млн лет [392]. Кроме этого имеются К-Аг датировки возраста рвущих серпентиниты гранитоидов без указания анализируемого материала – 478 и 447 млн лет [391]. Верхнепротерозойский возраст рассматриваемых ультрабазитов принят условно.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Алибекский комплекс гнейсо-габбро-диоритовый плутонический выделен Долей А. Н. [296] (петротип 204, прил. 6) и распространен в верховьях рр. Теберда, Аксаут, Маруха и Кизгыч среди образований буульгенского метаморфического комплекса. В его составе выделяют две фазы.

К *первой фазе* (vOa_1) отнесены массивы и мелкие тела габбро, габбродиоритов, гнейсодиоритов. Габбро слагают пластообразные массивы и располагаются обычно на границе клычского и домбайского подкомплексов. Наиболее крупный из них, расположенный в верховьях р. Алибек (левый исток р. Теберда), имеет ширину выхода 0,5–0,8 км и протяженность до 10 км. В габброидах встречаются шлиры мелко-среднезернистых габбро-амфиболитов, а также многочисленные ксенолиты биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Крупные тела и массивы габброидов в краевых частях милонитизированы и приобрели облик «гороховидных гнейсов» (бластомилонитов). Центральные части сложены средне-крупнозернистым габбро, содержащим иногда выделения габбро-пегматита (Марухский перевал). Габбро петрографически представлено крупными табличками сосюритизированного плагиоклаза, между которыми располагаются более мелкие неправильной формы призмы бледно-зеленой роговой обманки, эпидота. Диориты – крупнозернистые породы с очковой гнейсовой текстурой, сложенные плагиоклазом (олигоклаз-андезин), роговой обманкой, биотитом. Плагиоклазы двух генераций: мелкие свежие метаморфогенные зерна и крупные сильно измененные, раздробленные, почти потерявшие идиоморфизм. Новообразованный биотит замещает бластокласты плагиоклаза и, частично, роговую обманку [47].

Вторая фаза ($pyOa_2$) представлена плагиогранитами (в верховьях р. Аксаут наблюдалось пересечение габброидов жилой плагиогранита [296]), залегающими преимущественно в среди пород домбайского метаморфического подкомплекса. В виде небольших выходов плагиограниты были встречены в бассейне рр. Кизгыч, Маруха и в верхнем течении р. Аксаут. Это массивные и огнейсованные светлые крупнозернистые породы с порфировыми выделениями (до 2–4 мм) округлых зерен полевого шпата (альбит-олигоглаз), погруженными в более мелкозернистую массу. Под микроскопом породы имеют катакластическую, бластомилонитовую и бластопорфировую структуры. Крупные округлые или несколько вытянутые по гнейсоватости зерна кварца обладают резким волнистым погасанием. Встречаются микроклин, гранаты (альмандин, спессартин) [55]. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, биотита, хлорита и мусковита с примесью зерен эпидота и клиноцоизита.

На диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ фигуративные точки пород комплекса располагаются в полях габбро, габбродиоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов. По степени щелочности они относятся к нормальному ряду, а по типу щелочности – к натриевым. А. Н. Доля и др. [296] относят породы комплекса к толеитовой серии. Геодинамическая обстановка его формирования определяется Ханелем М. и др. [162] как коллизия фрагментов земной коры на границе Восточно-Европейской платформы. Ордовикский возраст комплекса принят условно.

Туялинский комплекс габбро-перидотитовый плутонический выделен при проведении ГДП-200 [269, 300, 351] и назван по р. Туяла и распространен в междуречье Бол. Лабы–Учкулана. Ранее разными исследователями он рассматривался или в составе белореченского (лабинского) комплекса или выделялся в самостоятельный маркинский комплекс [296, 317]. Образования комплекса залегают в виде ксенолитов среди белореченских гранитов или слагают пластообразные, дайкообразные тела среди мигматитов гондарайского комплекса размером от первых десятков метров до первых километров [296, 317]. В составе комплекса выделяется две

фазы.

Первая фаза ($\nu\sigma D_3t_1$) представлена серпентинитами, пироксенитами, перидотитами. Гипербазиты в виде мелких тел распространены в верховьях рр. Аманауз, Маруха, Аксаут, Даут и Учкулан [3, 97, 219, 296, 317], большей частью в зонах тектонических нарушений и на геологической карте не показаны. Перидотиты и пироксениты отмечаются в левом борту рр. Гондарай (до 800 м), Марка, Кти-Теберда. Состав их: оливин (до 25 %), роговая обманка, гиперстен, биотит. В бассейне р. Учкулан [317] состоят из авгита (до 80 %), амфибола и рудных минералов. Встречаются горнблендиты [296], сложенные роговой обманкой (до 85 %), рудными минералами. Серпентиниты сильно рассланцованы, оталькованы и местами приобретают нефритовый облик [296]. Их особенностью является непостоянство петрографического состава. Это антигоритовые, хризотилитовые и хризотил-антигоритовые разности с остатками первичных минералов (оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, роговой обманки) или без них.

Габброиды и диориты *второй фазы* (νD_3t_2) развиты в междуречье Бол. Лаба–Учкулан. Кроме указанных на геолкарте, отмечаются ксенолиты и небольшие тела по рр. Маруха, Марка, Даут. Центральные части наиболее крупных тел сложены крупнозернистыми габбро (габбро-амфиболитами), диоритами, постепенно переходящими к периферии в среднезернистые амфиболитизированные габбродиориты, диориты. Имеются шпироподобные выделения более крупнозернистых габбро-пегматитов. Габбро, габбродиориты, диориты имеют близкие составы: роговая обманка (20–60 %), плагиоклаз (40–70 %), рудные (до 3 %), эпидот, апатит, сфен, редко – пироксен (до 25 %). Состав плагиоклаза: от лабрадора № 55–60 до андезина № 35–40). По роговой обманке развиваются актинолит, биотит и хлорит. Габбро и диориты характеризуются офитовой, пойкилофитовой, аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой структурами.

В петрохимическом отношении породы туялинского комплекса относятся к нормальным и умереннощелочным рядам калиево-натриевой серии, отношение натрия к калию изменяется от 1,1 до 2,5. По отношению суммы щелочей к кремнезему и глинозему, в большинстве своем, породы комплекса соответствуют известково-щелочной серии и относятся к классу высокоглиноземистых. Характеризуются относительно низкой магниальностью (содержание MgO – от 1,8 до 7,6 %) и высокой железистостью (содержание суммарного железа изменяется от 4,5 до 11,5 %). Практически все разновидности характеризуются низкими содержаниями окиси титана от 0,01 до 1,2 %, а отношение K_2O/TiO_2 всегда выше единицы. По отношению к кларкам породы туялинского комплекса характеризуются повышенными содержаниями мышьяка, олова, молибдена, бериллия, вольфрама [296].

Верхний возрастной предел комплекса устанавливается по широкому развитию ксенолитов гипербазитов, габбро и диоритов в гранитоидах белореченского комплекса (ранний карбон). В то же время породы комплекса моложе гондарайского мигматитового комплекса, который они прорывают [269]. По данным уран-свинцовых изотопных исследований абсолютный возраст габброидов комплекса $323 \pm 0,8$ и 368 ± 19 млн лет [351]. Первое из них отражает омоложенный возраст, а второе позволяет принять возраст туялинского комплекса как позднедевонский [353, 354].

Белореченский комплекс гранитовый плутонический (γC_1b) впервые был выделен Ефремовым Г. М. [354] в бассейне р. Белой и детально описан при ГДП-200 [322, 351, 352]. Интрузии комплекса слагают тела различных размеров – от крупных интрузий (массивов) до небольших пласто- и линзообразных тел или даек и штоков. Вмещающими породами являются, в основном, мигматиты гондарайского комплекса. Контакты с вмещающими породами нечеткие, как правило, наблюдаются постепенные переходы от гранитов к вмещающим породам [296, 317]. Интрузии комплекса разнообразны как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. По-видимому, в связи с этим исследователи по-разному определяют его фациально-фазовую характеристику [296, 321, 386]. Петротипическим является Тебердинский массив (петротип 200, прил. 6) [386], где широко развиты такситовые разновидности гранитов с крупными порфиroidными выделениями микроклина и без них. В массивах выделяются три группы пород без четкой закономерности их расположения в массивах. Это, прежде всего, светло-серые равномернозернистые крупно-, реже среднезернистые гранитоиды. Затем крупно-среднезернистые такситовые разновидности, связанные с первыми постепенными переходами. Третью группу слагают такие же крупно-среднезернистые такситового облика гранитоиды, но содержащие крупные (до $(1-2) \times (5-7)$ см) порфиroidные выделения калиевого полевого шпата. В кровле некоторых массивов отмечаются грейзены [296, 386] и ксенолиты различных пород. В своем большинстве они представлены биотитовыми гнейсами и амфиболитами макерского комплекса, мигматитами гондарайского комплекса, реже – гипербазитами, габбро и диоритами туялинского комплекса.

Гранитоиды первой группы характеризуются гипидиоморфнозернистой, гранитовой, редко порфировойкилобластовой структурами и массивной, слабо гнейсоватой текстурой. Вторая группа пород имеет такситовую гнейсовидную текстуру и характеризуется гипидиоморфнозернистой, гранитовой, порфировойкилобластовой структурами. В порфировидных гранитоидах сохраняются текстурно-структурные особенности, присущие гранитоидам второй группы. Однако в них более резко выражена порфириобластовая структура. Состав гранитоидов первой группы отличается сравнительно небольшими колебаниями содержаний породообразующих минералов: плагиоклаз – 20–30 %, калиевый полевой шпат – микроклин – 10–30 %, кварц – 35–45 %, биотит – до 5,5 %, мусковит – до 3 %. Плагиоклазы – альбит, альбит-олигоклаз. Микроклин ксеноморфен. Его особенностью является наличие широких веретеновидных или решетчатых полисинтетических двойников, пертитовых вростков плагиоклаза. Ксеноморфные зерна кварца имеют ровное или слабоволнистое погасание. Гранитоиды второй группы белореченского комплекса характеризуются значительным колебанием количественных соотношений породообразующих минералов, а свойства минералов сходны с первой группой. Довольно часто рассматриваемые породы несут следы катаклаза. Пегматоидные граниты комплекса представлены крупными (до 1 см) кристаллами решетчатого микроклина (до 70–80 %), иногда с графическими прорастаниями кварца, идиоморфным короткопризматическим плагиоклазом (10–20 %), ксеноморфным кварцем (5–7 %), биотитом (3–5 %) и мусковитом (1–2 %).

По степени щелочности гранитоиды белореченского комплекса являются породами нормального ряда. По типу щелочности, относятся к натриевому и калиево-натриевому, редко – калиевому типам. Низкотитанистые, умеренно низко-, умеренно и высокоглиноземистые. На диаграммах $MgO-SiO_2$ и $P_2O_5-SiO_2$ фигуративные точки группируются вдоль тренда гранитов S-типа. По величине коэффициентов калиевости (0,26–0,38) и железистости (0,50–0,57) большая часть белореченских гранитов приближаются к гранитам I-типа. Величины стронциевых отношений этих пород находятся в пределах 0,70864–0,70963, что также сближает их с гранитами I-типа (по классификации Chappel B. W., White A. J. P.).

Породы комплекса характеризуются повышенными концентрациями: серебра, мышьяка, олова, молибдена, вольфрама, кобальта, скандия; бериллия, ниобия, цинка, висмута, меди [296, 317]. Гранитоиды белореченского комплекса по геохимическим характеристикам близки к палингенным гранитоидам известково-щелочной серии по классификации Л. В. Таусона.

Возраст гранитов белореченского комплекса по K-Ar и U-Pb датировкам – 350–425 млн лет [137, 351, 391, 392]. Появление гальки крупнозернистых гранитов белореченского облика в отложениях башкирского яруса среднего карбона фиксирует их верхнюю возрастную границу. Учитывая изложенное, а также данные U-Pb датировок (357±4,6 млн лет [351]) возраст белореченских гранитов принят как раннекарбонный [353, 354].

Дуккинский комплекс диорит-лампрофировый гипабиссальный ($\delta\pi; \chi C, d$) выделен при ГДП-50 [321] в бассейне р. Дукка, приток р. Архыз и распространен в верховьях рр. Бол. Лаба, Дукка, Дучинка. В состав комплекса входят дайки и субсогласные жилы диоритовых порфиритов и лампрофиров [68, 321], которые секут белореченские граниты и, в свою очередь, прорываются гранитами уллукамского комплекса. Мощность даек до 3–6 м, протяженность десятки и сотни метров. Локализуются, в основном, в верхнепротерозойских метаморфитах макерского комплекса, реже – в белореченских гранитоидах. Особенностью комплекса является его связь с метаморфогенно-магматическими купольными структурами, контролирующими размещение вольфрамового оруденения. По геологическим признакам комплекс формировался в регрессивный этап регионального метаморфизма, до становления гранитов уллукамского комплекса [68].

В составе преобладают диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты. Неизменные их разности сложены плагиоклазом (55–60 %), амфиболом (25–30 %), кварцем (до 15 %), микроклином (до 5 %). Из аксессуарных минералов определены апатит, рутил и ильменит. Амфибол представлен кристаллами роговой обманки. Фенокристаллы плагиоклаза (до 5 мм) интенсивно серицитизированы и сосюритизированы. Их центральные части сложены андезином, а периферические – более кислым плагиоклазом. Основная масса состоит из мелких (до 0,3 мм) идиоморфных кристаллов андезина, ксеноморфных изометричных зерен кварца, а также роговой обманки. Кварц заполняет промежутки между плагиоклазом и амфиболом и обладает волнистым погасанием. Микроклин в виде ксеноморфных выделений наблюдается между зернами роговой обманки.

К лампрофирам отнесены породы среднего состава с обильными выделениями длиннопризматических (до 1–2 см) кристаллов роговой обманки, высоким содержанием калиевых полевых шпатов, биотита. Основными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (лабрадор, до 35 %), амфибол (до 50 %), кварц (до 5 %), микроклин (до 25 %), биотит (до

15 %). Амфибол представлен идиоморфными, часто сдвойникованными кристаллами роговой обманки, по которой развивается биотит, иногда полностью замещающий ее кристаллы. По модальному количественно-минеральному составу относятся к подгруппе полевошпатовых лампрофиров.

Основная часть фигуративных точек пород комплекса на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ попадает в поле диоритов и кварцевых диоритов. По петрохимическим особенностям относятся к умеренно- и весьма высокоглиноземистым породам нормального петрохимического ряда натро-калиевой серии, лишь часть лампрофиров – к умереннощелочному ряду. Породы комплекса отличаются от стандартных повышенным содержанием железа, калия и магния.

Лаврищев В. А. и др. [68, 321] считают временем формирования дуккинского комплекса средний–верхний палеозой, утверждая, что граниты белореченского комплекса секутся дайками комплекса и, в свою очередь, прорываются гранитами и жильными производными уллукамского комплекса. На этом основании возраст комплекса принят раннекарбонным [354].

Уллукамский комплекс гранитовый плутонический ($\gamma\text{C}_2\text{U}$) впервые был описан как граниты типа Уллукам (по притоку р. Кубань – р. Уллукам) Агалиным Г. П. [302]. Широко распространен в междуречье Бол. Лаба–Даут–Учкулан. В качестве петротипа описан Псышский массив, расположенный в истоках р. Бол. Зеленчук (петротип 196, прил. 6) [386]. Гранитоиды слагают штокообразные субизометричной или неправильной формы, а также пластообразные (мощностью до 2–2,5 км) массивы. Контакты с вмещающими доверхнепалеозойскими породами магматические, эндоконтактные изменения проявлены слабо и сводятся обычно к уменьшению размерности зерен (зоны закалки) и увеличению количества мусковита и кварца. Очень редко содержат ксенолиты; которые представлены диоритами туялинского комплекса, амфиболитами, гнейсами и сланцами [296, 317]. Граниты комплекса представлены однородными мелко-среднезернистыми разностями, по составу они как биотитовые, так и двуслюдяные, обычно «свежего» облика. Внутреннее строение массивов, как и минеральный и химический состав гранитов, характеризуются выдержанностью и стабильностью, что свидетельствует о хорошей гомогенизации исходного расплава. Количественные вариации содержаний породообразующих минералов следующие: плагиоклаз – 38–45 %, микроклин – 22–31 %, кварц – 34–47 %, биотит – 3,6–8 %, мусковит – 6–13 %. Акцессорные минералы (до 1 %) представлены апатитом, сфеном, цирконом, турмалином, монацитом, ильменитом и др. [296, 317, 321].

На диаграмме Штрекайзена фигуративные точки гранитов группируются на границе поля семейства гранитов с полями умереннощелочных гранитов, лейкогранитов и умереннощелочных лейкогранитов. По типу щелочности являются натриевыми и калиево-натриевыми. Умеренно высокоглиноземистые, крайне низкотитанистые. На диаграмме $\text{MgO}_2-\text{SiO}_2$ они группируются вдоль тренда гранитов S-типа, на диаграмме Хитрунова А. Т. они располагаются в поле калиевых гранитов S-типа. На диаграмме Дж. Пирса они характеризуются как синколлизонные образования.

Для жильных и дайковых тел установлены наиболее высокие содержания рудных минералов. Характерны повышенные концентрации олова и бериллия (до 20–30 кларков концентраций). По величине ИНК (от 22 до 215) они относятся к рудоносным. К дайкам приурочено молибденовое, золото-мышьяковое и мышьяково-полиметаллическое оруденение, к пегматитам – проявления олова и вольфрама.

Среднекарбонный возраст гранитов подтверждается многочисленными геохронологическими определениями различными изотопными методами [386]. По данным U-Pb определений он соответствует $329,4\pm 6,3$ млн лет [351] и 316 ± 3 млн лет [353].

Аксаутский комплекс аляскит-гранитовый гипабиссальный ($\gamma\text{п};\text{el}\gamma;\text{aP}_1\text{a}$) выделен Барановым Г. И. [276] в верховьях реки Аксаут. Представлен дайками аляскитов, гранит-порфиров и аплитов среди верхнепротерозойских мигматитов, слюдяных сланцев и гнейсов макерского комплекса, белореченских и уллукамских гранитоидов [294, 337].

Аплиты представляют собой светло-серые мелкозернистые породы, состоящие из микроклина (50–60 %), кварца и альбита (по 20–25 %).

Аляскиты (лейкократовые граниты) отличаются от аплитов большей зернистостью и существенно полевошпатовым составом. Макроскопически это белые среднезернистые породы, сложенные кислым плагиоклазом и микроклином (до 85 %), кварцем (5–30 %), мусковитом (до 10 %). Биотит встречается очень редко.

В гранит-порфирах структура порфировидная с микрогранитовой структурой основной массы. В биотитовых и двуслюдяных разновидностях выделяются интрателлурическая фаза и основная масса [294]. В первой наиболее ранними образованиями предполагаются андезин и кварц, позднее кристаллизуются микроклин и биотит. Основная масса сложена олигоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом и мусковитом. Акцессорные минералы представлены

цирконом, апатитом и сульфидами.

На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки составов ложатся в поле гранитов и лейкогранитов нормального и умереннощелочного ряда. По типу щелочности они являются натриево-калиевыми и калиево-натриевыми. Это умеренно низко- и умеренно высокоглиноземистые, весьма низкотитанистые, умеренно калиевые и умеренно натриевые породы.

Данных об абсолютном возрасте нет. Раннепермский возраст его принят условно по геологическим данным (прорывают граниты уллукамского комплекса) [353, 354].

ГРАБЕН-СИНКЛИНОРИЙ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Кяфарский комплекс ультрабазитовый плутонический (σO_1k) описан в работах Соболева Н. Д. [219], Хильтова Ю. Н. [239], Каденского А. А. [107], Баранова Г. И., Кропачева С. М. [33], Белова А. А. [45], Хаина Е. В. [237], Снежко Е. А. [218] и др. Назван по р. Кяфар (петротип 138, прил. 6). Распространен в междуречье Кяфара и Теберды. Комплекс включает сильно серпентинизированные аполерцолиты, апогарцбургиты, аподуниты. В качестве петротипа приняты массивы Кяфарско-Кяфар-Агурский и горы Джамаракли-Тебе [386]. Массивы бассейнов рр. Кяфар-Кяфар-Агур имеют размеры порядка 25 и 7 км² при мощности до 300–400 м. Автолитов и ксенолитов не отмечено, пересекаются жильными телами типа родингитов. В левом борту р. Кяфар-Агур отмечена дайка (0,6 м) [321], состоящая из моноклинного пироксена (60 %), серпентина по оливину (25 %), биотита-флогопита (10 %), амфибола (5 %); аксессуарные – гранат, апатит, магнетит. По химическому составу дайка соответствует биотит-пироксеновому пикриту щелочного ряда. На контакте с карбонатными породами джентинской свиты развиты тела лиственитов. Серпентиниты комплекса массивные трещиноватые с серпофитом по плоскостям. Часто отмечаются овальные выделения бастита (до 0,7 мм; 10–15 %), придающие породе порфирированный облик. Первичные минералы (оливин, пироксен) часто замещены серпентином (антигорит), ромбический пироксен – баститом, моноклинный пироксен – актинолитом и хлоритом. В виде реликтов изредка встречаются не полностью серпентинизированные дуниты, реже – гарцбургиты и лерцолиты. Аподуниты имеют незначительное развитие на западных отрогах г. Джамаракли-Тебе, где они встречаются в виде жилок или участков 1×5 м. Микроструктура пород петельчатая, обусловленная замещением оливина серпентином. Кроме последнего и остатков оливина, отмечаются также хромшпинелиды. Реликты апогарцбургитов отмечены в районе г. Джамаракли-Тебе. Минеральный состав их: оливин (75 %), ортопироксен (21 %), серпентин (3 %), тремолит (2 %), диопсид (0,5 %), хлорит (1,5 %). Структура этих пород кристаллически-зернистая, участками – петельчатая. Однако в большинстве случаев порода почти нацело состоит из антигорита. Аполерцолиты Мало-Кяфарского массива [106] состоят преимущественно из диопсида с незначительной примесью оливина и ромбического пироксена, серпентина (антигорит). Оливин почти нацело серпентинизирован, при этом образуются многочисленные выделения магнетита. Хлорит и тремолит развиваются по диопсиду. В других случаях наблюдается замещение пироксена зеленоватым и буроватым амфиболом и выделение кристалликов ильменита. С гипербазитами в районе г. Джамаракли-Тебе связано проявление хромита, представленное многочисленными корочками, жилками, вкрапленностью. Тела лиственитов, как правило, обнаруживают золотоносность. По петрохимическим характеристикам породы кяфарского комплекса в большей степени тяготеют к океаническим гипербазитам.

Возраст пород комплекса проблематичен. По одним данным [302] он является раннепалеозойским, по другим [344] – гораздо древнее, т. е. докембрийским. Учитывая, что соседний член триады, габброиды, показывает К-Аг возраст 457–493 млн лет [237] и Sm-Nd датировку для двухточечной минеральной изохроны «плаггиоклаз–амфибол» – 470±96 млн лет и тот факт, что гипербазитовый рстит является самым древним членом офиолитовой ассоциации, возраст комплекса принят раннеордовикским.

Архызский комплекс габбро-габбродiorитовый плутонический ($v\text{O}_2ar$) впервые описан в литературе под этим названием Хильтовым Ю. Н. [239]. Его описание приводится в многочисленных работах [106, 237, 321, 341] и др. Развита между рр. Кяфар-Агур–Маруха, а также в бассейне р. Теберда. Как и вся офиолитовая ассоциация, архызский комплекс является составной частью Марухского покрова. В современном, опрокинутом залегании, они расположены под гипербазитами и над базитами карабекского комплекса. Контакты часто тектонические. На левом борту долины р. Кяфар-Агур, в зоне сочленения с ультрабазитами, развиты пироксениты [340]. Местами на этом контакте развивается 4–5-метровая зона тремолитовых пород. Разными исследователями [237, 321, 341] отмечались шпильеры серпентинитов (до 10×50 м) в габброидах. Граница габброидов с базальтами карабекской свиты представлена зоной (несколько десятков метров) сложного сочетания тел габбро и даек микрогаббро. Далее она сменяется зоной субпа-

параллельных даек и силлов (до 5–6 м) микрогаббро. В переходной части отмечаются жилы габбро-пегматитов (до 3 м) [45, 237, 321].

Комплекс представлен габбро, габбродиоритами, микрогаббро. Петротип комплекса – Архызско-Зеленчукский массив, где преобладают габброиды [386] (петротип 171, прил. 6). В габбро отмечаются линейно-параллельные текстуры, обусловленные взаимно-параллельными расположениями призм темноцветных минералов, типа линий течения. Нередко габброиды несут следы рассланцевания и огнейсования.

Габброиды, в большинстве своем, сходны между собой по минералогическому составу и отличаются в основном содержанием темноцветных компонентов [106, 239, 321, 340]. Структура их кристаллобластическая с реликтами гипидиоморфнозернистой или габбро-долеритовой, текстура массивная, иногда с элементами ориентированной. Преобладают среднезернистые разновидности, размер зерен составляет в среднем 3–5 мм. Темноцветные минералы в наиболее лейкократовых разновидностях содержатся в количестве 15–30 %, в мезократовых – 30–50 %, меланократовых – более 50 %. Это бурая или зеленоватая роговая обманка, актинолит, пироксен (в виде реликтов-диопсид). Сосюритизированный плагиоклаз составляет от 20–25 до 70 %. Реликтовые остатки его отвечают лабрадору № 56–65, иногда – вторичному альбиту. К числу вторичных минералов относятся также кальцит, эпидот, цоизит, лейкоксен.

Габбро-пегматиты обнаруживают гигантопризматическую структуру и массивную текстуру. Главные минералы их: амфибол (бурая, зеленая и почти бесцветная роговая обманка), клинопироксен, сосюритизированный плагиоклаз, тремолит, цоизит, эпидот, хлорит, кальцит, серицит. Второстепенные – апатит, магнетит, рудные.

Габбродиориты и диориты отличаются от габброидов не только меньшим количеством темноцветных, но и валовым химическим составом, хотя в отношении выделения этих пород существуют определенные вопросы. В составе пород участвуют амфибол (25–30 %), моноклинный пироксен (до 5 %), хлорит (10–20 %), плагиоклаз (40–50 %), минералы группы эпидота (10–15 %).

Микрогаббро из «комплекса параллельных даек» в бассейне р. Бол. Зеленчук и р. Кяфар-Агур (1,5–3,0 м) очень сильно изменены вторичными процессами. Структура их афирровая или реликтовая олигофирровая. Порфиновые вкрапленники слагаются плагиоклазом, иногда плагиоклазом в сростании с амфиболом. Основная масса имеет нематогранобластовую структуру и сложена агрегатом мелких зерен роговой обманки, плагиоклаза (около 33 %), эпидота, бесформенными выделениями хлорита. По данным Хильтова Ю. Н. [239] габброиды изменены автометаморфическими процессами.

Возраст пород комплекса по монофракции амфибола из габбро-пегматитов (левый борт р. Кяфар-Агур) – 457 ± 13 , 493 ± 15 млн лет (К-Аг, лаборатория ГИН) [237]; 741 млн лет (Аг-Аг, лаборатория Мон-Пелье, Франция, Х. Малуски) – материалы Омельченко В. Л. и Сомина М. Л. [344]. Авторами отчета была отобрана проба из пород комплекса в левом борту р. Большой Зеленчук (Архыз-Зеленчукский массив, проба 1254-43). Sm-Nd датировка для двухточечной минеральной изохроны «плагиоклаз–амфибол» – 470 ± 96 млн лет (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Возраст архызского комплекса принят среднеордовикским.

Озерокяфарский комплекс плагиогранитовый плутонический ($r\gamma D_2O$) назван по озеру Кяфар (в верховьях р. Кяфар; петротип 139, прил. 6). Выделен при ГДП-50 [321] в Марухском тектоническом покрове. Массив (1,2×0,25 км) прорывает отложения кяфар-агурской толщи, а его дайки – гипербазиты кяфарского комплекса. В кровле интрузии отмечаются ксенолиты вмещающих кварц-хлоритовых сланцев. Экзоконтактовые изменения выражены ороговикованием, осветлением, окварцеванием (жилы до 10 см), пиритизацией. Отмечаются дайки (до 4,5 м) аплитовидных и порфировидных плагиогранитов. Плагиограниты серые, светло-серые крупнозернистые до пегматоидных. Для них характерны зерна волнистопогасающего кварца и пластинки хлоритизированного биотита до 1 см. Средний состав: плагиоклаз № 3–6 (часто шахматный; 40 %), кварц (30 %), мусковит (20 %). Вторичные (10 %) – хлорит по биотиту, эпидот. В шлихах-протолочках отмечаются пироксен, гранат, амфибол, монацит, ксенотим, ильменит, циркон, рутил, сфен, пирит, малахит, шеелит, молибденит, галенит, киноварь и др. Плагиоклаз (до 3 мм) серицитизирован, пелитизирован. Отмечаются единичные зерна микроклина. Плагиограниты умеренно и высоконатровые, умеренно и высокоглиноземистые, весьма низкотитанистые, трондьемитового тренда дифференциации.

В левом борту р. Теберда, среди пород касеевской толщи Марухского покрова залегает еще одно тело плагиогранитов [385]. Это серые, иногда красноватые (обохренные), среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Сложены плагиоклазом (до 67 %), кварцем (20 %), хлоритом (12 %), гематитом (1 %). В самих гранитах и сопровождающих интрузии кварцевых жилах широко развита вкрапленность молибденита.

Абсолютный возраст (К-Аг метод) в петротипическом массиве: по биотиту – 315 ± 12 млн лет, по кварц-полевошпатовой массе – 315 ± 15 млн лет, из контакта даек плагиогранитов и гипербазитов – 350 и 367 ± 3 млн лет [61]. Учитывая омоложение по К-Аг методу, возраст комплекса условно принят среднедевонским.

Бахмуткинский комплекс диорит-порфириновый гипабиссальный (δD_{2-3b}) выделен Барановым Г. И., Грековым И. И. (1974 г.) и детально описан Омельченко В. Л. [339] (петротип 44, прил. 6) в бассейне р. Уруп и ее притоков – рр. Бахмутка, Пскент, Косая. Представлен силлами диорит-порфиринов, залегающих согласно или субсогласно среди филлитов андрюкской свиты. По имеющимся данным они слагают не менее 3 крупных тел мощностью $300\text{--}800$ м и протяженностью около 5 км и множество мелких. С учетом наличия аналогичных пород под юрским чехлом в районе г. Мохнатой и р. Себельды (скважина 72, прил. 6) общая протяженность пояса описываемых пород достигает $17\text{--}18$ км. Отмечаются дайки, кососекущие вмещающие породы [381]. В русле Урупа, севернее устья р. Бахмутки, в порфиритах наблюдались ксенолиты филлитов. Макроскопически это порфириновые, сланцеватые вдоль контактов и массивные в центре, породы светло-серой или серовато-зеленой окраски. Вкрапленники представлены полевым шпатом (до 2×3 мм, до $10\text{--}12\%$). Роговая обманка встречается не всегда и часто замещена хлоритом и эпидотом. Основная масса – полевошпат-серицит-кварцевый агрегат с гранобластовой структурой. На плоскостях рассланцевания отмечен серицит. Геодинамическая обстановка формирования пород комплекса неясна. В настоящее время они являются составной частью раннегерцинского Тоханского покрова.

Нижний возрастной предел – возраст вмещающих пород (средний–верхний девон), верхний – поздний визе (время герцинской складчатости). К-Аг определения возраста пород комплекса: р. Уруп – 332 ± 14 млн лет [392]; р. Пскент, левый приток р. Уруп – 340 ± 15 млн лет [392]. Возраст комплекса принят средне-позднедевонским.

Чиликский комплекс диорит-гранодиоритовый плутонический впервые описан Барановым Г. И. [22], назван [337] по хребту и горе Чилик (петротип 136, прил. 6). Распространен в верховьях рр. Кяфар, Чилик и Ацгара, где тела комплекса прорывают образования речепстинского метаморфического комплекса. Характеризуются сильной изменчивостью состава (от диоритов до гранодиоритов), наличием большого количества шлировых выделений, темных «ксенолитов», такситовых текстур [321]. Шлировые выделения представлены существенно амфиболовыми породами с незначительным содержанием биотита и плагиоклаза, реже – габбро. Они имеют уплощенную овально-линзовидную форму и ориентированы по гнейсоватости, местами (разрез 133, прил. 6) совпадая с направлением слоистости вмещающих метаморфических пород. Контакты с вмещающими образованиями как субсогласные, так и рвущие. На контактах отмечается фельдшпатизация, развитие силлиманита (фибrolита), иногда появление мигматитов, кварцевые, плагиоклаз-кварцевые жилы.

В формировании комплекса различают три фазы. *Первая фаза* ($\delta\text{C}_1\text{c}_1$) привела к образованию интрузий диоритов и кварцевых диоритов, содержащих большое количество шлиров и останцов габброидов. Ко *второй фазе* ($\gamma\delta\text{C}_1\text{c}_2$) относят тела более однородных гранодиоритов, имеющих резкие интрузивные контакты с массивами первой фазы. В заключительную *третью фазу* образовались жильные производные комплекса, представленные аплитами и пегматитами, реже встречаются гранит-порфиры, лампрофиры и др. [22, 302]. В связи с незначительными размерами и ограниченным распространением дайки третьей фазы на картах не показаны.

Наиболее представительным и изученным является Чиликский массив [386] (петротип 136, прил. 6), протягивающийся в субмеридиональном направлении на расстояние до 7 км при ширине выходов $0,7\text{--}3,5$ км. Более мелкие тела, относящиеся к первой и второй фазам, обладают пластовой или линзообразной формами. По внешнему виду диориты и кварцевые диориты представляют собой среднезернистые серые или розоватые породы с такситовой текстурой. Под микроскопом обычно наблюдается гипидиоморфнозернистая структура, но нередки и бластоцементные и очковые структуры. В мелких массивах, у кровли появляются гранофириновые образования. Для гранодиоритов в большей степени характерны катакластические структуры. Сильно катаклазированные их разности обладают бластоцементной и очковой структурами, слабо катаклазированные – гипидиоморфнозернистой. Среди жильных производных комплекса встречаются как породы с равномерномелкозернистой (аплиты, граниты и др.) и средне-крупнозернистой (пегматиты) структурами, так и образования с порфиривидной структурой (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и др.). В диоритах и кварцевых диоритах плагиоклаз составляет до $60\text{--}70\%$ объема породы и представлен призматическими серицитизированными и сосюритизированными зернами. По составу он отвечает андезину, в краевых частях – олигоклазу. Амфибол (роговая обманка) образует призматические зерна (до 2 мм), обладающие часто двойниковым сложением. Его содержание в породе составляет $20\text{--}30\%$, в меланократовых

разновидностях достигает 50 %. Ксеноморфные зерна кварца обладают волнистым погасанием, количество его не превышает 5 %. Редко встречаются свежие зерна микроклина с ясной двойниковой решеткой. Биотит присутствует в породе в виде отдельных чешуек, замещающихся по краям хлоритом. Хлорит развивается по биотиту и роговой обманке. В гранодиоритах также доминирует плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (50–70 %), образующий серицитизированные таблички с полисинтетическими двойниками. Роговая обманка (менее 10 %) встречается реже, образует в сравнении с плагиоклазом более мелкие короткопризматические зерна. Кварц (до 25 %) представлен ксеноморфными, иногда крупными (до 2,5 мм) зернами или агрегатами более мелких зерен с отчетливым волнистым погасанием. Микроклин редок, ксеноморфен, свеж. Биотит обычно встречается в виде реликтовых чешуек среди хлорита. Последний вместе с минералами эпидот-цоизитовой группы развивается и по роговой обманке. Мусковит встречается реже биотита, иногда содержатся примерно в равных количествах с биотитом (до 15 % каждого минерала).

На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки пород комплекса попадают в поля диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов. Лаврищев В. А. [321] считает, что породы Чиликского массива в значительной степени фельдшпатизированы. Это и обусловило размещение части фигуративных точек в поле умереннощелочных пород. По типу щелочности породы комплекса являются калиево-натриевыми ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ больше 0,3, но меньше 1). По степени титанистости и глиноземистости все разновидности пород являются умеренно и крайне низкотитанистыми, высокоглиноземистыми. Породы комплекса на диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ попадают в поля континентальных толеитов и трондьемитов [259]. Образование пород комплекса, возможно, происходило в условиях континентальной окраины активного типа [55, 259]. В гранодиоритах отмечаются повышенные кларки концентрации свинца, висмута, олова, хрома, бериллия, скандия. В диоритах к ним прибавляются молибден, стронций и натрий [321].

Нижний возрастной предел комплекса определяется интрузивными взаимоотношениями с верхнепротерозойским речепстинским комплексом. Определения абсолютного возраста дают значения от 302 до 330–367 млн лет (K-Ar) [386]. Возраст комплекса условно принят раннекарибонным по аналогии с белореченскими гранитоидами.

Заканский комплекс монцодиоритовый плутонический ($\mu\text{C}_1\text{z}$) назван по г. Закан, распространен в бассейне правого притока р. Бол. Лаба [354]. Интрузивные контакты монцодиоритов с породами кяфар-заканского метаморфического подкомплекса известны только в истоках р. Кяфар [321]. В виде тектонических линз они отмечены по разломам Пшекиш-Тырныаузской зоны, в зонах меланжа и тектонических останцах над образованиями Марухского покрова. Магматиты комплекса представляют собою хорошо обособленную совокупность геологических тел, сохраняющих единый на всем протяжении внешний облик и особенности химического и минерального состава. В качестве эталонного служит Кяфар-Агурский массив (петротип 137, прил. 6), на левобережье одноименной реки [321, 386]. Он сложен монцодиоритами и жилами лейкократовых гранитов, имеющих аплитовый облик. Мощность дайковых тел обычно изменяется от 0,2–0,3 м до первых метров, протяженность – 50–60 м. Некоторые исследователи в состав жильных производных комплекса включают спессартиты и керсантиты [294, 321], редкие дайки которых прорывают массивы. Ближе к краям массивов встречаются шпировидные обособления, представляющие собой обогащенные роговой обманкой участки, иногда присутствуют ксенолиты (до 10 м) амфиболитов, кристаллических сланцев и гнейсов. На контактах наблюдается развитие крупных чешуек биотита. Амфиболиты и амфиболовые гнейсы возле контактов трансформируются в темные крупно-грубозернистые породы, состоящие из амфибола, биотита, плагиоклаза, хлорита, эпидота, кальцита. Центральные части массивов, как правило, сложены крупнозернистыми монцодиоритами. Характерным является отсутствие процессов динамометаморфизма, породы не разгнейсованы. В краевых частях наблюдаются мелкозернистые порфиоровидные породы с планпараллельным трахитоидным расположением кристаллов полевого шпата. Структура пород, как правило, монцонитовая, обусловленная преобладанием призматических кристаллов плагиоклаза. При идиоморфизме роговой обманки структура становится призматическизернистой. Текстура массивная, такситовая и директивная. Количественно-минералогический состав монцодиоритов: плагиоклаз – 40–60 %, роговая обманка – 15–50 %, калишпат – 5–25 % (редко – до 40 %), биотит – 0–10 %. Максимально высокие содержания амфибола (до 50–60 %, даже до 80–90 %) наблюдаются в шпировых выделениях. Состав плагиоклазов колеблется от олигоклаза до андезина. Роговая обманка (0,5–2,5 мм) обладает частичным идиоморфизмом. Изредка в ней просматриваются реликты моноклинного пироксена. Микроклин образует ксеноморфные зерна, размеры которых часто в 2–3 раза превышают размеры остальных минералов. Спессартиты состоят из плагиоклаза (40 %), амфибола (43 %), ортоклаза (5 %), кварца (7 %), хлорита (3 %), чешуек биотита. Гранит-

тоиды даек сложены кварцем, плагиоклазом и калишпатом.

На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки тяготеют к полю пород умереннощелочного ряда. По содержанию щелочей и кремния они относятся к монцодиоритам и умереннощелочным гранитам. По типу щелочности являются натро-калиевыми (от умеренно калиевых до умеренно натриевых). Монцодиориты умеренно высокоглиноземистые, умеренно низкотитанистые с высоким содержанием фосфора (0,34–0,88 %) [259, 321]. Рядом исследователей отмечается более позднее образование калиевого полевого шпата и гибридное происхождение пород комплекса. Описанный комплекс возможно относится к габбро-монцонит-сиенитовой ассоциации областей сопряженной активизации [321].

Породы комплекса характеризуются повышенными концентрациями висмута, олова, кобальта, скандия.

Галька монцодиоритов отмечена лишь среди нижнепермских отложений [311].

К-Аг определения абсолютного возраста находятся в интервале 250–330 млн лет [322]. Раннекарбонный возраст комплекса принят условно [354].

Толстобугорский комплекс риолитовый вулканический (λC_2t) выделен Грековым И. И. и др. [83] и назван по хр. Толстый Бугор. Субвулканические образования комплекса слагают небольшие тела мощностью до 50–60 м и представлены риолитами, а ее вулканические аналоги – туфами и лавами кислого состава (толстобугорская свита). Субвулканические образования отмечаются лишь в бассейне р. Маруха (хребет Ужум Второй) и небольшие тела – на ее правобережье [311, 339]. Экзоконтакты слабо ороговикованы, в эндонтактовой части (8–9 м) породы приобретают тонкозернистый фельзитовидный облик. В центральной части отмечается порфиновый облик пород с выделением кварца (до 3–4 мм), реже – полевых шпатов, биотита (до 2–3 мм). Структура порфировая, иногда олигофировая, микрофельзитовая, микропойкилитовая. Вкрапленники кварца и плагиоклаза (5–25 %, до 20 %), редко – анортоклаза, биотита погружены в микрогранитовую основную массу. Характерны урансодержащие акцессории – циркон и сфен. В петрохимическом отношении (проба 632-2) фельзиты относятся к лейкогранитам ($\text{SiO}_2 - 74,85\%$, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} - 7,2\%$) калий-натрового ряда, высокоглиноземистым, весьма низкотитанистым. Возраст комплекса принимается среднекарбонным по многочисленным находкам флоры во вмещающих породах.

Пскентский комплекс гранитовый гипабиссальный (γC_2p) выделен в результате работ Кольцовской экспедиции [108, 109]. Наиболее широко развит в бассейне р. Уруп среди образований Тоханской зоны. В рамках комплекса выделяются основные разновидности (по структурным данным): гранит-порфиры, фельзиты, граниты.

В качестве петротипа принят Пскентский массив гранитоидов, расположенный в бассейне р. Уруп (петротип 41, прил. 6). Массив представляет собой пластообразное тело (силл), осложненное штоками и многочисленными ветвящимися и взаимно пересекающимися дайками, общей площадью около 5 км^2 при мощности 150–300 м. Более южный Бахмуткинский массив имеет площадь около 7 км^2 и мощность более 600 м. Мелкие дайки и штоки имеют мощность от 2 до 40 м. В породах встречаются ксенолиты вмещающих филлитов андрюкской свиты. Контакты с последними как согласные, так и секущие, обычно четкие, магматические. Массивы в значительной мере перекрыты юрскими отложениями.

Гранит-порфиры – светло-серые с зеленоватым или кремовым оттенком мелкозернистые породы с афировой или слабо выраженной микропорфировой структурой. Основная масса микропойкилитовая, часто мозаичная. В мелкозернистых разностях нередко более крупные выделения короткостолбчатых кристаллов плагиоклаза (альбит-оликоглаз, 0,15–0,4 мм).

Фельзиты – светло-серые, серые с бледным зеленоватым или желтоватым оттенком плотные породы. Текстура массивная, иногда – флюидальная, реже – слабополосчатая. Микроструктура афировая, местами микропорфировая с фельзитовой основной массой. Изредка встречаются редкие и мелкие (до 0,05 мм) вкрапленники альбит-оликоглаза и биотита. Основная масса кварц-полевошпатовая. В наиболее раскристаллизованных участках плагиоклаз образует микропойкилитовые срастания с кварцем в виде сферолитов диаметром до 0,3 мм.

Граниты – светлые и желтовато-серые породы с мелкозернистой основной массой и порфировыми выделениями кварца, плагиоклаза и биотита (3–9 мм). Общее количество вкрапленников – до 20 %. Основная масса микропорфировая, реже – микропойкилитовая. Характерно присутствие турмалина, который образует отдельные кристаллы размером до 0,5 см.

Породы комплекса относятся к постколлизийным гранитоидам А-типа, нормального ряда, с отклонениями к умереннощелочным. Их формирование происходило, по-видимому, в условиях активной континентальной окраины андского типа [294].

К постмагматическим изменениям пород комплекса относятся их метасоматические преобразования, наиболее хорошо проявленные в восточной части Пскентского массива гранитоид-

дов, где ширина зоны осветления достигает 200–300 м. В ее пределах все разности гранитоидов сильно гидрослюдизированы. Первичная структура сохраняется, однако породы превращаются в гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты и с ними связано гидротермальное оруденение урана.

Определения абсолютного возраста гранитоидов калий-аргоновым методом по р. Пскент, левому притоку р. Уруп, дают значения 299 млн лет (фельзит) [108], 326 ± 5 млн лет (дайка фельзита в «бахмуткинской» свите) [392]. Согласно легенде Кавказской серии возраст комплекса принят среднекарбонным [354].

Кинырчадский комплекс гранит-порфировый гипабиссальный ($\gamma\tau\alpha P_k$) выделен Грековым И. И. [83] и распространен среди отложений нижней перми. Детально изучался геологами Кольцовской экспедиции [258, 333, 334, 410] по р. Аксаут. В работах Омельченко В. Л. [164, 344] описан как кишкитский комплекс. Породы комплекса представлены штокообразными, лакколитообразными телами и дайками гранит-порфиров, фельзитовидных порфиров, реже – некками трахиандезитов [334].

Гранит-порфиры в петротипической местности представлены тремя изолированными массивами – Кишкитским (петротип 153, прил. 6), Белореченским и Нарытайским (Водораздельным), трахиандезиты слагают неск в устье р. Кишкит. Контакты интрузивных тел и вмещающих их пород интенсивно изменены метасоматическими процессами. По данным [164, 334, 344] они прорывают отложения аксаутской, кинырчадской свит, а их галька отмечается в гималдыкской свите.

Гранит-порфиры макроскопически выглядят серыми, иногда с вишневым оттенком, тонкозернистыми породами с изометричными вкрапленниками кварца. Микроструктура гранит-порфиров порфировая, иногда олигофировая, аплитовидная. Вкрапленники составляют до 10–15 % и представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем. Встречаются хлоритизированные зерна цветных минералов – преимущественно биотита, реже – роговой обманки. Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором кварц составляет не более 20–25 %. Петрохимически эти образования относятся к известково-щелочным калиево-натриевой серии. На диаграммах Уайта И. Р. и Чепела Б. У. видна принадлежность фигуративных точек описываемых порфиров к I-типу при пониженной магнезиальности.

Фельзитовидные порфиры – это плотные прочные олигофировые породы бледно-серого или оранжево-серого цвета. Характеризуются слабой раскристаллизацией и относятся к калиево-натриевой серии умереннощелочных пород.

Трахиандезиты [334] – массивные, местами тонкоплитчатые породы с трахитоидной микролитовой структурой основной массы и редкими порфирами плагиоклаза. На диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ фигуративные точки расположены в поле трахиандезитов вблизи поля трахидацитов.

Гидротермально-метасоматические изменения пород комплекса наиболее хорошо проявлены на Кишкитском участке. Главным результатом метасоматоза является их гидросерицитизация, сопровождающаяся окварцеванием до вторичных кварцитов с примесью тонкодисперсных сульфидов. С метасоматическим процессом связаны проявления урана, пункты минерализации золота и Кишкитское проявление ртути.

Геодинамическая обстановка проявления нижнепермского магматизма не вполне ясна. Магматиты комплекса могли сформироваться либо в условиях рифтогенного прогиба, либо в условиях континентальной окраины андского типа [344].

Раннепермский возраст гранитоидов определяется с учетом прорыва ими эффузивов кинырчадской свиты и факта нахождения их гальки в базальных слоях гималдыкской свиты (верхи ранней перми) [164, 334, 344, 386].

Чучкурский комплекс диорит-гранодиорит-порфировый гипабиссальный ($\gamma\delta\pi P_{2-3\check{c}}$) впервые под этим названием выделен Омельченко В. Л. [164, 344, 386] по р. Чучкур, что в верховьях р. Кубань. Развита в долинах рр. Теберда, Кольтюбе среди пород артыкчатской и тоханской свит и отложений девона Кизилкольского тектонических покровов. Трансгрессивно перекрывается отложениями нижней юры. Комплекс представлен дайками, штоками, силлами протяженностью до 1 км и мощностью до 40 м. Породы представлены, в основном, гранодиорит-порфирами и плагиогранитами. Структура их порфировая, гломеропорфировая, текстура – массивная. Вкрапленники (от 15 до 25 %) сложены плагиоклазом (до $2,5 \times 1$ мм), реже – биотитом ($0,8 \times 0,1$ мм) и кварцем ($0,3-0,7$ мм). Основная масса сложена зернами плагиоклаза, ксеноморфным кварцем и темноцветными, замещенными серицитом, хлоритом, гидробиотитом. Петрохимически относятся к гранодиоритам и плагиогранитам нормального ряда, натриевого типа щелочности. Средне-позднепермский возраст комплекса принят условно и определяется по геологическим данным: его интрузии секут девонские, раннекарбонные и раннепермские

образования восточнее площади листов [352, 354].

КАРАЧАЕВО-ЧЕРКЕССКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ

Малкинский комплекс гранитовый плутонический ($\gamma C_2 m$) вскрыт скважинами (скв. 73, 74, 87, 88, 89 и др., прил. 6) на правом берегу р. Кубань, по притокам рр. Шупшурук, Мара и по р. Кардоник (скв. 61, прил. 6) на глубину до 50 м [283, 405]. Это розовые, красноватые, местами серые крупнозернистые граниты, гранодиориты. Детального описания пород в скважинах не приводится, поэтому краткая характеристика их дана по смежной с востока территории [352]. Контактные воздействия проявляются в образовании роговиков во вмещающих породах. В гранитоидах комплекса отмечаются ксенолиты вмещающих их сланцев, сохранивших сланцеватость и ориентировку. Породы комплекса представлены гранитами розовыми и красными биотитовыми, слагающими более 80 % выходов, реже – серыми с шширообразными образованиями биотитовых гранодиоритов. Все различия гранитов связаны между собой постепенными переходами и по текстурно-структурным характеристикам однородны. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, текстура – массивная. Количественный состав породообразующих минералов колеблется в пределах (в %): кварц – 21–40, микроклин – 7–35, плагиоклаз (альбит-олигоклаз-андезин) – 27–56, биотит+хлорит – 2–19, мусковит – до 24. По химическому составу граниты малкинского комплекса являются весьма низкотитанистыми, умеренно натриевыми, от умеренно низкоглиноземистых до высокоглиноземистых. Коэффициенты калиевости – 0,41–0,42, железистости – 0,52–0,56 позволяют считать их также переходными различиями между I- и S-типами. Среднекарбонный возраст гранитов малкинского комплекса принят на основании данных U-Pb метода – $316 \pm 3,5$ млн лет [322].

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Мезозойская тектономагматическая активизация на изученной территории наиболее ярко проявилась в Лабино-Малкинской и Домбайской зонах. В раннеюрское время восточная часть Лабино-Малкинской зоны представляла собой зону внутриконтинентального растяжения с внедрением пород маринского субвулканического комплекса. В Домбайской – в зоне прибортового растяжения сформировались субвулканические фации домбайского комплекса. В других районах горст-антиклинория Главного хребта, в зоне прибортового растяжения, внедрились дайки основного состава казбекского и тела санчаро-кардывачского комплексов.

ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Домбайский комплекс натриевых андезидацитов гипабиссальный выделен Луневым А. Л. [326] и детально изучен Долей А. Н., Корсаковым С. Г. [296, 317]. Распространен в верховьях рр. Аманауз, Аксаут в Домбайской депрессии (петротип 208, прил. 6). Комплекс представлен силлами, дайками и некками андезитов, дацитов прорывающими песчано-глинистые отложения нижней юры. Редко среди дацитов отмечаются тела (0,4 м) трахиандезитов (дайка в дайке) [296]. Контакты с вмещающими образованиями часто осложнены тектоническими нарушениями.

По времени становления выделено две фазы. *Первая фаза* представлена силлами, дайками андезитов ($\alpha J_1 dm_1$), *вторая фаза* – некками, дайками дацитов ($\zeta J_1 dm_2$).

Силлы и дайки имеют мощность от первых десятков сантиметров до 50 м. Наиболее крупная интрузия андезитов хребта Мусатчери имеет площадь не менее 3 км² (петротип 208, прил. 6) и содержит многочисленные различно ориентированные ксенолиты юрских пород. В контактовых частях интрузия имеет облик темно-зеленых плотных пород. Андезиты характеризуются субофитовой, микролитовой, порфировой структурой. Сложены крупными интенсивно серицитизированными и карбонатизированными фенокристаллами плагиоклаза (№ 30–45), роговой обманкой и реликтами пироксена (авгит, замещаемый светлым амфиболом), а также девитрифицированной основной массой.

К северной оконечности вышеописанной интрузии хр. Мусатчери приурочен некк дацитов (вторая фаза комплекса). Он сложен эруптивной брекчией, состоящей из обломков андезитов, сцементированных дацитами. Все это сечется жилами белых плагиодацитовых порфиоров. Дациты имеют призматическизернистую порфиловую структуру. Состав вкрапленников: плагиоклаз (№ 10–30), реже – бурая роговая обманка, кварц, единичные зерна моноклинного пироксена, калиевого полевого шпата. Основная масса сложена тонкозернистым кварц-плагиоклазо-

вым агрегатом и хлоритом.

Содержание кремнезема в породах субвулканической фации комплекса колеблется от 55 до 65 %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – от 2,28 до 7,39 %. По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ породы, в основном, принадлежат к калиево-натриевой и натриевой сериям, по коэффициенту глиноземистости относятся к высокоглиноземистым породам. Тренд дифференциации в координатах АФМ совпадает с таковым пород известково-щелочной серии. Характерно повышенное от кларкового содержание цинка, висмута, мышьяка [317].

Надежных данных для определения возраста домбайского комплекса к настоящему времени нет. Нижнеюрский возраст принят по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными покровными и туфовыми породами лаурской (лашипсинской) свиты псеашхинской серии [352, 354].

Казбекский комплекс долеритовый дайковый (βJ_2k) выделен Варданянцем Л. А. [354]. Вмещающими породами здесь являются метаморфические породы инфра- и супраструктуры и средне-позднепалеозойские граниты. На площади листов породы комплекса представлены, в основном, дайками долеритов мощностью от 0,5 до 3 м и протяженностью до 50–70 м. Контакты отчетливо секущие, изменения выражены зонами закалки (5–7 см) стекловатого облика без видимых минеральных новообразований.

Долериты макроскопически представляют собой темно-серые, темно-зеленые плотные, как правило, хорошо раскристаллизованные породы, иногда порфиоровые. Микроструктура офитовая, у порфиритов – порфировая с офитовой структурой основной массы. Состав долеритов (в %): плагиоклаз (андезин-лабрадор) – 25–50, пироксен (авгит) – 5–30, амфибол – 0–25, карбонат – 10, рудные минералы – 5. Вторичные минералы представлены эпидотом (4–5 %), серпентином. Встречаются кварцсодержащие разности (кварца – до 3 %). Основная масса фигуративных точек пород комплекса попадают в поля развития орогенных базальтов. Наличие в породах повышенного содержания титана и низкая магнезиальность приближает их к толеитам континентальных структур. Породы относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям.

Среднеюрский возраст казбекского комплекса принимается на основании его взаимоотношений с вмещающими и перекрывающими отложениями восточнее описываемых листов. Наиболее молодыми образованиями, которые прорывают дайки, являются позднеааленские. Участие даек в складчатости предкелловейской эпохи говорит об их докелловейском, вероятно, аален-байосском внедрении [353].

Санчаро-кардывачский комплекс габбро-диорит-гранитовый плутонический выделен Кобилевым А. Г. [302], детально описан Гурбановым А. Г. (1972 г.) между р. Санчаро и озером Кардывач. Представлен серией сложно построенных интрузий, вытянутых южнее Атамажинского разлома. Обнажается отдельными выходами от истоков р. Бол. Лабы до верховий р. Кизгыч. На соседней с запада и с юга территории они прорывают отложения юры, образуя широкую полосу ороговикованных пород [227].

Выделяются две фазы: *первая* – габбродиоритовая (габбро, диориты) ($v;\delta\text{J}_2sk_1$) и *поздняя* – гранитовая (гранодиориты) ($\gamma\delta\text{J}_2sk_2$). Слагают массивы габбро (0,4×3,5 км, верховья р. Кизгыч), диоритов (более 6×2 км, верховья р. Бол. Лаба), гранодиоритов (более 2–3 км, верховья рр. Бол. Лаба и Кизгыч). Кроме этого отмечаются многочисленные жильные и дайковые тела.

Габбро ранней фазы представлены роговой обманкой и небольшим количеством плагиоклазов (лабрадор). Встречаются зерна оливина и пироксена. Иногда отмечаются ксенолиты амфиболитов (практически мономинеральные амфиболовые породы).

Наиболее распространены в ранней фазе комплекса диориты – серые среднезернистые «свежего» облика породы. Сложены зональным плагиоклазом (№ 32–47) и роговой обманкой с небольшим количеством биотита. В некоторых разновидностях отмечаются зерна кварца (до 5 %). В массивах диоритов содержатся ксенолиты габбро, особенно обильные у контактов.

Гранодиориты поздней фазы прорывают диориты и содержат у контактов их ксенолиты. Состоят из зонального плагиоклаза (№ 14–44), роговой обманки, кварца, калиевого полевого шпата, биотита. Количество роговой обманки увеличивается вблизи контактов с диоритами.

Габбро и диориты ранней стадии по химическому составу относятся к основным и средним породам, подотряду умереннощелочных и переходных к нормальнощелочным, калиево-натриевого типа щелочности. Гранодиориты относятся к кислым породам подотряда нормальнощелочных, калиево-натриевого типа щелочности.

Среднеюрский возраст комплекса принят по геологическим данным западнее площади листа. Породы комплекса прорывают отложения плинсбаха–тоара. Кроме того, К-Аг датировки абсолютного возраста дают значения до 175 млн лет [322].

ЛАБИНО-МАЛКИНСКАЯ ЗОНА

Маринский вулканический комплекс натриевых долеритов, андезидацитов выделен Михеевым Г. А. и Долгих А. Г. [335] и назван по р. Мара – правому притоку р. Кубань (петротип 101, прил. 6). Распространен в бассейнах рек Кубани, Теберды и Мары, в центральной подзоне Лабино-Малкинской СФЗ.

Субвулканическая фация представлена дайками, силлами, штоками, лакколитами долеритов, дацитовых, андезитовых, диоритовых порфиритов, габброидов нескольких фаз, залегающих среди отложений хумаринской свиты. Предполагается прорывание породами комплекса метаморфических образований мегазоны Карачаево-Черкесского горст-антиклинория и малкинских гранитов (разрез Б₁–Б₆). Среди палеозойских пород мегазоны грабен-синклинория Передового хребта образований комплекса не отмечено. Гранит-порфиры комплекса развиты восточнее [351]. По поводу количества и состава фаз среди исследователей нет единого мнения, но большинство из них выделяют четыре фазы. Характерной особенностью всех субвулканических образований комплекса является развитие вдоль контактов эруптивных брекчий, представленных лентообразными телами мощностью от 1,5–2 м до нескольких сантиметров.

Первая фаза (β - $\alpha J_1 m_1$) представлена силлами, штоками, лакколитами андезитовых порфиритов, долеритов [48, 122, 327]. Эти образования имеют в пределах отдельных тел постепенные переходы одной разности в другую и отличаются по петрохимическим характеристикам (содержание SiO₂ – 52–58 %). Отмечается увеличение содержаний SiO₂, Na₂O, K₂O от подошвы к кровле силлов [122]. Предыдущими исследователями отмечаются также вариации минерального состава, структуры пород в зависимости от их расположения в телах. Долериты имеют порфировую структуру. Средний минеральный состав их [122]: вкрапленники – плагиоклаз (19,9 %), псевдоморфозы по темноцветным минералам (5,8 %), рудные (1,4 %). Основная масса – хлорит (0,1 %), карбонат (0,2 %), вторичный кварц (2,4 %), неизменная основная масса (70,1 %). Вкрапленники плагиоклаза (андезин-лабрадор, до 4 мм) интенсивно карбонатизированы, альбитизированы. Псевдоморфозы по темноцветным минералам выполнены хлоритом, карбонатом, магнетитом шестигранной или четырехугольной формы (до 1,5 мм). Редко отмечаются реликты диопсида-авгита. Основная масса раскристаллизована и имеет долеритовую структуру. Представлена микролитами плагиоклаза, хлоритизированных зерен темноцветных минералов и выделений неправильной формы хлорита, карбоната, кварца. Андезитовые порфириты – это плотные неравнозернистые породы массивные, часто со столбчатой отдельностью. Структура пород порфировая за счет вкрапленников плагиоклаза и биотита. Основная масса апоинтерсергальная. В интерстициях лейст вулканическое стекло не сохранилось и замещено агрегатами карбоната и хлорита. В фенокристаллах плагиоклаз представлен андезином, изредка пироксеном (авгитом) и биотитом. В петрохимическом отношении породы первой фазы относятся к основным и средним породам подотряда нормальнощелочных, калиево-натриевого типа щелочности. Отмечаются пониженные величины TiO₂, CaO, MgO и повышенные – Al₂O₃, K₂O.

Ко *второй фазе* ($\zeta J_1 m_2$) относятся крутопадающие штоки, сложенные дацитовыми порфиритами, обычно располагающимися в периферийных частях тектоно-магматических узлов. Макроскопически они представлены светло-серыми до белых породами, состоящими из скрытокристаллической основной массы, вкрапленников плагиоклаза и полностью замещенных темноцветных минералов. Породы обычно аргиллизированы. В зонах экзоконтакта с песчаниками наблюдаются уплотнение, осветление и окварцевание, а с андезитовыми порфиритами первой фазы – аргиллизация и обохренность. Структура породы порфировая, микропорфировая и гломеропорфировая с гиалопилитовой, апогиалопилитовой, пилотаксивой и фельзитоподобной структурой основной массы. Вкрапленники представлены полностью каолинизированным, карбонатизированным плагиоклазом и агрегатом крипточешуйчатого хлорита и микрозернистого магнетита. В петрохимическом отношении они относятся к кислым породам подотряда нормальнощелочных, натриевого типа щелочности. Отличаются повышенным содержанием глинозема.

В *третью фазу* ($\delta J_1 m_3$) выделены тела диорит-порфиритов дайкообразной формы. Диорит-порфириты секут субвулканические образования первой и второй фаз. Это плотные темно-серые, реже – зеленовато-серые, порфировые породы с массивной текстурой. Вкрапленники составляют 27–44 % объема породы, представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом и кварцем, погружены в нацело раскристаллизованную мелкозернистую основную массу. Биотит встречается только в биотитовых диорит-порфиритах, кварц присутствует спорадически только в биотит-амфиболовых разновидностях. Основная масса состоит из игольчатых микролитов плагиоклаза № 27–28 и редких, нацело хлоритизированных зерен темноцветных минералов,

погруженных в кварц-полевошпатовый мезостази́с. Структура основной массы гиалопилитовая и микролитовая. В петрохимическом отношении диорит-порфи́риты являют собой типичные известково-щелочные породы, относятся к средним породам подотряда нормальнощелочных, натриевого типа щелочности.

Четвертая фаза комплекса представлена габброидами (vJ_4m_4). Представлены штоком ($0,3 \text{ км}^2$) анортозитового габбро в устье ручья Мизгыч и дайками микрогаббро [327]. Анортозитовое габбро – среднезернистая порода серого цвета, массивной текстуры. Структура породы призматическзернистая до панидиоморфнозернистой. Состоит из плагиоклаза (лабрадор № 60, 2–3 мм) в количестве до 70 %, хлорит-карбонатной массы по темноцветным минералам или псевдоморфозы хлорита и серпентина по призматическим кристаллам пироксена, небольшого количества зерен кварца и листочков биотита. Микрогаббро – мелкозернистая порода черного цвета, текстура массивная. Основная масса сложена лейстами и призмами плагиоклаза (до 0,1 мм), хлоритизированными темноцветными и редкими порфирами (до 2–3 мм) основного андезина-лабрадора. По петрохимическим данным анортозитовое габбро и микрогаббро соответствуют габброидам подотряда нормальнощелочных, калиево-натриевого типа щелочности.

Раннеюрский возраст комплекса устанавливается по прорыванию им синемюр-плинсбахских отложений хумаринской свиты и трансгрессивному перекрытию вулканитов комплекса отложениями тоара. К-Аг датировки абсолютного возраста колеблются в пределах 165–214 млн лет [353].

ТЕКТОНИКА

В общей структуре Кавказского сектора Альпийско-Гималайского подвижного пояса территория листов К-37-VI,(XII) охватывает центральный сегмент складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа, современный облик которого связан, в основном, с позднеальпийским этапом тектонического развития и с особенностями тектонического строения более древних (догерцинских, герцинских, индосинийских, киммерийских) структурных элементов, которые были унаследованы и деформированы в альпийский этап.

Рассмотрение особенностей тектонического строения данного региона, как и сопредельных листов Госгеолкарты-200, подготовленных в последние годы по результатам ГДП-200 [322, 352], проведено на мобилистских основах (концепции литосферных плит), которые, в целом, соответствующим взглядам большей части северокавказских геологов и ведущих тектонистов России (Хаин В. Е., Леонов Ю. Г. и др.). Переход к концепции геологического картографирования с позиций тектоники плит привело к открытию в составе фундамента серии сближенных и шарьированных друг на друга фрагментов разнородных литосферных плит (террейнов), в том числе офиолитовых, обоснованию тектонической расслоенности толщ протерозоя и палеозоя зон Бечасынской, Передового и Главного хребтов (Баранов Г. И., Греков И. И., Потапенко Ю. Я. и др.), чешуйчато-надвигового строения мезо-кайнозойских отложений зон Западного Кавказа, Главного хребта и Южного склона (Резников В. И., Пруцкий Н. И., Энна Н. Л. и др.), а также широкого развития в регионе сдвиговых дислокаций (Греков И. И., Расцветаев Л. М. и др.). Это было подтверждено новыми данными по стратиграфии, петрохимии, магматизму, палеомагнетизму, а также структурно-геологическими и геохронологическими материалами, полученными в последнее время [2, 3, 25, 28, 45, 75, 79, 103, 125, 337 и др.].

Предшествующее представление о тектонике Большого Кавказа, которое поддерживается некоторыми геологами и в настоящее время, было подчинено исключительно геосинклинальному учению (Белоусов В. В., Сорский А. А., Вихерт А. В., Шолпо В. Н., Паффенгольц К. Н. и др.), согласно которому формирование структуры региона происходило вследствие вертикального перемещения блоков-ступеней. В основу ранее составленных тектонических карт различного масштаба был положен возраст складчатости и представления о таких тектонических режимах, как эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный и пр. Резкие фациальные переходы, различия в формациях трактовались как граничные в тектонических блоках, разделенных крутопадающими разломами. Эта методика не позволяла раскрыть значение и масштабы горизонтальных перемещений и тектонических процессов, происходящих на границах литосферных плит. Соответственно, абсолютное большинство пологих надвигов (шарьяжей) не признавалось и принималось либо за стратиграфические контакты, либо за незначительные внутриформационные нарушения.

В альпийской структуре территории листов К-37-VI,(XII) различаются Северо-Кавказский краевой массив и складчато-глыбовое поднятие Главного хребта Центрального Кавказа, заложившиеся на южной окраине Скифской эпигерцинской плиты [78, 87, 377 и др.].

Северо-Кавказский краевой массив (СККМ) представляет собой часть плиты, вовлеченную в орогенное поднятие в позднеальпийский этап, практически минуя этапы киммерийской и альпийской складчатости [61, 62, 377 и др.]. В его пределах мезо-кайнозойские тектонические движения имели глыбовый характер и широко развитый здесь осадочный чехол характеризуется относительно спокойным моноклинальным залеганием. В домезозойском фундаменте выделяются позднепротерозойские метаморфические образования Карачаево-Черкесского горст-антиклинория и палеозойские осадочные, осадочно-вулканогенные и магматические породы грабен-синклинория Передового хребта. В альпийской структуре СККМ выделяются с севера на юг *Северо-Кавказская моноклираль, Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости и поднятие Передового хребта* (рис. 1).

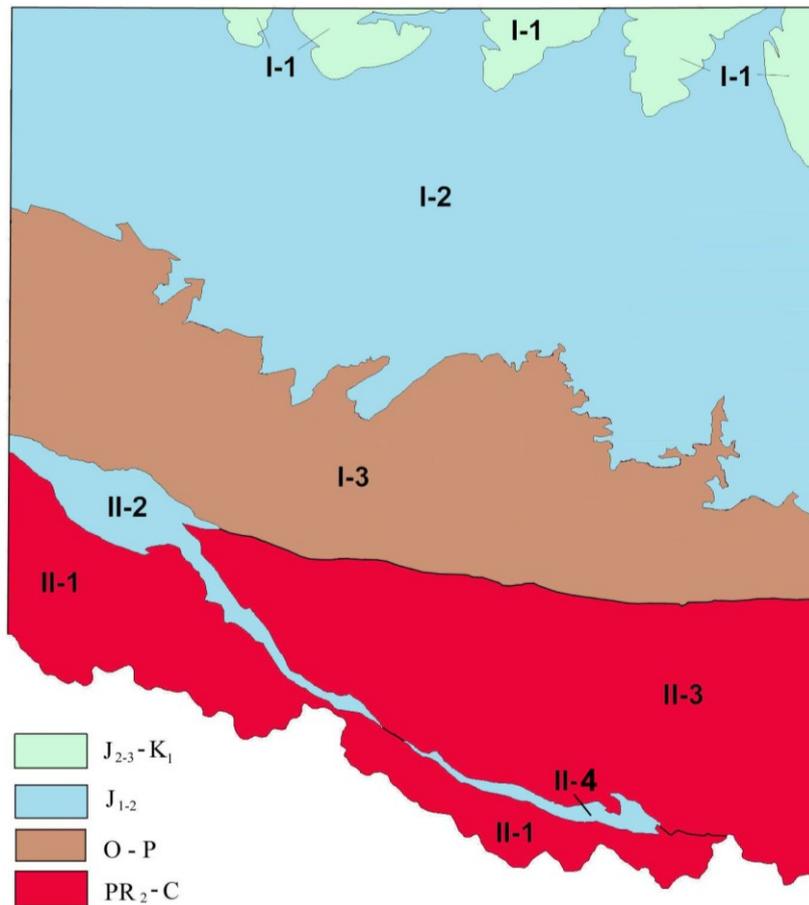


Рис. 1. Схема тектонического районирования на альпийский этап.

I – Северо-Кавказский краевой массив: I-1 – Северо-Кавказская моноклираль; I-2 – Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости; I-3 – поднятие Передового хребта. II – складчато-глыбовое поднятие Главного хребта Центрального Кавказа: II-1 – Софийское поднятие; II-2 – Архыз-Гузерицкая депрессия; II-3 – Тебердинское поднятие; II-4 – Домбайская депрессия.

Складчато-глыбовое поднятие Главного хребта Центрального Кавказа (СГПГХ) представляет собой южную, тектонически активизированную в киммерийский и альпийский этапы, часть Скифской эпигерцинской плиты. В его современной структуре ведущая роль принадлежит тектоническим выступам доюрского фундамента, разделенным тектоническими депрессиями, заполненными терригенными отложениями чехла ниже-среднеюрского возраста. Последние обычно сорваны с основания и интенсивно дислоцированы. Фундамент здесь представлен позднепротерозойскими метаморфическими образованиями, прорванными палеозойскими гранитоидами. В пределах листов в составе СГПГХ выделяются *Софийское* и *Тебердинское поднятия*, разделенные *Архыз-Гузерицкой* и *Домбайской депрессиями* (рис. 1).

В структуре земной коры территория охватывает фрагмент **Центрально-Кавказского кристаллического массива (ЦККМ)** Скифской плиты, консолидация которой связана с ранне-позднегерцинскими тектономагматическими циклами [78, 81]. Основу верхней части фундамента составляет коллаж горизонтально расслоенных различных по возрасту, уровню гранитизации и петрологическому составу блоков и пластин континентального, переходного и офиолитового типа. В его составе снизу вверх различаются догерцинское кристаллическое основание, аллохтонный раннегерцинский ярус и неоавтохтонный позднегерцинско-индосинийский. Сведения о структуре более глубоких горизонтов земной коры опираются на геофизические материалы (МОВЗ, МТЗ) и петроплотностное моделирование по Аксаутскому профилю (рис. 2).

Гравитационное поле в пределах листов испытывает непрерывное понижение в юго-восточном направлении от +16 до –62 мГал, подчеркивая связь разуплотнения земной коры с изменением вещественного наполнения домезозойского фундамента в целом и с расположенной за пределами листов Эльбрусской вулканической областью, в том числе с Эльбрусским центром неоген-четвертичного магматизма. Повышенные значения гравитационного поля от +5 до +16 мГал наблюдаются в северо-западной части площади и приурочены к осадочно-вулканогенным толщам палеозоя и офиолитам грабен-синклинория Передового хребта и, вероятно,

фемическим и сиалофемическим толщам Карачаево-Черкесского горст-антиклинория. Наиболее высокие значения от +10 до +16 мГал оконтуривают два участка. Один протягивается полосой северо-западного простирания от ст. Зеленчукская до ст. Кобу-Баши и далее за пределы района и может отвечать мощной толще фемических и сиалофемических пород кристаллического фундамента, фиксируемой на Аксаутском профиле как Зеленчукская впадина (синформа), аналогичная по своей природе расположенной восточнее Хасаутской впадине [352, 367]. Второй образует изометричный контур в районе пос. Уруп (Урупский блок). Его природа до конца не ясна. В центральной части блока предполагается крупный серпентинитовый массив, возможно, подчеркивающий наличие Кяфарского горстообразного поднятия [337]. На площади зоны Главного хребта уровень гравитационного поля отличается контрастным понижением, что связано с ее сиалическим наполнением. На общем фоне изменения гравитационного поля отмечается система гравитационных ступеней, субширотная и более ярко выраженная из которых коррелируется с положением разломов Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны.

Аномальное магнитное поле в значительной степени отражает вещественное наполнение докембрийского фундамента и осадочного чехла. В его пределах выделяются зоны Главного и Передового хребтов и Лабино-Кубанская область. Зона Главного хребта характеризуется низкими отрицательными, реже – положительными, значениями (от +10 до –20 нТл), обусловленными, в основном, выходами на поверхность немагнитного протерозой-палеозойского гранитно-метаморфического комплекса. Зона Передового хребта имеет, в общем, положительное магнитное поле, где имеет место серия локальных минимумов. Оно связано с ареалом развития магнитовозмущающих осадочно-вулканогенных толщ палеозоя и ультрабазитов. Для Лабино-Кубанской области характерно отрицательное (до –69 нТл) магнитное поле, связанное с наведенной аномалией вдоль полосы развития ультрабазитов.

Консолидированная кора ЦККМ, охватывающего территорию листов, характеризуется высоким уровнем расслоенности, которая характеризуется наличием 5–6 границ обмена сейсмических волн (рис. 2), что позволяет принять ее трехслойное строение (верхняя кора – $(2,67–2,77) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; средняя – переходный комплекс – $(2,80–2,85) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и нижняя кора – $2,90 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$), хотя на отдельных участках отмечаются области относительной «сейсмической прозрачности». Кроме этого, в верхней коре (гранитно-метаморфическом слое) отмечаются отдельные, относительно небольшие, блоки мафических пород с плотностью $(2,80–2,92) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Совместный анализ материалов по Краснополянскому, Сальск-Эльбрусскому, Приэльбрусскому, Хасаут-Обильное и Степное-Бакуриани и другим геолого-геофизическим профилям [81, 263, 282, 389], а также по Аксаутскому профилю, показал непостоянство мощности консолидированной коры ЦККМ в целом. По данным МОВЗ и материалам петроплотностного моделирования мощность консолидированной коры ЦККМ колеблется в пределах от 40 до 55 км. Максимальных значений она достигает на фронте Скифской плиты, в приводораздельной части горного сооружения, в области так называемых «корней гор». Земная кора здесь принадлежит зрелому континентальному типу, глубина залегания поверхности Мохо достигает 55 км, мощность гранитного слоя находится в пределах 20 км [81, 263, 282, 389]. По Аксаутскому профилю в зоне Главного хребта мощность консолидированной коры составляет 44–48 км. В зоне Передового хребта, в области прилегающей к так называемой Аксаутской впадине и в южной части Карачаево-Черкесского горст-антиклинория (район Зеленчукской впадины фундамента) выделяется площадь, в пределах которой значения мощности консолидированной земной коры сокращаются до 40 км (рис. 2). Одновременно с этим отмечается поднятие кровли мантии на 5 км и сокращение мощности гранитного слоя. В общем виде, с привлечением данных, полученных по профилям соседних площадей (Краснополянского и Приэльбрусского), здесь вырисовывается зона аномально минимальной мощности земной коры ориентированная на северо-запад.

По геоэлектрическим характеристикам в пределах ЦККМ по линии Аксаутского профиля выделяется область с относительно низкоомными характеристиками земной коры. В этом районе между высокоомными «гранитным» слоем (до 1 250 Ом·м) и верхней мантией (до 250 Ом·м) расположилась зона повышенной проводимости (10–50 Ом·м) общей мощностью до 30 км. Ось зоны повышенной проводимости в общем виде ступенчато погружается на север, в целом располагаясь в пределах «промежуточного» и «базит-гипербазитового» горизонтов земной коры. Близкую модель можно наблюдать по линии Приэльбрусского профиля, где блоковый характер геоэлектрического поля сочетается с псевдослоистым [81].

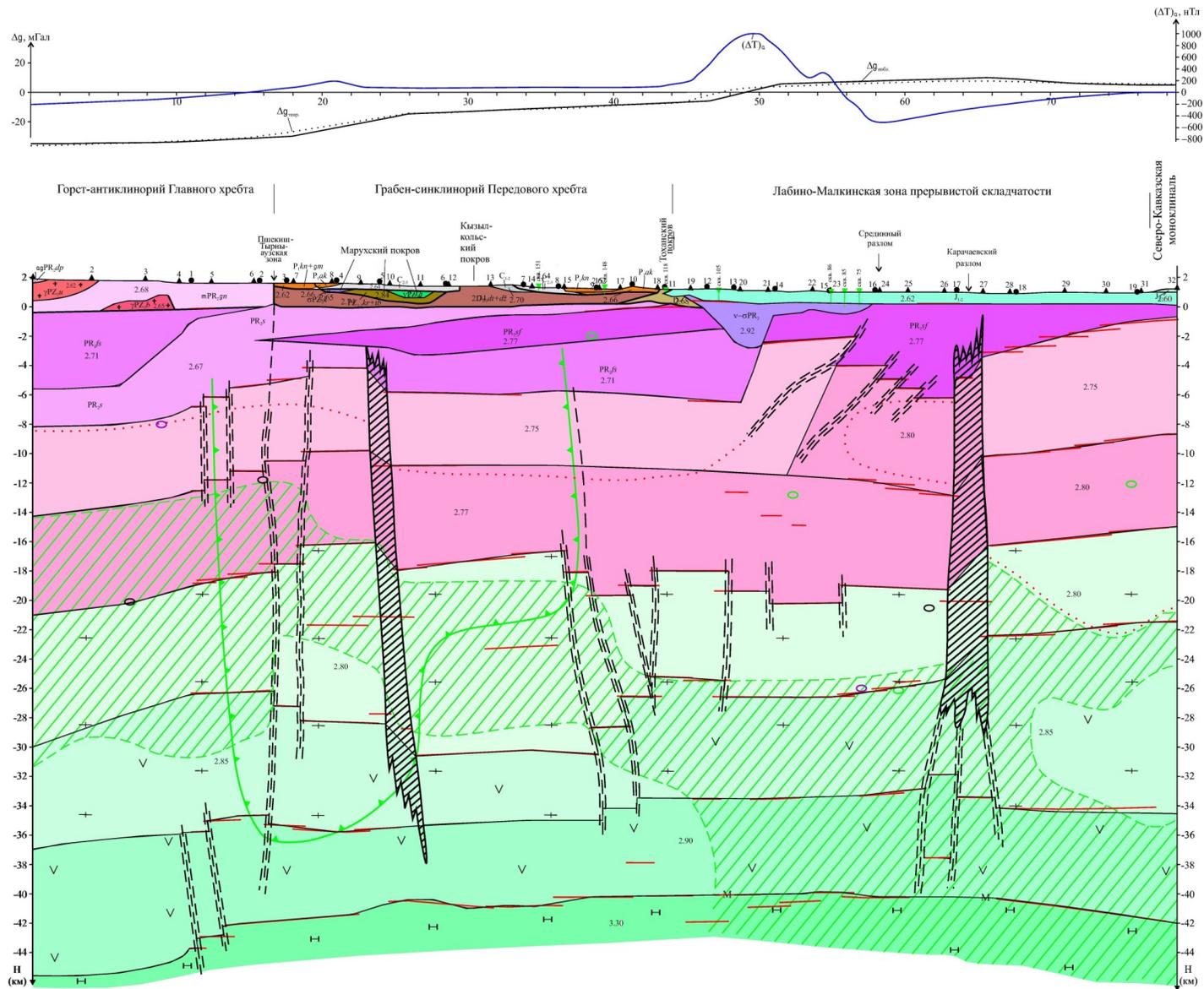


Рис. 2. Глубинная геолого-геофизическая модель по Аксаутскому профилю.

Условные обозначения к рис.2.

<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">J_{2,3}</div> <p>Средняя-верхняя юра. Известняки, мергели, песчаники, гравелиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">v O_i ar</div> <p>Средний ордовик. Архызский комплекс габбро-габбродиоритовый. Габбро, габбродиабазы, габбродиориты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">σ O_i k</div> <p>Нижний ордовик. Кяфарский комплекс ультрабазитовый плутонический. Апоперидотиты, пироксениты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">vσPR_i</div> <p>Верхний протерозой. Габбро, гипербазиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">a</div> <p>Верхняя кора ("гранитно-метаморфический слой"), σ = 2,75 x 10³ кг/м³,</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">b</div> <p>σ = 2,80, 2,77 x 10³ кг/м³.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">+ +</div> <p>Средняя кора ("переходный слой"), σ = 2,80 x 10³ кг/м³,</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">+ +</div> <p>σ = 2,85 x 10³ кг/м³.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">V V</div> <p>Нижняя кора (условный "базальтовый" слой), σ = 2,90 x 10³ кг/м³.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">H H</div> <p>Мантия, σ = 3,30 x 10³ кг/м³.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">a</div> <p>Геологические границы: а) стратиграфические, б) тектонические.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">б</div> <p>Глубинные тектонические нарушения: по данным МТЗ, по данным МОВЗ.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">M</div> <p>Зоны глубинных разломов (МОВЗ).</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">M</div> <p>Положение границы Мохо по данным МОВЗ.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">—</div> <p>Сейсмические границы.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">· · · · ·</div> <p>Граница зоны пониженной проводимости по МТЗ.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">/ / / / /</div> <p>Зона повышенной проводимости по данным МТЗ.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">U</div> <p>Зона пониженной скорости сейсмических Р-волн.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">a</div> <p>Кривые аномалий силы тяжести: а) наблюдаемая; б) вычисленная.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">б</div> <p>Кривая аномалий магнитного поля.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">6</div> <p>Сейсмические станции (МОВЗ).</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">12</div> <p>Точки МТЗ, АМТЗ.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">151</div> <p>Скважина и ее номер.</p>	<p>Гипоцентры землетрясений с магнитудой (М):</p> <p>○ - 2 ≤ М < 3, ● - 3 ≤ М < 4, ○ - 4 ≤ М < 5.</p>
<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">J_{1,2}</div> <p>Нижняя-средняя юра. Песчаники, аргиллиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">P_{kn+gm}</div> <p>Нижняя-средняя пермь. Киньрчадская, гималыцкая свиты. Конгломераты, песчаники, горизонты туфов и лав среднего состава.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">P_{ak}</div> <p>Нижняя пермь. Аксаутская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">C_{2,3}</div> <p>Средний-верхний карбон. Конгломераты, гравелиты, песчаники, лавы, туфы риолитов.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">C_{1,2}</div> <p>Нижний-средний карбон. Песчаники, аргиллиты, алевролиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">D-C₁</div> <p>Девон-нижний карбон. Филлиты, песчаники, туфы кислого состава.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">S-D dt+dz</div> <p>Силур-девон. Даутская - дженайтская свиты. Туфы, лавы основного, среднего, кислого состава, туфоконгломераты, песчаники, гравелиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">O_i-S_{kr+th}</div> <p>Средний ордовик - силур. Карабекская, тебердинская свиты. Базальты, андезиты, туфы, филлиты, хлоритовые сланцы, метапесчаники, прослой мраморов.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">agPR_{dp}</div> <p>Дупухский метаморфический подкомплекс амфиболито-гнейсовый. Кристаллосланцы слюдяные, гнейсы, амфиболиты, кварциты, мрамора.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">mPR_{gn}</div> <p>Гондарайский комплекс мигматитовый. Мигматизированные сланцы, гнейсы, амфиболиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">PR_{st}</div> <p>Сиалический метаморфический комплекс (армовский?). Кристаллосланцы слюдяные, гнейсы.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">PR_{fs}</div> <p>Фемосиалический метаморфический комплекс. Кристаллосланцы слюдяные, гнейсы, амфиболиты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">PR_{sf}</div> <p>Сиалофемический метаморфический комплекс. Амфиболиты, прослой кристаллосланцев, гнейсов.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">+γ C_i u +</div> <p>Средний карбон. Уллукамский комплекс гранитовый. Граниты, гранодиориты.</p>	<div style="border: 1px solid black; background-color: #d9ead3; padding: 2px; width: 30px; display: inline-block; margin-bottom: 5px;">+γ C_i b +</div> <p>Нижний карбон. Белореченский комплекс гранитовый. Граниты, гранодиориты.</p>									

В вертикальном разрезе изученной территории в доюрском фундаменте выделяются догерцинский (байкальский) (PR), раннегерцинский (O-C₁) и позднегерцинско-индосинийский (C₂-T) структурные этажи (ярусы). Мезо-кайнозойский осадочный чехол подразделяется на киммерийский (J₁₋₂) и альпийский (J₂-K₁) этажи. Каждый из структурных этажей сопровождается структурными перестройками и перерывами в накоплении осадков, что делает необходимым отдельное рассмотрение их тектонического строения.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Структурно-вещественные комплексы (СВК) фундамента в пределах описываемых листов, как уже отмечалось, приурочены к Центрально-Кавказскому кристаллическому массиву (мегаблоку) (рис. 3). В соответствии с современными представлениями о структуре и геодинамическими моделями развития ЦККМ [26, 27, 30, 43, 57, 78, 81, 82] в его составе выделяются догерцинское гранитно-метаморфическое основание, шарьированный раннегерцинский островодужный и офиолитовый и неоавтохтонный позднегерцинско-индосинийский (молассовый) структурно-вещественные комплексы, формирующие, соответственно, догерцинский (байкальский), раннегерцинский и позднегерцинско-индосинийский структурные этажи.

ДОГЕРЦИНСКИЙ (БАЙКАЛЬСКИЙ) СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Для догерцинского этажа предполагается тектоническая расслоенность слагающих его комплексов, представленных метаморфическими образованиями океанической (ОКPR) и континентальной коры (ККPR₂). Байкальская структура кристаллического фундамента ЦККМ не поддается достоверной расшифровке. Различный петрологический состав тектонически изолированных метаморфических комплексов протерозоя позволил выделить несколько блоков-террейнов, в герцинский этап сближенных, интенсивно деформированных, сгруженных и дивертикулированных на фронте Скифской плиты [27, 34, 263]. К их числу относятся Буульгенский, Макерский, Блыбский, Армовско-Шаукольский и Бечасынский блоки-террейны.

В догерцинской структуре, как и во всем докарбоневом фундаменте ЦККМ, традиционно выделяется горст-антиклинорий Главного хребта, грабен-синклинорий Передового хребта и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий [78, 81]. Структуры отделены друг от друга Пшекиш-Тырныаузской и Северной шовными зонами. Сведения об их тектоническом строении и вещественном наполнении опираются на изучение в естественных выходах, а также на материалы бурения и региональной геофизики, однако степень достоверности расшифровки для разных частей этих структур неодинакова.

Горст-антиклинорий Главного хребта (ГАГХ) расположен в южной части ЦККМ и ограничен на юге (за пределами листов) Главнокавказским краевым швом (Главным Кавказским разломом), а на севере – Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной. Низы тектоно-стратиграфического разреза представлены догерцинским автохтонным (?) Буульгенским СВК (КК⁵PR₂), слагающими Аманауз-Домбайский и Гончакхирский выступы Буульгенской тектонической зоны. Выше залегает аллохтонный (?) Макерский террейн (тектоническая зона). Низы видимого разреза Макерского террейна (зоны) представлены мигматитовой формацией Гондарайского СВК (КК⁴PR₂) (инфраструктура), верхи – амфиболит-сланцево-гнейсовой метаморфической формацией Макерского СВК (КК³PR₂) (супраструктура) [33, 61]. В современной структуре (рис. 1) они слагают верхние части Софийского и Тебердинского поднятий, разделенные Архыз-Гузерицкой и Домбайской депрессиями. В общем виде, строение горст-антиклинория представляется в виде гигантской синформы, в ядре которой располагаются аллохтонные образования интенсивно гранитизированной континентальной коры макерского и гондарайского комплексов, а на крыльях в автохтоне – сиалофемические образования буульгенского метаморфического комплекса [27]. В соответствии с ранее принятым районированием [367, 379] этим комплексам соответствуют Буульгенская и Макерская тектонические зоны (Перевальная и Эльбрусская по Гамкрелидзе И. П., Сомину М. Л. и др. [55, 174, 221, 266]). Контакт между ними представлен полого залегающей тектонической зоной бластомилонитов с линзами тектонитов (Аманауз-Гончакхирский разлом).

Буульгенский СВК Буульгенской тектонической зоны представлен сланцево-гнейсо-амфиболитовой метаморфической формацией (КК⁵PR₂), образованной, по петрохимическим данным Гамкрелидзе И. П. и др. [55] – по метапелитовым грауваккам и метавулканитам (аналогичных андезито-базальтам сходящихся краев литосферных плит); по Закруткину В. В. и др. [99, 100] – по метафлишовой и базальт-андезито-базальтовой формациям прединверсионных подвиж-

ных зон. Для структурно-вещественного комплекса характерно полное отсутствие интрузий палеозойских гранитов белореченского и уллукамского комплексов, а также гранитизации и мигматизации [61, 221]. Из интрузивных образований лишь в этом СВК выделен алибекский гнейсо-габбро-диоритовый комплекс (Алибекский массив) [296]. В образованиях тектонической зоны характерно псевдостратиграфическое соотношение развитых здесь структурно-вещественных комплексов. В ядрах геантиклинальных поднятий (выступов), в автохтонной части тектоно-стратиграфических разрезов, распространены интенсивно дислоцированные, тектонизированные, складчатые сиалофемические толщи протерозоя буульгенского метаморфического комплекса мощностью более 2 380 м. Тектонические нарушения в пределах зоны представлены широко развитыми бластомилонитами. Наиболее полно Буульгенский СВК обнажен в пределах Аманауз-Домбайского поднятия (выступа). Небольшой выход наблюдается в тектоническом окне к северу от Домбайской депрессии, где образует Гоначхирский выступ (антиформу), перекрытый комплексами Макерского аллохтона. По рр. Клыч–София, между Гондарайским и Буульгенским СВК отмечаются тектониты, представленные перемьятами метапесчаниками, филлитами (иногда графитистыми), метатуфоалевролитами, кварцитами и кремнистыми сланцами, редкими будинами (1,5–12 м) метабазитов. Максимальная мощность тектонитов до 290 м. Структура пород бластопорфировая, бластомилонитовая, бластокатакlastическая. Кроме этого отмечаются мелкие тектонические линзы и восточнее р. Клыч [33, 296]. Тектониты выделены Долей А. Н. [296] как «зубровская толща».

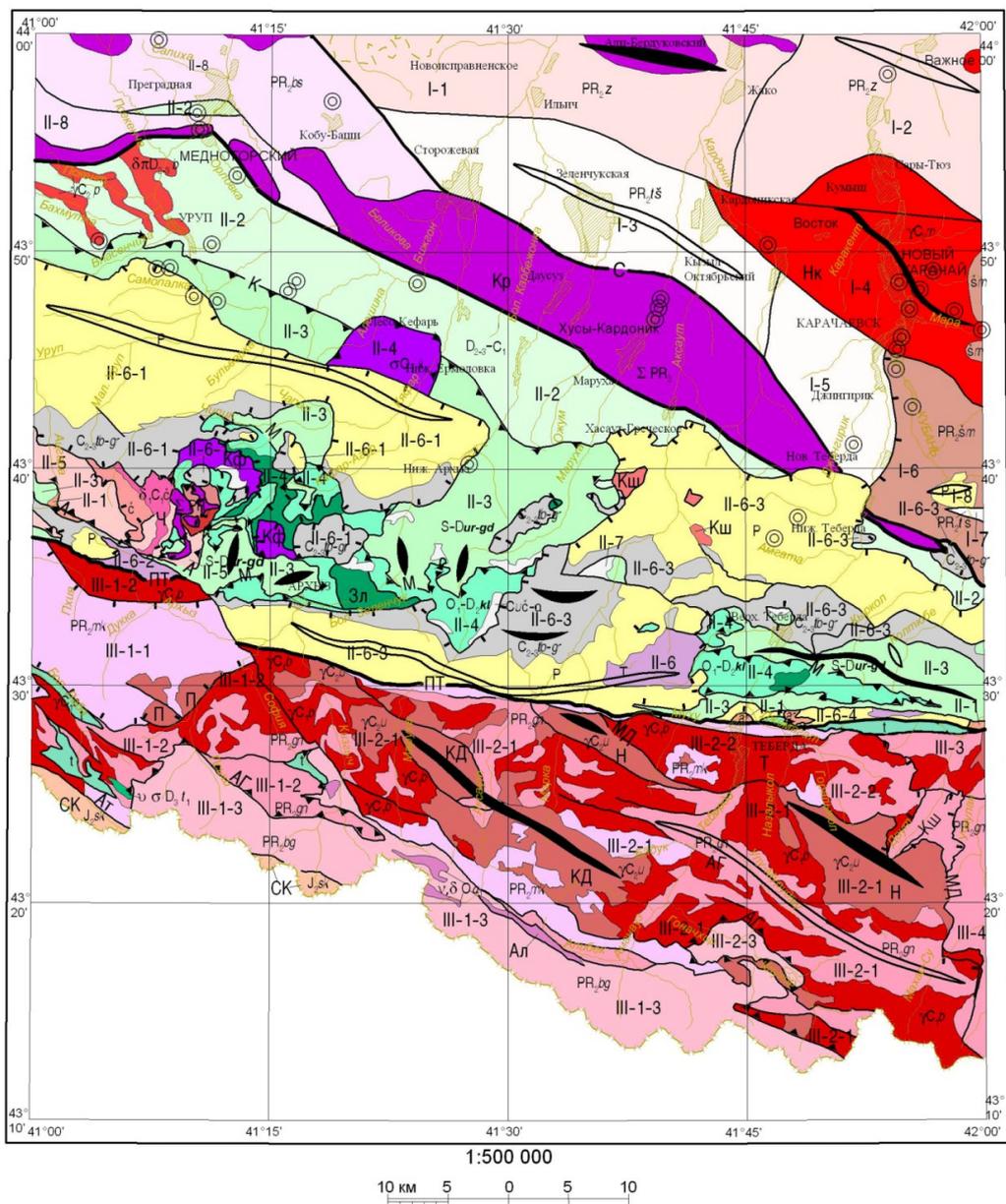


Рис. 3. Схема геологического строения доюрского фундамента.

Условные обозначения к рис. 3

T	Триас. Нижний отдел. Красноцветная моласса. Архызская свита	J_2sk	Санчаро- кардывачский комплекс габбро-диорит-гранитовый
P	Пермь. Нижний-средний отдел. Красноцветная моласса. Аксаутская, киньрачедская, гималдыкская, большелабинская свиты	$\gamma P_{k,i}$	Киньрачедский комплекс гранит-порфировый
$\begin{matrix} a & \delta \\ C_{u,\delta-a} & C_{u,\delta-b-g} \end{matrix}$	Карбон. Сероцветная угленосная моласса: а - неовавтохтон: учкуланская, атчапханская свиты, конгломератовая, агурсуйская, толщи; б - аллохтон: толтебугорская, малоурупская, караджел-масская, гремучинская свиты	$\gamma C_{2,p}$	Пскентский комплекс гранитовый
$D_{2-3}-C_1$	Средний девон - нижний карбон. Андрюкская, артыкчатская и тоханская свиты	$\gamma C_{2,m}$	Малкинский комплекс гранитовый
S-D ur-gd	Пастуховская, урупская, абиширская, гидамская, карачаевская серии объединенные	$\gamma C_{2,u}$	Улдукамский комплекс гранитовый
O_1-D_2M	Кольтюбинская серия	μC_2z	Заканский комплекс монцодиоритовый
t	Тектониты	γC_2b	Белореченский комплекс гранитовый
$\begin{matrix} a & \delta \\ PR_{1,5} & PR_{2,z} \end{matrix}$	Ташлыккольский метаморфический подкомплекс (а), заюковский (б) метаморфический комплекс	$\delta C_2\beta_1$	Чиликский комплекс диоритовый
$\begin{matrix} a & \delta & b \\ ac & \delta l & kz \end{matrix}$	Речепстинский комплекс: а - адгаринский, б - чиликский, в - кяфар-заканский метаморфические подкомплексы	$\delta \pi D_{2-3}b$	Бахмуткинский комплекс диорит-порфировый
$PR_{2,ar}$	Армовский метаморфический подкомплекс	$\nu \sigma D_2 I_1$	Туялинский комплекс перидотит-габбровый
$PR_{2,\delta m}$	Шаукамнысыртский метаморфический комплекс	$\nu, \delta Oa_1$	Алибекский комплекс гнейсо-габбро-диоритовый
$PR_{2,bs}$	Бескесский метаморфический комплекс	$\nu O_2 ar$	Архызский комплекс габбро-габбродиоритовый
$PR_{2,mk}$	Макерский метаморфический комплекс	$\sigma O_1 k$	Кяфарский комплекс ультрабазитовый
$PR_{2,bg}$	Буульгенский метаморфический комплекс	ΣPR_2	Ультрабазиты протерозоя нерасчлененные
$PR_{2,gn}$	Гондарайский мигматитовый комплекс		

Разрывные нарушения

	ПТ	Главные (структурные швы)
	С - Северный, ПТ - Пшекиш-Тырныаузский	
	М	Тектонические покровы, шарьяжи
	М - Марухский, А - Адгаринский, К - Кизилкольский, АГ - Аманауз-Гоначхирский	
	Прочие нарушения:	
	Кш - Кышкаджерский	Надвиги: Кш - Кышкаджерский
	Ат - Атамажинск	Неустановленной морфологии: Ат - Атамажинск
	МД - Махар-Даутский	

Тектоническое районирование

- Центрально-Кавказский мегаблок (кристаллический массив)
- I Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий
- I-1 Алибердуковская ступень
- I-2 Кумышская ступень
- I-3 Зеленчукская впадина
- I-4 Новокарачаевское поднятие
- I-5 Новотебердинский блок
- I-6 Шаукамнысыртская складчатая зона
- I-7 Кубанский выступ
- I-8 Кольтюбинская впадина
- II Грабен-синклинорий Передового хребта
- II-1 Блыбский автохтон
- II-2 Тоханский тектонический покров
- II-3 Кизилкольский тектонический покров
- II-4 Марухский тектонический покров
- II-5 Адгаринский тектонический покров
- II-6 Урупо-Кольтюбинский неоаллохтон
- II-6-1 Урупо-Лабинская впадина
- II-6-2 Верхнеархызская впадина
- II-6-3 Аксаутская впадина
- II-6-4 Эпчикская впадина
- II-7 Лабино-Марухский и Марух-Тебердинский выступ
- II-8 Бескесский выступ
- III Горст-антиклинорий Главного хребта
- III-1 Софийский тектонический блок
- III-1-1 Дуккинский тектонический покров
- III-1-2 Лабино-Песьшский тектонический покров
- III-1-3 Аманауз-Домбайский выступ
- III-2 Тебердинский тектонический блок
- III-2-1 Кизгыч-Махарский тектонический покров
- III-2-2 Кышкаджерский тектонический покров
- III-2-3 Гоначхирский выступ
- III-3 Улдухурзукский тектонический блок
- III-4 Учкулан-Ножуйский тектонический блок
- Интрузивные массивы: Кардоникский (Кр), Чиликский (Ч), Зеленчукский (Зл), Кяфарский (Кф), Кишкитский (Кш), Песьшский (П), Назальбекский (Н), Кызыл-Душпурский (КД), Тебердинский (Т), Алибекский (Ал), Новокарачаевский (НК), Санчаро-Кардывачский (СК)
-
- а Оси антиформ и псевдоантиформ (а), синформ и псевдосинформ (б)
-
- Границы структурно-вещественных комплексов

⊙ Скважины, вскрывшие фундамент (характеристики на геологической карте и разрезах)

Макерская тектоническая зона доминирует на северном фланге ГАГХ, слагая верхние части Софийского и Тебердинского поднятий. В вертикальном разрезе Макерского аллохтона структурно-вещественные и петрологические комплексы расположились в псевдостратиграфической последовательности [29, 30, 33, 55]. Низы видимого разреза представлены мигматитами (инфраструктура) гондарайского комплекса (KK^4PR_2), верхи – амфиболит-сланцево-гнейсовой формацией (супраструктура) макерского метаморфического комплекса (KK^3PR_2). Наблюдаемая автономность внутреннего строения как в супраструктуре, так и в инфраструктуре, повсеместное их тектоническое взаимоотношение (в большинстве случаев залеченное палеозойскими гранитоидами), отсутствие закономерного изменения интенсивности мигматизации в инфраструктуре с приближением к супраструктуре и другие факторы, позволяют предположительно представлять их в качестве самостоятельных структурных единиц. Расслоенность толщ супра- и инфраструктуры гранитно-метаморфического комплекса Макерского аллохтона тектодинамически связана с Главным Кавказским краевым швом и Пшекиш-Тырныаузским разломом. Она сопровождается возникновением системы «внутриформационных» надвигов преимущественно южной vergentности, наиболее значительные из которых приводят к срыву супраструктуры с мигматит-гнейсового основания, многократному сдвиганию разрезов или «срезанию» отдельных комплексов как в инфра-, так и в супраструктуре. Интенсивная расслоенность Макерского террейна вместе с многочисленными разрывными нарушениями различного ранга и морфологии создают тектодинамический рисунок, ближе всего отвечающий развиваемой в последние годы содвиговой модели формирования Большекавказского орогена [191, 192 и др.] или модели лобового столкновения континентов [125]. В зоне контакта между инфра- и супраструктурой, морфологически отвечающей гигантскому надвигу [55], расположено подавляющее число наиболее крупных массивов гранитоидов нижнего и среднего карбона, в том числе белореченского и уллукамского комплексов ($ВПС_1$; $ВПС_2$). Кроме этого, с этим надвигом связано образование зон тектонитов, наиболее мощные из которых, до 150 м, отмечаются в бассейне р. Бол. Лаба (Софийское поднятие). В этом поднятии выделены Дуккинский и Лабино-Псышский тектонические покровы. В составе Тебердинского поднятия образования Макерской тектонической зоны слагают Уллухурзукский, Учкулан-Ножуйский и Тебердинский тектонические блоки. В составе последнего выделены Кизгыч-Махарский и Кышкаджерский тектонические покровы. Реликты догерцинских структур в составе Макерского террейна маркируются, обнажающимися в виде останцов среди палеозойских гранитоидов, выходами комплексов инфра- и супраструктуры. В пределах листов в структуре Макерского аллохтона могут реставрироваться антиформы, представленные мигматит-гнейсовыми выступами Гондарайского СВК. На флангах выступов и между ними расположились синформы (впадины), сложенные сланцево-гнейсовыми комплексами Макерского СВК.

Гондарайский СВК представлен мигматитовой формацией (KK^4PR_2) гондарайского мигматитового комплекса. Образования комплекса слагают Лабино-Псышский покров Софийского поднятия, а также Уллухурзукский, Учкулан-Ножуйский и Тебердинский тектонические блоки Тебердинского поднятия. Они представлены реоморфически складчатыми мигматитами до гранитоидов по гнейсово-сланцевым породам с пластами амфиболитов. В гондарайском мигматитовом комплексе выделены три подкомплекса, располагающихся в псевдостратиграфической последовательности снизу вверх: галдорский, сабалахский и верхнебалкарский, общей мощностью более 1 500 м. В Тебердинском тектоническом блоке в образованиях комплекса несколько условно реставрируется система продольных субширотных антиформ и синформа между ними (рис. 3). Эти структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями различного ранга и морфологии, в том числе Махар-Даутский и Кышкаджерский, и массивами гранитоидов (Кызыл-Дуппурский, Назалыбекский, Тебердинский).

Макерский СВК представлен амфиболит-сланцево-гнейсовой метаморфической формацией (KK^3PR_2) макерского метаморфического комплекса мощностью до 3 000 м. Образования комплекса слагают Дуккинский тектонический покров Софийского поднятия, а также Тебердинский тектонический блок одноименного поднятия. Они представлены сланцами и гнейсами с отдельными прослоями и горизонтами амфиболитов. Породы комплекса сохранилась в пределах впадин, разделенных системой мигматит-гнейсовых выступов инфраструктуры и массивов гранитоидов. Структура тектонических блоков разнообразна. В Софийском поднятии (Дуккинский покров) синформа представлена погружением тектоно-стратиграфического разреза Макерского СВК в северо-западном направлении [321]. В Тебердинском тектоническом блоке несколько условно реставрируется система продольных субширотных синформ (грабен), в целом ступенчато погружающихся к югу, в сторону Аманауз-Домбайского выступа и, частично, к северу, к Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне.

Протолитный парагенез пород макерского метаморфического комплекса (KK^3PR_2) предпоч-

тительнее ассоциируется с песчаной молассовой формацией рифтогенных зон с базальт-трахибазальтовой компонентой [99, 100].

Грабен-синклиниорий Передового хребта (ГСПХ) с юга ограничен Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоной, а с севера – Северным коровым разломом. Схождение этих разломов приводит к постепенному «выклиниванию» ГСПХ в восточном направлении. В западном направлении он расширяется и далее, за пределами рассматриваемой территории, «скрывается» под осадочными комплексами мезо-кайнозойского чехла.

Основу раннегерцинской структуры грабен-синклинория составляют автохтонный комплекс кристаллического основания Передового хребта (Блыбский и Бескесский СВК) и пакет герцинских тектонических покровов, в том числе Тоханский, Кизилкольский, Марухский, Ацгаринский. Основные тектонические швы покровов представлены пологими (до 30–40°) зонами милонитов или тектонического меланжа с телами серпентинитов.

Блыбский СВК (KK^2PR_2) фрагментарно обнажается в южной части ГСПХ, вдоль Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Представлен породами армовского метаморфического подкомплекса и, в целом, характеризуется устойчивым погружением толщ в северных румбах под углами до 50°. Низы разреза блыбского комплекса обнажаются за пределами территории и сложены преимущественно фемическим (ортоамфиболиты) балканским подкомплексом, протолитный материал которого относят к однородной базальт-трахибазальтовой формации рифтовых зон [99]. Наличие в зоне контакта балканского и армовского подкомплексов взбросо-надвигов с протрузиями ультрабазитов и когерентный состав серии в целом позволили Гамкрелидзе И. П. и др. [55], вслед за Барановым Г. И. [23, 24, 33], рассматривать их в качестве пакета тектонических пластин.

Бескесский СВК (автохтон) сложен одноименным метаморфическим комплексом и на территории листов перекрыт мезо-кайнозойским чехлом и отложениями Тоханской зоны (андрюкской свиты). Его расположение в северо-западном углу площади, в районе Бескесского поднятия, и состав определяются по данным бурения и геофизики. По структурно-формационному районированию новой Легенды-200 [354] и в связи с наличием над ними отложений Тоханской СФЗ, образования комплекса включены в состав мегазоны грабен-синклинория Передового хребта. Западнее он обнажен в глубоких врезях рек Бол. Лаба и Бескес и насыщен телами палеозойских гранитоидов и протерозойских протрузий ультрабазитов, в целом подчеркивающих расчлененный характер разреза [61, 74 и др.].

К юго-востоку от Бескесского поднятия, в основании комплекса, по данным бурения и геофизики выделяется крупный ультрабазитовый массив (Кардоникский), который в магнитном поле характеризуется положительной аномалией с зонами (цепочками) максимумов (до +176 нТл). По данным глубинных геофизических исследований вдоль Аксаутского профиля северо-восточная и юго-западная части массива уменьшаются в мощности и имеют пологие, вероятно, тектонические контакты. В центральной же части наблюдается его утолщение и погружение на глубину вдоль центральной шовной зоны (рис. 2). К северо-западу и юго-востоку ультрабазитовый массив тектонически расчленяется на ряд мелких фрагментов и, вероятно, полностью выклинивается.

РАННЕГЕРЦИНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В составе раннегерцинского структурного этажа развиты толщи палеозойской островодужной системы ($ШДD_3-C_1$; $ОДС-D_3$; $ФШD_2-C_1$) с реликтами океанической коры ($ОКО_1-D_2$; $ОКО_{1-2}$), свидетельствующие об интенсивном тектоническом стрессе, проявившемся на рубеже ранне- и позднегерцинского этапов развития и сопровождавшимся внедрением гранитоидов белореченского комплекса ($ВПС_1$). Раннегерцинская коллизия в начале карбона привела к скупиванию террейнов, шарьированию пластин океанической коры и островодужных комплексов на кристаллический фундамент. В результате произошла консолидация фундамента ЦККМ и формирование его структуры.

Раннегерцинские СВК на изученной площади представлены пакетом тектонических покровов, располагающихся в **грабен-синклиниории Передового хребта**. В осевой части Дженту-Тырныаузской синформы в направлении снизу вверх и с северо-востока на юго-запад выделяются Тоханский, Кизилкольский, Марухский и Ацгаринский покровы [28, 30, 45, 46, 79, 237]. Они залегают субсогласно друг на друге, что ранее принималось за стратиграфический характер взаимоотношений слагающих покровы осадочно-вулканогенных толщ [114, 130, 131]. Позже на основании обширного палеонтологического материала и данных изотопного датирования Барановым Г. И., Грековым И. И., Омельченко В. Л. и др. [30, 31, 79, 84, 242] первоначально непрерывный вертикальный разрез отложений был расчленен на ряд тектонически перекры-

вающих друг друга синхронных по возрасту литолого-стратиграфических серий. Их образование происходило в определенных геодинамических обстановках и включали следующие формации (снизу вверх):

– в Тоханском тектоническом покрове – филлитово-граувакковую, фронтального шельфа островной дуги ($\PhiШД_2-C_1$), включающую отложения Тоханской зоны (андрюкской, артыкчатской и тоханской свит), мощностью более 1 700 м;

– в Кизилкольском тектоническом покрове – базальт-андезит-плагиориолитовую, кремнисто-вулканогенную, терригенно-турбидитовую, терригенно-конгломератовую, вулканической островной дуги ($ОДС-D_3$), включающую отложения Кизилкольской зоны (карачаевская и урупская серии), мощностью более 4 000 м; известняково-глинисто-песчаную, шельфа остаточной островной дуги ($ШДД_3-C_1$), включающую отложения одноименной зоны (пастуховскую, гидамскую и абиширскую серии);

– в Марухском тектоническом покрове – вулканогенно-терригенную, андезито-базальтовую, кремнисто-терригенную ($ОКО_1-D_2$), включающую образования Марухской зоны (кольтюбинской серии), мощностью более 3 930 м и габбро-гипербазитовую ($ОКО_{1-2}$) – интрузивных (?) архызского габбро-габбродиоритового и кяфарского ультрабазитового комплексов реликтов океанической коры;

– в Ацгаринском тектоническом покрове – амфиболит-сланцево-микрогнейсовую, кремнисто-сланцевую, комплекса основания континентальной коры ($КК^1PR_2$), включающую образования речепстинского метаморфического комплекса, мощностью более 3 800 м.

Одновременно была доказана вероятность аллохтонного залегания всего пакета ГСПХ на метаморфитах кристаллического основания. Последний тезис, впервые высказанный Барановым Г. И. в 1967 году, недавно получил дополнительное петрологическое обоснование [222]. Кроме этого, при проведении геологосъемочных и тематических работ, было доказано отсутствие плутонических комагматов или петрохимических одновозрастных аналогов заканского, бахмуткинского, озеракяфарского и архызского плутонических комплексов, а также даутской, карабекской и касаевской свит в основании мегазоны грабен-синклинория Передового хребта (Блыбский СВК) и нижезалегающих (Кизилкольском и др.) покровах [322].

Для пакета тектонических покровов характерно уменьшение мощности и выклинивание в юго-западном направлении и ее возрастание на их фронте (на севере) за счет многократного сдвигания по чешуйчатым надвигам северной вергентности. Эффект бульдозера наиболее ярко проявлен в бассейне р. Уруп в структуре Кизилкольского покрова, где отмечается сдвигание вулканогенных толщ урупской серии. С этим же эффектом связано нарастание динамометаморфизма в южном направлении. Основные тектонические швы покровов на участках доступных для непосредственного наблюдения сопровождаются или глиной трения, или зонами повышенного рассланцевания и линзовидными зачастую «развальцованными» телами базит-гипербазитов [45, 46, 79].

Тоханский тектонический покров располагается в северной части пакета герцинских покровов, на северном крыле Дженту-Тырныаузской синформы. Слагающие покров филлитово-граувакковые образования погружаются на юг, смяты в различного морфологического типа складки. Основной тектонический шов покрова трассируется линейно-ориентированной контрастной аномалией магнитного поля, связанной с протрузивным (?) массивом гипербазитов Северного тектонического шва. По геолого-геофизическим данным гипербазиты залегают под породами Тоханского покрова, где вскрыты скважинами (рр. Уруп, Маруха) [358, 405] и наблюдались во врезках речных долин (рр. Псекенча, Теберда, Колтюбе). Отчетливая линейность массива позволяет допускать связь гипербазитов не только с основным тектоническим швом покрова, но и с Северным разломом, морфология которого пока не получила однозначного геофизического обоснования. Петрологический (наличие обломков) и геохимический (никель-кобальтовая геохимическая специализация) облик филлитово-грауваккового комплекса Тоханского покрова указывает на присутствие гипербазитов в области сноса [76, 144]. Появление их в этой зоне возможно при условии широкого проявления офиолитового диапиризма, которому могла способствовать тектоническая активизация Северного разлома.

Кизилкольский тектонический покров располагается в осевой части Дженту-Тырныаузской синформы, отличается от предыдущего наиболее полным формационным наполнением. В его пределах получили развитие базальт-андезит-плагиориолитовая, кремнисто-вулканогенная, терригенно-турбидитовая, терригенно-конгломератовая ($ОДС-D_3$) и известняково-глинисто-песчаная ($ШДД_3-C_1$) формации, отражающие этапы зарождения, развития, эрозии и, наконец, тектонической стабилизации и отмирания собственно Большекавказской палеоостровной дуги и палеоостроводужной системы в целом. Основной тектонический шов Кизилкольского покрова аномально выглядит только на южном фланге Джентинской синформы, где он выступает в

качестве шва для всего пакета герцинских покровов. Здесь он представлен зоной метасоматически преобразованных тектонитов мощностью от 10–20 и до 250 м, брекчиями карбонатитов и протрузиями серпентинитов. Внутренняя структура образований покрова осложнена множеством разрывных нарушений. Интенсивность тектонических перемещений по ним возрастает с запада на восток по простиранию покрова и связана с уменьшением его ширины более чем в 3 раза (схема структурно-фациального районирования). Наиболее сложное строение отмечается в междуречье Теберда–Колтюбе–Даут. Здесь отмечается сдвигание стратиграфических разрезов разнофациальных образований Кенделляр–Суарыкской, Картджуртской и Бескесско–Колтюбинской подзон. При этом предполагается тектоническое выклинивание Картджуртской подзоны к западу. Антиформы и синформы этого района часто ассиметричны (тектоническое срезание одного из крыльев складок); с крутыми до опрокинутых падениями крыльев складок при северной вергентности складчатости [317].

Марухский тектонический покров достоверно откартирован в пределах Марух–Зеленчукской и Теберда–Колтюбинской синформ. Его основной массив располагается перед фронтом Ацгаринского покрова и характеризуется чешуйчато-надвиговым стилем тектоники. В пределах Марух–Зеленчукской синформы в составе покрова откартированы три тектонические пластины. Нижняя пластина сложена вулканогенно-терригенными образованиями касаевской и новомарухской свит в нормальной стратиграфической последовательности. Средняя – габбро-гипербазитовой формацией (архызский и кяфарский плутонические комплексы – $ОКО_{1-2}$) и вулканогенно-терригенными образованиями карабекской, тебердинской и ачиминарской свит, расположенными в опрокинутом залегании [45, 46]. Верхняя – вулканогенно-терригенными образованиями кяфар-агурской толщи в нормальной стратиграфической последовательности. В пределах Теберда–Колтюбинской синформы выделяются образования нижней–средней или только средней пластин, залегающие аналогично Марух–Зеленчукской синформе. Породы покрова осложнены серией синформ и антиформ с размахом крыльев до 1–2 км и множеством тектонических нарушений (срывов) внутри пластин. Образования нижней и верхней пластин прорваны плагиогранитами озерокафарского комплекса, в средней пластине отмечаются лишь дайки аналогичного состава. В общем виде покров образован офиолитовой триадой, составные части которой – гипербазиты–габброиды–базальтоиды и вулканогенно-осадочная покрывка. Петрологический состав образований Марухского тектонического покрова вместе с петрохимическими данными позволил рассматривать толщи покрова в качестве реликта океанической коры, сформированной в обстановке задугового бассейна Большекавказской островодужной системы [30, 32, 45, 46, 81, 84, 237].

Ацгаринский тектонический покров располагается в верхней части пакета герцинских покровов ГСПХ. Сложен он протерозойским амфиболит-сланцево-микрогнейсовым, кремнисто-сланцевым СВК (речепстинский комплекс – $КК^1PR_2$). В Ацгаринской синформе (истоки рр. Ацгара–Кяфар) покров представлен пакетом тектонических пластин, собранных в ассиметричную синклираль юго-западной вергентности. Здесь выделены три основные тектонические пластины. Нижняя пластина сложена образованиями ацгаринского метаморфического подкомплекса, вмещающими тела и дайки диоритов, гранодиоритов чиликского комплекса. Средняя – образованиями чиликского подкомплекса. Верхняя – образованиями кяфар-заканского метаморфического подкомплекса, прорванные телами монцодиоритов заканского комплекса. На различных уровнях среди образований покрова и над ними отмечаются тела (протрузии) серпентинизированных гипербазитов протерозоя. Породы тектонических пластин покрова осложнены множеством тектонических нарушений (срывов) внутри них. Важнейшей особенностью базитовых разностей речепстинских метаморфитов является их обогащенность железом и фосфором, приближающая их по составу к феррогаббро [259]. Этим они отличаются от габброидов Марухского покрова и амфиболитов буульгенского комплекса [55]. От островодужных образований их отличает более высокое содержание титана и фосфора [259]. Учитывая преобладание сиалических разностей в составе комплекса, он выделен в составе континентальной коры комплексов основания ($КК^1PR_2$).

Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий (КЧГА) на рассматриваемой территории занимает ее северо-восточную часть, а слагающие его структурно-вещественные комплексы большей частью перекрыты мезо-кайнозойским осадочным чехлом. Представления о тектоническом строении горст-антиклинория опираются на фрагментарные выходы образований в глубоких врезках р. Кубань и ее притоков, а также на материалы бурения и данные региональной геофизики. В пределах листа К-37-VI по южной периферии он ограничен Северным разломом, вдоль которого протягивается крупный массив ультрабазитов. В пределах горст-антиклинория на домезозойскую поверхность выведены преимущественно древнейшие (верхний протерозой) метаморфические комплексы сиалического и фемосиалического профиля (сланцево-гнейсовая

(KK^6PR_2) и сланцево-гнейсо-амфиболитовая (KK^7PR_2) формации).

В структуре домезозойского фундамента КЧГА в северной части выделяются Зеленчукский, Алибердуковский, Новокарачаевский и Новотебердинский тектонические блоки и Кумышская ступень, сложенные фемосиалическими комплексами, а в юго-восточной части – фрагменты Шаукамнысыртской складчатой зоны (KK^6PR_2), перекрывающей образования Кубанского тектонического блока (выступа) (KK^7PR_2) [89, 126, 352]. Тектонические блоки сложены в различной степени метаморфизованными сланцами и гнейсами верхнего протерозоя с отдельными телами гранитоидов [352, 371].

Зеленчукский блок протягивается вдоль границы с грабен-синклинорием Передового хребта и представляет собой крупную синформу (впадину), в пределах которой отмечается значительная мощность сиалофемических образований. Синформа хорошо выделяется на Аксаутском глубинном профиле (рис. 2), а также характеризуется наиболее высокими значениями гравитационного поля, образуя вытянутую в северо-западном направлении аномалию. В целом, Зеленчукская синформа может быть сопоставлена с расположенной восточнее Хасаутской впадиной.

Алибердуковский и Новокарачаевский блоки (поднятия) располагаются к северо-востоку от Зеленчукской синформы. В пределах этих блоков предполагаются выходы фемосиалических пород незначительной мощности. В позднегерцинский этап эти образования были прорваны гранитами малкинского комплекса. Новокарачаевский блок, по-видимому, представляет собой западное периклинальное замыкание Бечасынского антиклинального поднятия, выделенного к востоку от данного района [352].

Кумышская ступень, расположенная в северо-восточном углу площади, представляет собой синформу, сложенную фемосиалическими образованиями.

Новотебердинский блок расположен на юго-западном фланге листа. Образует ядро Прикубанской антиформы и представлен за пределами листа Джаланкол-Индышским автохтоном [317, 352], который сложен сиалофемическими толщами кубано-даутского метаморфического комплекса в нормальной стратиграфической последовательности.

Шаукамнысыртская складчатая зона (аллохтон) фрагментарно обнажается в долине р. Кубань и сложена сланцево-гнейсовыми образованиями шаукамнысыртского метаморфического комплекса, которые находятся в опрокинутом залегании [89, 317, 380]. Породы комплекса изменены процессами натриевого метасоматоза (полевошпатовый порфиробластез), интенсивность которого возрастает в направлении с севера на юг и одновременно сверху вниз по разрезу. Этот процесс положен в основу обоснования опрокинутого залегания пород комплекса [126]. Образования складчатой зоны представляют собой сорванное крыло гигантской синклинали, шарьированной на образования Кубанского выступа (автохтона) [33], выделенной и детально изученной восточнее данного района [352].

Кубанский выступ (автохтон) обнажается небольшим выходом под образованиями Шаукамнысыртской складчатой зоны (тектоническое окно) в бассейне р. Колтюбе. Тектонически нарушенные образования выступа сложены фемосиалическими породами кубано-даутского метаморфического комплекса, детально изученными восточнее данного района [352].

ПОЗДНЕГЕРЦИНСКО-ИНДОСИНИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Раннегерцинская покровно-складчатая структура, как и комплексы кристаллического основания, «запечатываются» образованиями позднегерцинско-индосинийского структурного этажа, представленных серо- и красноцветной молассой, местами с риолитами и их туфами, межгорных прогибов и континентальных рифтов (MPC ; MPC_{2-3} ; KPP ; KPT_1).

Позднегерцинско-индосинийские СВК в пределах ЦККМ выполняют роль переходных образований, запечатавших тектонически расслоенную структуру раннегерцинского фундамента. На этом возрастном срезе тектонические элементы антиклинорной (Карачаево-Черкесский и Главного хребта горст-антиклинории) и синклинорной (грабен-синклинорий Передового хребта) морфологии уступили место одноименным сводовым поднятиям и межгорному прогибу [87].

Формации позднегерцинско-индосинийского времени широко развиты, в средней и южной частях прогиба Передового хребта (рис. 3). Здесь они представлены терригенными, местами угленосными, вулканогенными молассовыми образованиями. Породы структурного этажа первоначально выступали в качестве неавтохтона, запечатавшего тектонически расслоенную структуру доверхнепалеозойского фундамента. Позднее они были частично сорваны с раннегерцинского основания и тектонически перемещены, и, в соответствии с этим, могут выступать как неаллохтонные. В областях сводовых поднятий позднепалеозойские образования практи-

чески не накапливались или уничтожены последующей эрозией. Здесь они установлены лишь в Кольтюбинской впадине, тяготеющей к зоне синклинали морфологии в догерцинском фундаменте. Кроме того, позднегерцинские и индосинийские орогенные процессы изменили тектоническую структуру сводовых поднятий, в их пределах наиболее мощно проявились процессы гранитизации и формирование крупных тел гранитоидов уллукамского и малкинского комплексов.

Прогиб Передового хребта заложен на месте одноименного грабен-синклинали. Южное его ограничение совпадает с разломами Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной, северное обусловлено тектоническим выклиниванием позднепалеозойских и триасовых образований. Позднегерцинско-индосинийский структурный этаж здесь представлен грубообломочными терригенно-вулканогенными осадками межгорных и предгорных прогибов. Его составными частями являются каменноугольная сероцветная моласса (МПС), средне-позднекаменноугольная сероцветная угленосная моласса с проявлениями риолитового вулканизма, сформированная в обстановке активной окраины континента субдукционного (андийского) типа (МПС₂₋₃), пермская и триасовая красно- и пестроцветная моласса с бимодальным вулканизмом, связанная с внутриконтинентальным рифтогенезом (КРР, КРР, КРТ₁).

В прогибе Передового хребта карбоновые, пермские и триасовые образования сохранились в пределах синформ (впадин) и, в меньшей мере, в пределах горст-антиклинорных поднятий (*Лабино-Марухский* и *Марух-Тебердинский выступы*). В синформах молассовые комплексы карбона и перми располагаются в линейно координированных впадинах (Урупо-Лабинская, Архызская, Аксаутская и Эпчикская). Собственно неавтохтонные комплексы верхнего палеозоя сохранились в пределах Лабино-Марухского и Теберда-Кубанского выступов. В пределах синформ (впадин) они тектонически сорваны и перемещены – *Урупо-Кольтюбинский покров (неоаллохтон)*, а за их пределами сохранились в виде небольших тектонических останцов. Перемещение образований покрова обосновывается следующими данными:

- тектоническими взаимоотношениями разновозрастных аллохтонных толщ карбона с мощными горизонтами туфов и лав риолитового состава и автохтонных без следов вулканических проявлений при резком изменении их общих мощностей. Сближение разнофациальных образований наиболее хорошо изучено в бассейне р. Аксаут, где в тектоническом окне обнажены автохтонные комплексы среднего карбона–нижней перми и тектонически перекрывающие их аллохтонные образования среднего–верхнего карбона;

- резкие угловые несогласия и разновозрастные породы вдоль этих контактов;
- тектоническое срезание отдельных пачек, толщ и даже свит образований покрова вдоль контактов с подстилающими образованиями;

- наличие в зонах меланжа чужеродных образований (крупнокристаллических монцодиоритов и др.);

- отсутствие в подстилающих образованиях разновозрастных петрохимических аналогов толстобугорского и кынырчадского комплексов;

- наличие небольших тектонических останцов вблизи крупных частей покрова;

- отсутствие в отложениях карбона, перми и триаса покрова вблизи контактов обломков подстилающих пород (нет базальных горизонтов).

Среди автохтонных отложений выступов сохранились в большей мере каменноугольные образования всех трех отделов (учкуланская, атчапханская свиты, загеданская, агурсуйская и конгломератовая толщи), характеризующиеся небольшими мощностями отложений (до 630 м) и отсутствием в их составе вулканогенных образований (МПС). Наряду с сероцветными отложениями в базальных горизонтах отмечаются маломощные прослои красноцветов. Перекрывающие отложения перми (КРР) отмечены лишь по р. Аксаут.

Карбоновые, пермские и триасовые отложения Урупо-Кольтюбинского покрова характеризуются большими мощностями (до 5 600 м). Пермские достигают мощности 3 000 м, а нижнетриасовые – более 1 100 м. Несмотря на огромную общую мощность осадков позднегерцинско-индосинийского структурного этажа, толщина сорванных пластин не превышает 1–1,4 км. Это связано с довольно большими углами падения пород (до 50°) к плоскости контакта с подстилающими образованиями.

В современной структуре впадины имеют тектонические ограничения, характеризуются асимметричным строением. Асимметричность в значительной степени обусловлена тектоническим срезанием по разломам каменноугольных и пермских комплексов: в северном направлении – в Урупо-Лабинской и в северном и восточном направлениях – в Аксаутской впадинах, что подтверждается данными бурения [334, 358, 410]. В связи с этим в крупных впадинах отсутствуют типичные синклинали и они названы синформами. Характер тектонического срезания отложений отчетливо виден в выходах на поверхность позднепалеозойских и триасовых

образований в бортах впадин в бассейнах рр. Уруп, Кяфар, Маруха, Теберда и др. Местами в зонах тектонических контактов отмечается складчатость. В бассейне р. Кяфар (Толстобугорское месторождение углей), в южном борту Уруп-Лабинской синформы, отмечаются изоклинальные складки с отчетливой южной вергентностью, амплитудой до 80 м и углами падения опрокинутых крыльев 60–70° [359, 360]. В районах поднятий отмечаются тектонические останцы, структурно несогласно залегающие на подстилающих образованиях [321]. Зоны тектонических нарушений в подошве неоаллохтона представлены тектонической брекчией, местами милонитами мощностью до 15–17 м.

Накопление молассовых комплексов сопровождалось проявлениями вулканизма [87, 88]. В среднем карбоне горизонты туфов и лав риолитового состава среди образований покрова повсеместно откартированы от р. Уруп до р. Колтюбе включительно. Проявления контрастного пермского вулканизма (лавы и туфы андезитов, андезидацитов, дацитов в кинырчадской свите) и гипабиссальных гранитпорфиров, трахиандезитов кинырчадского комплекса (**КРР**) наблюдается в северной части выходов молассового комплекса (околожерловые фации) также от р. Уруп до р. Колтюбе. В пределах Верхне-Архызской, Аксаутской и Эпчикской впадин накопление грубообломочной молассы продолжалось и в раннем триасе (архызская свита).

На площади позднегерцинских **Главнокавказского** и **Карачаево-Черкесского сводовых поднятий** осадки неоавтохтонного комплекса, практически, не накапливались или эродированы. Поэтому их позднегерцинская структура не вполне ясна. Предполагается, что в пределах поднятия Главного хребта произошло заложение глубинных Заканского, Софийско-Клычского и Адырсуйского разломов правосдвиговой морфологии. Догерцинский Макерский аллохтон был расчленен на ряд диагонально расположенных тектонических поднятий, в том числе *Софийский* и *Тебердинский тектонические блоки*, каждый из которых разбит на систему более мелких тектонических составляющих (Архызский, Псышский, Верхне-Лабинский, Домбайский, Учкулан-Махарский, Аксаут-Гоначирский блоки). Тектонические блоки сложены мигматит-гнейсовыми образованиями с телами гранитоидов белореченского и уллукамского комплексов (антиформы) или сланцево-гнейсовыми формациями с телами тех же гранитоидов (синформы) (**ВПС₁**, **ВПС₂**). Меридиональное сжатие способствовало формированию ряда тектонических покровов в пределах как Софийского (Дуккинский и Лабино-Псышский), так и Тебердинского (Кышкаджерский и Кизгыч-Махарский) тектонических блоков.

В пределах Карачаево-Черкесского поднятия позднегерцинской структурой является *Кольтюбинская впадина*. Она представлена грубообломочной красноцветной молассой нижней-средней перми (песчано-конгломератовая толща), трансгрессивно залегающей на метаморфических комплексах фундамента. Обилие в составе обломков толщи полуокатанных пород фундамента свидетельствует о местном источнике сноса и непродолжительном расстоянии его транспортировки.

Позднегерцинско-индосинийская структура остальной части Карачаево-Черкесского поднятия, перекрытой осадочным чехлом, не ясна. В ее пределах выделенные тектонические единицы, которые унаследованы от раннепалеозойской структуры – Зеленчукский, Алибердуковский, Новокарачаевский и Новотебердинский тектонические блоки и Кумышская ступень, были осложнены в связи с внедрением гранитоидов малкинского комплекса (Ново-Карачаевский массив), особенно Ново-Карачаевский блок.

В целом, Главнокавказский и Карачаево-Черкесский сводовые поднятия выполняют роль, соответственно, фронтального и тылового поднятий позднегерцинской островодужной системы андского типа. Позднегерцинская коллизия в пределах поднятий реализовалась в выводе догерцинского цоколя на донорскую поверхность, широким проявлением гранитоидного магматизма и в развитии крутопадающих нарушений диагональной и ортогональной ориентировки, приведших к дивертикуляции покровно-складчатой структуры раннегерцинского яруса. Внимания заслуживают также данные о вероятном активном проявлении здесь индосинийских тектонических деформаций.

Следы собственно **индосинийской структуры** сохранились в виде наложенных на герциниды межглыбовых и внутриглыбовых субширотных узких (до 5–20 км) грабенов рифтогенного типа (тафрогенов) различной протяженности. Наиболее протяженной является система грабенов, заложившихся вдоль разломов Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоны. Здесь образования индосинийского комплекса развиты в Архызском и Эпчикском тектонических блоках, в синформе в районе г. Кынгыр-Чад и представлены нижнетриасовой красноцветной и пестроцветной молассой (до 1 100 м).

ОСАДОЧНЫЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Платформенный чехол на площади листов широко развит в их северной части и представлен двумя структурно-формационными комплексами – ранне-среднеюрским терригенным и позднеюрско-раннемеловым терригенно-карбонатным, отвечающим киммерийскому и альпийскому структурным этажам.

КИММЕРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Киммерийский структурный этаж несогласно перекрывает доюрский фундамент и представлен ранне-среднеюрской терригенной и вулканогенно-терригенной формациями доколлизийного структурно-формационного комплекса (СФК) континентального шельфа. Развитые в районе ниже-среднеюрские отложения относятся к трем структурно-фациальным зонам – Лабино-Малкинской, Архыз-Гузерицкой и Домбайской (рис. 4). Наиболее крупные выходы наблюдаются в северной части в пределах Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости. В Лабино-Малкинской зоне накопление ниже-среднеюрских осадков происходило в условиях внутреннего шельфа и в разных его участках (ШВ^1_{1-2}), сочеталось с отложением вулканогенно-кластической формации (шоанская свита) и внедрением интрузий маринского вулканического комплекса (ЗР^1_{1-2}). В пределах Архыз-Гузерицкой зоны формирование осадков происходило в условиях внешнего шельфа (ВШ^1_{1-2}), в Домбайской зоне – в условиях зоны приобортового растяжения (БР^1_{1-2}) с проявлением андезидацитового вулканизма (вулканогенно-терригенная толща) и внедрением тел домбайского гипабиссального и санчаро-кордывачского плутонического комплексов (ЗР^2_{1-2}).

В Лабино-Малкинской зоне прерывистой складчатости осадочный чехол сложен, в основном, терригенным (глинисто-песчаным) угленосным формационным комплексом ранней–средней юры. Отложения с резким угловым несогласием залегают на образованиях домезозойского фундамента и со стратиграфическим и угловым несогласием перекрыты толщами мальм-эоценового комплекса. Южная граница Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости эрозионно-тектоническая. Здесь осадочный чехол нарушен разломами преимущественно общекавказской ориентировки. На доверхнеюрском срезе в составе киммерийского структурного яруса Лабино-Малкинской зоны реставрируются Кубанская впадина, Аксаут-Марухское поднятие и Уруп-Кяфарская впадина (рис. 4). В пределах Кубанской впадины раннеюрский осадочный чехол угленосен и имеет максимальную мощность продуктивной хумаринской свиты (до 980 м). В ее пределах характерно развитие продуктов раннеюрской вулканоплутонической ассоциации маринского комплекса (ЗР^1_{1-2}).

Наиболее значительный центр магматизма расположен в долине р. Кубань, в районе г. Карачаевска (Карачаевская вулканоплутоническая структура) и связан с активизацией в киммерийское время Северного разлома в фундаменте. По особенностям литологического состава в пределах Кубанской впадины выделяются нижеюрские угленосный вулканогенно-терригенный (ЗР^1_{1-2}) (хумаринская и шоанская свиты) и груботерригенный (ШВ^3_{1-2}) (джигатская свита) комплексы. Западнее, в Аксаут-Марухском поднятии, в том числе и Аксаут-Тебердинском выступе, вулканогенные образования исчезают, уступая место только груботерригенными угленосными (ШВ^1_{1-2}) (хумаринская свита). Киммерийский осадочный комплекс поднятия сокращается по мощности, изобилует стратиграфическими перерывами и характеризуется непостоянством разреза. В пределах Аксаут-Марухского поднятия происходит смена фаций – вулканогенно-терригенных и угленосных дельтово-лагунных фаций хумаринской свиты и мелководных прибрежно-морских джигатской свиты на более глубоководные морские – бугунжинской и псебайской свит Уруп-Кяфарской впадины.

В юго-западной части Лабино-Малкинской зоны выделено Кяфар-Бугунжинское поднятие, включающее Бескесско-Урупский и Кяфар-Зеленчукский фрагменты (выступы). Ниже-среднеюрские отложения в пределах Кяфар-Бугунжинского поднятия трансгрессивно перекрывают разновозрастные палеозойские образования доюрского фундамента и характеризуются широким развитием прибрежно-морских грубообломочных песчаных и песчано-глинистых толщ (власенчихинская и ахызыртинская) груботерригенной флишоидной формации (ШВ^2_{1-2}), на капливавшихся, вероятно, в пределах южного мелководного островного (?) шельфа.

В северной части поднятия грубообломочные толщи по Урупо-Зеленчукскому надвику перекрываются более глубоководными песчано-глинистыми (ШВ^1_{1-2}) фациями ниже-среднеюрских осадков (псебайская, бугунжинская свиты) Уруп-Кяфарской впадины. В полого залегающей (до 30°) зоне тектонитов Урупо-Зеленчукского надвига отмечаются обломки кристаллических пород фундамента, представленных гнейсами, кварцитами, гранитоидами. Синемюр-

ааленские комплексы Кубанской, Уруп-Кяфарской впадин и Аксаут-Марухского поднятия трансгрессивно перекрываются глинистыми ($ШВJ_2$) и туфогенно-терригенными ($ЗРJ_2$) комплексами байоса-бата (джангурская свита выше хлебодаровского горизонта туфов кислого состава). Степень размыва отложений увеличивается с запада на восток. В бассейне р. Кубань, в районе максимального размыва, отложения байоса залегают на раннеплинсбахских образованиях хумаринской свиты. Стратиграфическое несогласие в основании комплексов отражает, по-видимому, тектонические перестройки района в пред- или раннебайосское время, в том числе и тектоническое сближение по Урупо-Зеленчукскому надвигу разнофациальных комплексов Кяфар-Бугунжинского поднятия и Уруп-Кяфарской впадины. А туфы хлебодаровского горизонта в отложениях джангурской свиты фиксируют геодинамическую обстановку зоны внутриконтинентального растяжения.

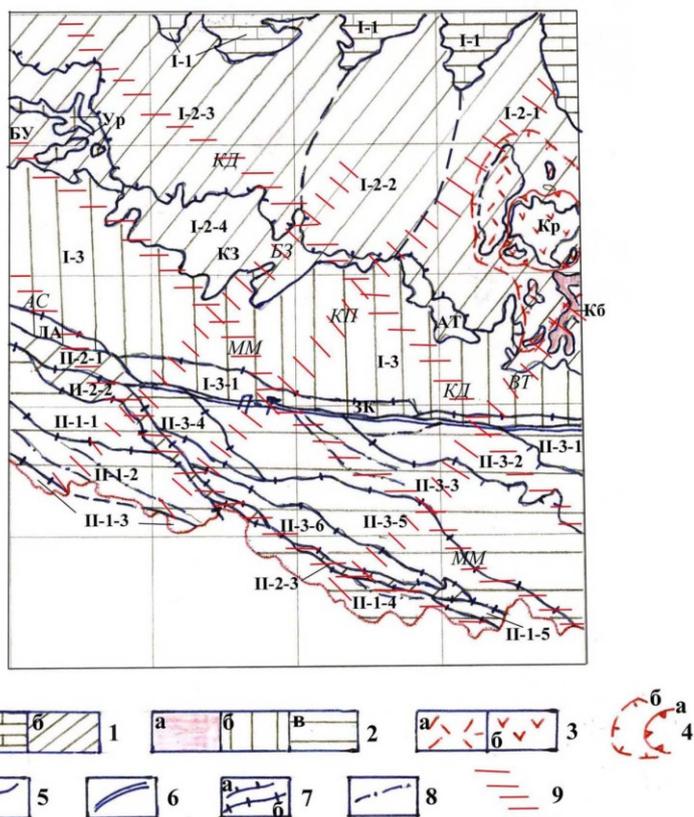


Рис. 4. Схема тектонического районирования складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа на киммерийско-альпийский этап.

1 – комплексы осадочного чехла: а – терригенно-карбонатный (J_2-K_1), б – терригенный и вулканогенно-терригенный (J_{1-2}); 2 – комплексы доюрского основания: а – Карачаево-Черкесского горст-антиклинория (КЧГА), б – грабен-синклинория Передового хребта (ГСПХ), в – горст-антиклинория Главного хребта; 3 – площади развития нижнеюрских магматитов: а – вулканогенов покровных фаций (шоанская свита), б – субвулканических фаций (маринский комплекс); 4 – контуры Карачаевской вулкано-плутонической структуры: а – центральной зоны, б – внешней зоны; 5 – стратиграфические границы между структурами; б – тектонический шов между структурами I-го порядка (П-Т – Пшекиш-Тырныаузская шовная зона); 7 – тектонические границы между структурами II-го порядка: а – надвигового, б – взбросового характера; 8 – прочие разрывы; 9 – зоны концентрации деформаций (трещинно-разрывные и др. зоны).

I – Северо-Кавказский краевой массив: I-1 – Северо-Кавказская моноклираль; I-2 – Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости: I-2-1 – Кубанская впадина, I-2-2 – Аксаут-Марухское поднятие, I-2-3 – Уруп-Кяфарская впадина, Кр – Карачаевская вулкано-плутоническая структура, I-2-4 – Кяфар-Бугунжинское поднятие, в т. ч. БУ – Бескесско-Урупский выступ, КЗ – Кяфар-Зеленчукский выступ, АТ – Аксаут-Тебердинский выступ, выступы доюрского фундамента: Ур – Урупский (ГСПХ), Кб – Кубанский (КЧГА); I-3 – поднятие Передового хребта: I-3-1 – Пшекиш-Тырныаузская межблоковая зона, в т. ч. ЛА – Лабино-Архызская часть, ЗК – Зеленчук-Кубанская часть.

II – складчато-глыбовое поднятие Главного хребта Центрального Кавказа: II-1 – Софийское поднятие: II-1-1 – Пхия-Дуккинский блок, II-1-2 – Лабино-Псышский блок, II-1-3 – Санчаро-Кардывачский блок, II-1-4 – Аманауз-Домбайский блок, II-1-5 – Клухорский блок; II-2 – Архыз-Гузеришльская депрессия: II-2-1 – Пхия-Архызский блок, II-2-2 – Архыз-Клычский блок, II-2-3 – Домбайский блок; II-3 – Тебердинское поднятие: II-3-1 – Уллухурзукский блок, II-3-2 – Ножуй-Тебердинский блок, II-3-3 – Махар-Кызыльский блок, II-3-4 – Кызгычский блок, II-3-5 – Гоначирский блок, II-3-6 – Аксаут-Домбайский блок.

Зоны концентраций деформаций: правосдвиговые КД – Караджалмас-Джемагатская, ММ – Малокафаро-

Махарская, АС – Абишира-Софийская и левосдвиговые БЗ – Большезеленчукская, КП – Караджалмас-Пшишская, ВТ – Верхне-Тебердинская.

В поднятии *Передового хребта* киммерийские СВК сохранились в виде останцов в ядрах синклиналей и в узких тектонических блоках Пшекиш-Тырныаузской межблоковой зоны в Лабино-Архызской и Зеленчук-Кубанской ее частях (рис. 3).

Архыз-Гузериписькая депрессия в западной части располагается между Северо-Кавказским краевым массивом и складчато-глыбовым сооружением Главного хребта. В современной структуре депрессия разделена на Пхия-Архызский и Архыз-Клычский блоки. Юрские образования блоков большей частью сорваны с основания (паравтохтон), смяты в складки южной вергентности, осложненные тектоническими нарушениями сложной кинематики.

Пхия-Архызский блок депрессии формационно относится к Лабино-Малкинской зоне прерывистой складчатости, а структурно тяготеет к Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоне. В геодинамическом отношении он является пограничным между пассивной частью Скифской плиты и активизированной и вовлеченной в прогибание южной окраиной последней. Имеет тектонические или эрозионные ограничения и сложен отложениями песчано-глинистой формации (бугунжинская и псебайская свиты) ($ШВ^1 J_{1-2}$) [321].

Архыз-Клычский блок депрессии расположен в северо-западной части складчато-глыбового сооружения Главного хребта, разделяя его на два горстообразных блока. Выполнен отложениями глинистой формации ($ВШ J_1$) Архыз-Гузериписькой зоны [296, 321] мощностью до 2 100 м. Формирование осадков происходило в условиях внешнего шельфа пассивной континентальной окраины ($ВШ J_1$). Образования киммерийского осадочного чехла на левобережье р. Пхия трансгрессивно залегают на породах фундамента, а в междуречье Архыз–Маруха они сорваны с основания. Северная часть Архыз-Клычского блока выступает в виде погружающегося на север грабена, а юго-восточное продолжение представляет собой узкий грабен с погружением на северо-восток и постепенным тектоническим выклиниванием к долине р. Маруха. Осадки отличаются сильной дислоцированностью, развитием кливажа осевой плоскости, повышенной степенью постдиагенетических изменений (новообразования серицита) [296].

Домбайская депрессия является юго-восточным окончанием Архыз-Гузериписькой депрессии, также имеет северо-западную ориентировку, в целом связанную с развитием диагональных разломов складчато-разрывного типа. Депрессия сложена терригенно-вулканогенной андезит-дацитовой формацией ($БР J_1$) мощностью более 8 800 м, в составе которой существенная роль принадлежит вулканогенным образованиям (туфам, туфобрекчиям и лавам андезитов), дайкам, неккам, силам андезитов и дацитов домбайского комплекса ($БР J_1$). Формирование осадков происходило в условиях зоны прибортового растяжения активной континентальной окраины. Породы в пределах депрессии сорваны с кристаллического основания и смяты в крутые, иногда запрокинутые на юг складки преимущественно северо-западной ориентировки.

АЛЬПИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Породы альпийского структурного этажа развиты в пределах Северо-Кавказской моноклинали, где с несогласием перекрывают образования средней юры (рис. 4). По особенностям литологического состава в его разрезе выделяются две формации: нижняя, средне (келловей)-верхнеюрская ($ШВ J_{2-3}$) известняково-глинисто-песчаная эвапоритовая и верхняя песчано-глинистая нижнемеловая ($ШВ K_1$).

Альпийские структуры отличаются приоритетным развитием блоковой тектоники и тектоники платформенного типа. При этом горст-антиклинорий Главного хребта приобрел черты складчато-глыбового поднятия, а грабен-синклинорий Передового хребта и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий вошли в состав Северо-Кавказского краевого массива. Пограничным тектоническим элементом между складчато-глыбовым поднятием Главного хребта Центрального Кавказа и Северо-Кавказским краевым массивом является Пшекиш-Тырныаузская межблоковая шовная зона. В общем виде эти тектонические элементы представляют собой в той или иной мере переработанные и вовлеченные в орогенное поднятие части Центрально-Кавказского кристаллического массива Скифской эпигерцинской плиты.

Северо-Кавказский краевой массив характеризуется относительно спокойными условиями залегания осадочного чехла, степень дислоцированности пород последнего, в целом, возрастает в южном направлении. В пределах изученной площади Северо-Кавказский краевой массив включает слабо вовлеченные в альпийское поднятие Северо-Кавказскую моноклинали, Лабино-Малкинскую зону прерывистой складчатости и высоко поднятое складчато-глыбовое поднятие Передового хребта (рис. 3).

Северо-Кавказская моноклинали выделяется фрагментарно на северной и северо-восточной рамках листа и сложена породами средней–верхней юры и нижнего мела. Юго-западная граница зоны Северо-Кавказской моноклинали эрозионная и проводится по подошве келловейских отложений (каменноостская свита). Северная находится за пределами изученной площади. Карбонатно-терригенные толщи моноклинали (ШВJ_{2-3} и ШВK_1) трансгрессивно перекрывают (запечатывают) киммерийскую структуру *Лабино-Малкинской зоны* и имеют сокращенные мощности. Породы залегают моноклинали с падением на северо-запад, север и север-северо-восток под углами $5-25^\circ$. Разрывная тектоника в пределах моноклинали не проявлена. Простое тектоническое строение зоны и незначительная площадь распространения не позволили в ее составе выделить более дробные структурные элементы.

К структурам, окончательно сформировавшимся в альпийский этап относятся также сложенные более древними образованиями поднятия Передового, Главного хребтов и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий.

Поднятие Передового хребта – это высоко поднятый (до +3 700 м) субширотный выступ, непрерывно протягивающийся в пределах данного района с запада на восток от р. Бол. Лаба до р. Кубань. Южная граница поднятия отчетлива и представлена разломами Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоны, тогда как северная проводится условно по подошве юрских отложений. Поднятие Передового хребта в общем виде унаследовано от позднегерцинско-индосинийского горст-антиклинорного поднятия и занимает по отношению к доюрским структурным элементам секущее положение. По морфологии поднятие Передового хребта выступает в качестве асимметричного одностороннего горста южной вергентности или в качестве клиновидного горста со встречным погружением разрывных нарушений.

Поднятие Главного хребта представляет собой горст-антиклинорий, расположенный на южном фронте Центрально-Кавказского кристаллического массива. Его граничными элементами являются на юге Главнокавказский краевой шов Скифской эпигерцинской плиты (Главный Кавказский разлом), а на севере – Пшекиш-Тырныаузская межблоковая шовная зона. В пределах поднятия на поверхность выведены породы кристаллического основания деформированного в послегерцинское время южного края Скифской плиты. На западном и восточном флангах и в узких щелеобразных депрессиях они перекрыты терригенными образованиями ниже-среднеюрского осадочного чехла. В пределах изученной площади в поднятии Главного хребта Центрального Кавказа различаются Софийское и Тебердинское поднятия, разделенные Архыз-Гузерицкой и Домбайской депрессиями. Эти блоки косо ориентированы по отношению к ограничивающим разломам, срезаются ими, подчеркивая левосдвиговую морфологию этих разломов [321, 322, 352].

В *Софийском поднятии* выделяется ряд тектонических блоков – Пхия-Дуккинский, Лабино-Псышский, Санчаро-Кардывачский, Аманауз-Домбайский и Клухорский (рис. 3). В пределах этих блоков обнажены породы фундамента – позднепротерозойские метаморфиты и мигматиты, палеозойские гранитоиды белореченского и уллукамского комплексов. Наиболее поднятыми являются Аманауз-Домбайский и Лабино-Псышский блоки, кулисообразно сменяющие друг друга по простиранию. В пределах первого из них обнажаются породы Буульгенского автохтона, в пределах второго – как образования автохтона, так и мигматиты инфраструктуры. Максимальное развитие комплексов супраструктуры отмечается в опущенном Пхия-Архызском блоке. Санчаро-Кардывачский блок с интрузивными телами одноименного комплекса габбро-диорит-гранитовой формации занимает промежуточное положение между складчатоглыбовым сооружением Главного хребта Центрального Кавказа и киммерийскими складчатыми зонами Южного склона южнее и западнее изученной территории [322]. В пределах Санчаро-Кардывачского блока западнее изученного района ниже-среднеюрские вулканогенно-терригенные отложения накапливались во внешней глубоководной зоне шельфа (ШВJ_{1-2}) в условиях растяжения северного борта Большекавказского задугового бассейна, зафиксированных интрузиями санчаро-кардывачского комплекса (БРJ_2) [322]. На севере Санчаро-Кардывачский блок ограничен Атамажинским разломом [322].

Тебердинское поднятие является наиболее приподнятым в пределах всего Центрально-Кавказского сегмента поднятия Главного хребта. Здесь выделяется ряд тектонических блоков различной морфологии, в т. ч. с северо-востока на юго-запад – Уллухурзукский, Ножуй-Тебердинский, Махар-Кызыльский, Кызыгчский, Гоначхирский, Аксаут-Домбайский. Тектонические блоки, как и ограничивающие их разрывные нарушения, имеют, преимущественно, северо-западное простирание, а на отдельных интервалах – субширотное ($265-275^\circ$). Реже в пределах блоков отмечаются разрывы северо-восточного простирания. В структурном отношении по особенностям строения доюрского фундамента Махар-Кызыгчский блок, сложенный гранитоидами и мигматитами инфраструктуры, является наиболее приподнятым и выступает в каче-

стве антиформы по отношению к расположенным юго-западнее и северо-восточнее от него более опущенным блокам фундамента. Более приподнятым является также Уллухурзукский блок. Максимальное развитие пород супраструктуры в данном районе отмечается в пределах Аксаут-Домбайского блока, примыкающего к Домбайской депрессии. Вероятно, он является наиболее опущенной частью фундамента (синформа), в то же время, в его пределах наиболее четко выражено его синклинорное строение, осложненное разрывной тектоникой и мелкой складчатостью. Здесь же отмечаются нашлапки нижнеюрских пород. В пределах Гоначхирского и Ножуй-Тебердинского блоков среди гранитоидов встречаются образования как инфра-, так супраструктуры. В целом, эти блоки занимают промежуточное положение между наиболее поднятыми и наиболее опущенными блоками, подчеркивая клавишно-блоковое строение западной части Тебердинского поднятия.

Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий в альпийской структуре представляет собой приподнятый в доюрское время блок фундамента, сложенного древнейшими (верхнепротерозойскими) метаморфическими и, частично, пермскими молассовыми комплексами. Он фрагментарно обнажается под юрскими осадками Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости в глубоких врезях рек Кубань, Теберда, Колтубе.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Тектонический облик территории листа, в значительной мере, обусловлен ортогональной и диагональной системами разломов различного морфологического типа, включающими, в первую очередь, взбросы и сбросы, зачастую со сдвиговой составляющей. Отсутствие надежных литологических реперов не позволяет с достаточной надежностью определить амплитуду большинства разрывных нарушений в изученном районе. Вероятно, значительная часть наиболее крупных разрывных нарушений носит долгоживущий характер, испытывая подновление в последующих тектонических циклах. Типоморфным тектоническим элементом домезозойского фундамента являются надвиговые дислокации, обуславливающие расслоенность древнейших и ранне-среднепалеозойских толщ и шарьирование их на края более жестких блоков земной коры. Масштабы горизонтальных перемещений по ним не поддаются оценке в связи с отсутствием данных о первоначальном положении совмещенных блоков земной коры. Среди разрывных нарушений выделяются герцинские (раннегерцинские, позднегерцинские), индосинийские, киммерийские и альпийские.

К догерцинским дислокациям условно могут быть отнесены разломы, определяющие внутреннее строение инфра- и супраструктуры, а также разломы, определяющие структуру догерцинского фундамента ЦККМ в целом. Последние впоследствии претерпели существенные изменения и залечены палеозойскими гранитоидами. Догерцинские разломы, первоначально пологие, в настоящее время часто крутопадающие, по нашему мнению, представлены зонами тектонитов, сложенных интенсивно рассланцованными и милонитизированными блоками метаморфитов и мигматитов, часто графитизированных. Наиболее мощная зона наблюдается в бассейне р. Большая Лаба на контакте инфра- и супраструктуры [74, 321]. Отдельными выходами зона тектонитов (тектонические останцы) прослеживаются в верховья р. Большая Лаба, вплоть до водораздела с рекой Клыч. Представлена зона интенсивно рассланцованными и милонитизированными блоками серицит-хлорит-кварцевых сланцев, двуслюдяных гнейсов, часто с графитом, реже – темных кварцитов, отмечаются линзы (будины) мраморов, амфиболитов. Мощность зоны более 150 м. В бассейне р. Кизгыч мощная зона тектонитов (до 300 м) наблюдается по контакту буульгенского автохтона и инфраструктуры макерского аллохтона. Породы в зоне интенсивно рассланцованы, перемяты, местами графитизированы, отмечается мелкая складчатость, зоны дробления.

К тектоническим нарушениям I порядка принадлежат раннегерцинские субширотный Главно-Кавказский разлом (краевой шов Скифской эпигерцинской плиты) (за пределами территории), Северная и Пшекиш-Тырныузская системы разрывных зон межблокового и шовного типа.

Главный Кавказский краевой шов Скифской плиты располагается южнее данной территории. Морфологически он представляет собой подвиг со сдвиговой составляющей левостороннего типа, поверхность сместителя погружается на север под углом 40–70°.

Пшекиш-Тырныузская межблоковая шовная зона является пограничной между Северо-Кавказским краевым массивом и складчато-глыбовым поднятием Главного хребта и принадлежит к разряду долгоживущих [352]. Ее заложение относится к раннегерцинскому тектоническому циклу. Первоначально она обособилась как система продольных тектонических блоков, возникших за счет южной части грабен-синклинория Передового хребта. В это время она вы-

полняла роль переходной ступени между горст-антиклинорием Главного хребта и грабен-синклинорием Передового хребта и одновременно пограничной зоны между Макерским и Армави́ро-Шауко́льским террейнами Скифской эпигерцинской плиты. Раннегерцинская морфология разломов Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны рассматривается [130, 131] как левый сдвиг с амплитудой горизонтального перемещения по входящим в его состав разломам от 60 до 100 и более 270 км. В позднегерцинской–индосинийской структуре шовная зона выступает в виде глубокой Бамбак-Киньрчадской синформы (грабена) между поднятиями Передового и Главного хребтов, расчлененная диагональными сближенными левыми сдвигами на несколько сегментов. Все сегменты имеют различную морфологию. Верхне-Аксаутский отрезок шовной зоны выполняет роль промежуточной ступени между поднятием Передового хребта и Архыз-Гузери́пльской депрессией. Возникновение ступени генетически связано с надвиганием горных масс поднятия Передового хребта в направлении с севера на юг. Центральный сегмент выступает в качестве содвига [193]. В восточной части, в междуречье Теберда–Даут, Пшекиш-Тырныаузская зона с юга сопровождается мощной зоной тектонитов (до 1 200 м), представленной, в основном, милонитами и бластомилонитами серицит-хлорит-полевошпат-кварцевого состава, реже встречаются катаклазиты и бластомилониты неясной первичной природы, деформированные аповулкани́ты разного состава. В виде реликтовых линз, блоков встречаются известняки, конгломераты, кристаллические сланцы, габбро, граниты, листвениты и др.

Северный разлом, ограничивающий зону Передового хребта с севера, фиксируется на изученной площади лишь по геофизическим данным, характеризуется развитием к югу от него мощных тел ультрабазитов (Кардоникский массив), приуроченностью к нему Зеленчукской впадины. По Аксаутскому профилю по данным МОВЗ выделяется несколько глубинных разломов южного падения, включающих и Северный разлом.

Из структур второго порядка на площади листа главенствующая роль принадлежит межблоковым разрывным нарушениям и надвиговым дислокациям, создающим внутреннюю делимость горного сооружения. Надвиговые дислокации герцинского возраста являются типоморфным тектоническим элементом домезозойского фундамента, когда в процессе коллизионного сближения и связанного с ним компрессионного сжатия началось формирование Скифской эпигерцинской плиты. В горст-антиклинории Главного хребта это разломы расслоенного кристаллического доальпийского основания, разделяющие его на отдельные литопластины. Внутреннее строение литопластин осложнено более мелкими тектоническими чешуями.

Одним из главных разрывных нарушений является *Аманауз-Гоначхирский структурный шов* на границе Буульгенского автохтона и Макерского аллохтона. Заложение его, возможно, произошло в догерцинское время, однако наиболее полно он проявился в герцинское время. Аманауз-Гоначхирский структурный шов прослеживается от водораздела рр. Аманауз–Большая Лаба до р. Гоначхир, правого притока р. Теберда. Не исключено, что в последующие тектонические циклы (индосинийский, киммерийский и альпийский) он испытывал повторные тектонические подвижки осложнен более молодыми разрывами.

На значительном протяжении в районе Домбайской депрессии образования буульгенского автохтона контактируют с юрскими образованиями. Крупными разрывами, видимо являются *Кышкаджерский, Махар-Даутский и другие надвиги* южной вергентности, разделяющие Дуккинский, Лабино-Псышский, Кизгыч-Махарский, Кышкаджерский тектонические покровы.

В грабен-синклинории Передового хребта главными полого залегающими тектоническими нарушениями герцинского возраста являются Кизилкольский, Марухский, Ацгаринский шарьяжи, находящиеся на границах одноименных тектонических покровов. Кроме этого отмечают надвиги внутри вышеназванных покровов, разделяющие их на отдельные литопластины.

По зоне *Ацгаринского шарьяжа* образования покрова контактируют в бассейне р. Ацгара с подстилающими образованиями Балканского автохтона (армовский метаморфический комплекс) и Кизилкольского аллохтона (известняки джентинской свиты) [321]. Восточнее, в бассейне р. Кяфар и на хребте Абишира-Ахуба, в тектонических окнах наблюдается контакт с подстилающими образованиями Кизилкольского и Марухского покровов. В Ацгаринском тектоническом покрове надвиги второго порядка разделяют Кяфар-Заканскую, Чиликскую и Ацгаринскую литопластины, сложенные одноименными метаморфическими комплексами [321]. Обнажены в верховьях рек Ацгара, Чилик, Кяфар. Зоны тектонических нарушений представлены тектоническим меланжем мощностью до 12–18 м, пестрый состав которого зависит от состава пород возле контактов.

Марухский шарьяж откартирован в двух районах: в междуречье Кяфар-Агур–Большой Зеленчук–Маруха и в бассейнах рр. Теберда–Колтюбе. По нему приведены в соприкосновение образования Марухского покрова и подстилающие отложения силура–нижнего карбона Кизилкольского покрова. Прерывистость выходов шарьяжа и Марухского покрова в целом обуслов-

лена тектонически несогласным залеганием на них образований карбона–триаса. Зона шарьяжа представлена тектоническим меланжем мощностью до 11 м. Образования Марухского тектонического покрова разделены надвигами второго порядка на 3 литопластины. Зоны разрывных нарушений сложены перемьятыми рассланцованными породами, местами милонитами или тектоническими брекчиями.

Зона *Кизилкольского шарьяжа* выходит на поверхность по р. Власенчиха (бассейн р. Уруп). Большой частью она закрыта, вблизи контактов отмечается интенсивная рассланцованность, перемьятость пород, местами с зонами дробления. Внутреннее строение Кизилкольского покрова осложнено надвигами второго порядка, наиболее проявленными в бассейнах рр. Теберда–Кольтюбе.

Нижний контакт Тоханского тектонического покрова с гипербазитами (ветви Тоханского надвига) отмечается на р. Псекенча (бассейн р. Уруп) и р. Теберда (район с. Нижняя Теберда). Наиболее полно обнажен в последнем районе (опорный разрез 156, прил. 6) и представлен зоной тектонического меланжа мощностью до 40–50 м. На всем остальном интервале он перекрыт отложениями юры и выделяется положительными магнитными аномалиями, обусловленными телами гипербазитов.

Структурно-кинематические и тектоно-динамические исследования трещиноватости в пределах листов позволили выделить позднеальпийские *зоны концентраций деформаций* (ЗКД) сжатия и растяжения, большей частью совпадающих с разрывами регионального характера, а также диагональные ЗКД правого и левого сдвига. Последние отражают наиболее молодую разрывно-блоковую структуру рассматриваемой территории, сформированную на позднеорогенной («геоморфологической») стадии ее неотектонического развития. Позволяют фиксировать проницаемые приоткрытые структуры отрывного, раздвигового или сбросо-раздвигового типа. ЗКД выражены разрывно-трещинными парагенезами, включающими: разноименные диагональные сколы и продольные к сжатию субвертикальные структуры отрывного типа; структуры тектонического течения, вращения и расплющивания (разлинзование, будинаж, кливаж); системы разломов различного типа, включая субпараллельные разноименные сдвиги или взрезы; системы субпараллельных сбросов и взбросов, флексурно-разрывных зон и структурно-эрозионных систем. Наиболее крупными и геологически значимыми являются ЗКД северо-западного простирания, правосдвигового типа – Караджалмас-Джемагатская, Малокаяфаро-Махарская, Абишира-Софийская, и ЗКД северо-восточного простирания, левосдвигового типа – Большезеленчукская, Караджалмас-Пшишская и Верхне-Тебердинская. ЗКД северо-западной и северо-восточной ориентировки характеризуются признаками существующего до наших дней поперечного субмеридионального и северо-восточного тангенциального сжатия.

Характер и степень альпийской тектонизации складчато-глыбового сооружения Главного хребта Центрального Кавказа выражается в его интенсивной расслоенности, многочисленных разрывных нарушениях различного ранга и морфологии (субмеридиональные раздвиги, диагональные сдвиги, субширотные взбросо-надвиги и содвиги). Они создают тектодинамический рисунок, ближе всего отвечающий развиваемой в последние годы содвиговой модели формирования Большекавказского орогена [192, 193, 194] или модели лобового столкновения континентов [125].

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Рассматриваемая территория, в соответствии с сейсмическим районированием [81], входит в состав Северо-Кавказской сейсмической области Кавказской сейсмической провинции, размещение гипоцентров землетрясений в которой подчиняется диагональной и ортогональной системам тектонической делимости. Основную роль в размещении эпицентров землетрясений в регионе играют зоны сопряжения Большекавказского горного сооружения с прогибами предгорной и межгорной зон. Традиционно различаются две протяженные зоны повышенной концентрации эпицентров землетрясений вдоль северного и южного склонов Большого Кавказа [81]. В их пределах выделяется ряд участков повышенной сейсмичности. Их размещение подчиняется тектоническому плану Северного Кавказа и в целом связано с механическим конвергентным взаимодействием Скифской и Закавказской плит.

Основными элементами районирования в прошлые годы являлись сейсмические пояса антикавказской (северо-восточной) ориентировки [81], а в их пределах – сейсмические районы, зоны, участки. При этом предполагалось, что применительно к Кавказскому сегменту Альпийского пояса основная роль в размещении землетрясений принадлежит Аграхано-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоне северо-восточной ориентировки [123, 124, 125], к востоку от которой располагается более активная сейсмическая и вулканическая часть этого сегмента.

Анализ размещения очагов землетрясений магнитудой от 3 баллов и выше по срезам глубин 0–10, 11–20, 21–30, 31–40, 41–50, 51–70 и более 70 км за период 1991–2001 гг. позволил выявить более сложную картину тектонической активности, зависящую как от наличия активных границ «жестких» массивов, так и от внутренней тектонической неоднородности, расслоенности массивов и консолидированной коры в целом [81].

Совместный анализ сеймотектонических сводных схем различных лет и сеймотектонической схемы, разработанной на основе землетрясений последнего десятилетия (1991–2001 гг.), позволил установить, что Северо-Кавказскому региону характерно перманентное функционирование основных поясов сейсмической активности землетрясений. Сеймотектоническая модель Северного Кавказа испытывает во времени изменения, которые в целом связаны с изменением характера реакции южной «жесткой» части Скифской плиты на все продолжавшееся продвижение Закавказской плиты на север. С этим продвижением парагенетически связано отраженное «растекание» блоков Большого Кавказа в широтном направлении, а также возникновение ряда деструктивных зон сжатия, растяжения и сдвига, в общем виде обязанных тектонике инденторного типа.



ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В пределах площади листов К-37-VI,(XII) распространены образования, сформированные в байкальскую, ранне- и позднегерцинскую, индосинийскую, киммерийскую и альпийскую тектонические эпохи. Более или менее достоверно история геологического развития может быть воссоздана, начиная с позднегерцинского времени, когда в результате сближения Предкавказского и Центрально-Кавказского мегаблоков, скупивания и шарьирования слагающих их комплексов, был создан первичный каркас Скифской эпигерцинской плиты. В составе Центрально-Кавказского мегаблока были тектонически совмещены фрагменты континентальных микроплит и комплексов раннегерцинской Большекавказской островной дуги.

Байкальский и раннегерцинский этапы, в связи с высокой степенью метаморфизма исходных пород и тектонической расслоенностью толщ, расшифровываются предположительно с привлечением материалов по соседним территориям и с учетом истории формирования всей складчатой системы Большого Кавказа. Отдельные фрагменты древних тектонических структур сохранились в пределах выделенных Г. И. Барановым [24] догерцинских сиалических микроплит (террейнов) – Макерской, Буульгенской, Армовско-Шаукольской, Бечасынской и зеленосланцевых палеозойских островодужных вулканогенно-осадочных комплексов, офиолитов и др. образований раннегерцинской островодужной системы [26].

Принято считать, что древнейший этап осадконакопления связан с образованием комплексов инфраструктуры кристаллического фундамента, представленных в современной структуре региона гнейс-мигматитовыми образованиями в составе Макерского террейна. Наиболее глубоко эродированные части гнейс-мигматитовых выступов Центрального Кавказа (гондарайский комплекс) представлены в различной степени мигматизированными гнейсами и сланцами с пачками кварцитоподобных лейкократовых гнейсов и редкими телами амфиболитов и мраморов, являющихся, скорее всего, парапородами, формировавшимися в условиях внутриконтинентального рифта. Использование изотопных датировок [92, 103, 296, 321] позволяет говорить о том, что возраст протолита, из которого сформировались образования инфраструктуры достигал 2–2,8 млрд лет. Мигматиты, видимо, являются полиметаморфическими образованиями, начальный метаморфизм исходных пород, приведший собственно к образованию мигматитов, достигал и осуществлялся в условиях гранулитовой фации и имел региональный характер, в последующем породы испытывали преобразования диафорического характера, возможно неоднократные, имевшие очаговый характер.

Данные о возрасте и первичном составе метаморфических толщ супраструктуры противоречивы, однако известные геологические предпосылки позволяют отнести их к байкалидам. Свидетельством в пользу такого решения являются данные о согласном залегании на толщах протерозоя Бечасынской микроплиты молассоидов кембрий-силурийского (?) возраста (урлешская свита), наблюдающиеся на соседней с востока территории [352]. Условия накопления позднепротерозойских толщ достоверно не расшифрованы. Более или менее уверенно определяются условия осадконакопления для пород макерской серии, по данным Закруткина В. В., первично аркозовые и кварцитовидные песчаники, высокоглиноземистые глины, базальтоиды сиалического комплекса Макерского террейна отлагались в условиях внутриконтинентального рифта, сформировавшегося в позднем протерозое. Та же геодинамическая обстановка предполагается [100] для метаморфитов кристаллического цоколя Передового хребта. Метавулканиты и первично терригенные отложения фемического комплекса Буульгенского террейна формировались в области, тектонический режим которой был близок островодужному. Для метаморфитов Армовско-Шаукольского террейна (блыбский, бескесский, кубанский, шаукамнысыртский и др. метакомплексы) установлено метаосадочное происхождение и по Ю. Я. Потапенко [180] реконструируется как малоглиноземистые метапелиты, субграувакковые алевропсаммиты и зрелые псаммиты. Таким образом, в байкальский этап произошло преобразование метаморфитов инфраструктуры с формированием гнейс-мигматитовых куполов, региональный метамор-

физм верхнепротерозойских пород супраструктуры и тектоническое скупивание комплексов инфра- и супраструктуры. Возможно, что с байкальскими движениями следует связывать внедрение интрузий алибекского, туялинского, архызского и др. комплексов. Отсутствие на Северном Кавказе достоверных отложений верхнего кембрия и ордовика говорит о том, что нет оснований выделять здесь самостоятельный каледонский этап развития. Время, отвечающее этому этапу, было занято здесь частично завершающими поднятиями байкальского этапа (кембрий–ордовик?) или начальными стадиями герцинского (ордовик?). В. Е. Хаин предложил понимать герцинский этап более широко – от ордовика до кровли нижнего триаса [237].

Начало герцинского (раннегерцинского) этапа характеризуется формированием в конце раннего ордовика глубоководного морского бассейна, в пределах которого накапливаются вулканогенно-терригенные образования (кяфар-агурская толща). В среднем ордовике возникла энсиматическая островная дуга, в тылу которой располагалась впадина окраинного моря. Палеозойские образования, участвующие в строении герцинских тектонических покровов Передового хребта (Марухского, Кизилкольского, Тоханского, Ацгаринского), формировались в условиях энсиматической островной дуги и задугового бассейна. При этом островная дуга прошла все этапы своего развития от зарождения (кяфар-агурская толща, карабекская, тебердинская и ачхиминарская свиты), зрелой стадии (даутская, пщицерская, касаевская и новомарухская свиты) к стадии старения и отмирания (терригенные семиродниковская и картджуртская свиты, а также карбонатно-терригенные образования пастуховской, абиширской и гидамской серий). Реликт океанической герцинской плиты выделен рядом исследователей пределах Марухского покрова, где он представлен офиолитовым комплексом пород [30, 45, 46, 237]. Здесь карабекская свита, состоящая преимущественно из базальтоидов толеитового профиля, образует вместе с габброидами архызского и гипербазитами кяфарского комплексов офиолитовую триаду (базальты, габбро, гипербазиты). На них располагаются породы вулканогенно-терригенного состава тебердинской свиты, последняя сменяется терригенно-кремнистой ачхиминарской свитой. Другими исследователями формирование вулканогенов как Марухского, так и других покровов, предполагается в условиях рифта [271, 411]. Однако, по мнению большинства авторов, вулканогенно-осадочные породы, в составе которых присутствуют в различной степени метаморфизованные толеиты, известково-щелочные базальты, иногда трахибазальты, туфы, турбидиты и карбонатно-терригенные породы, относятся к числу островодужных формаций [166, 237]. Участвующие в строении тектонических покровов терригенные комплексы формировались в условиях морского бассейна, вероятнее всего типа окраинного моря. В собственно островодужную стадию были сформированы колчеданные месторождения Урупской группы и основная масса зон сульфидной минерализации. Большинство исследователей предполагает, что палеозойская Большешкавказская островная дуга развивалась за пределами Северо-Кавказского региона, но есть точка зрения, что островодужные комплексы формировались *in situ* и не претерпели существенных перемещений в пространстве.

В предвизейское время в результате сближения Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской плит и создавшейся при этом коллизионной геодинамической обстановки произошло скупивание литосферных плит (террейнов), шарьирование пластин океанической коры и островодужных комплексов на кристаллический фундамент террейнов, наблюдаемых в пределах Передового хребта (Марухский, Кизилкольский, Тоханский, Ацгаринский покровы). Верхнепротерозойские аллохтонные образования были инъецированы интрузиями чиликского, белореченского комплексов и подверглись метаморфизму эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В результате произошла первичная консолидация фундамента Скифской плиты. В раннегерцинский этап заложилась система разломов Пшекиш-Тырныаузской зоны как региональный сдвиг левостороннего типа, отделив растущий горст-антиклинорий Главного от грабен-синклинория Передового хребтов. К этому времени относится заложение кулисообразно расположенных синклинальных и антиклинальных зон и системы крутопадающих субширотных сдвигов и продольных разломов. Раннегерцинская коллизия в начале карбона плавно сменилась обстановкой активной окраины островодужного (андского) типа.

Герцинский орогенный (позднегерцинский) этап охватывает время от визейского яруса карбона до нижнего триаса включительно [33 и др.]. В среднем–верхнем карбоне, в обстановке континентальной окраины андского типа [321, 322], на фронте Скифской платформы (горст-антиклинорий Главного хребта) начался рост поднятия, а в области шарьированных островодужных и офиолитовых комплексов грабен-синклинория Передового хребта – формирование продольно ориентированных локальных впадин и выступов межгорного прогиба. Горст-антиклинорийные поднятия Главного хребта и Карачаево-Черкесский выполняли роль, соответственно, фронтального и тылового валообразных поднятий, где карбон-триасовые образования практически не накапливались или уничтожены последующей эрозией. В пределах первого из них

происходит «всплывание» мигматит-гнейсовых выступов (Лабино-Пишишского, Кизгыч-Махарского и др.) и образование разделяющих их впадин, сложенных немигматизированными метаморфическими комплексами [3]. В этот же период наиболее мощно проявились процессы метасоматической гранитизации и формирование крупных тел гранитоидов уллукамского комплекса. К этому времени относится формирование во фронтальном геоантиклинальном поднятии Главного хребта проявлений и месторождений вольфрама, проявлений редких и цветных металлов. В грабен-синклинии Передового хребта в межгорных впадинах происходит накопление каменноугольной сероцветной угленосной молассы, сопровождающееся вулканизмом кислого состава (толстобугорский вулканический комплекс), а также формирование проявлений урана, золота и цветных металлов. В нижней перми (аксаутское время) наступает кратковременная стабилизация тектонического режима в условиях пассивной континентальной окраины. В конце аксаутского времени в межгорном прогибе Передового хребта заложился рифтогенный прогиб, заполненный умереннощелочными вулканитами (кинырчадский комплекс) и грубообломочной красноцветной молассой. Однако рифтогенез дальнейшего развития не получил и начиная с верхней перми повсеместно установился платформенный режим. В раннем триасе продолжает формироваться грубообломочная моласса (архызская свита).

Индосинийский этап в изученном районе не оставил явных свидетельств. Структурно-вещественные комплексы позднепермского и раннетриасового возрастов, в целом, указывают на стабилизацию тектонического режима и развитие региона в условиях пассивной континентальной окраины. В среднем–позднем триасе (ранней юре?) произошли деформации, в процессе которых в Главном и, частично, Передовом хребтах были сорваны со своего основания верхнепалеозойские отложения, дополнительные подвижки испытали герцинские тектонические покровы. Основным тектоническим событием этого этапа следует считать закрытие океана Палеотетис, окончательное формирование Макерского аллохтона [30] и, в целом, содвиговой структуры южной окраины Скифской плиты. С тектоническими движениями этого этапа можно связать образование на всем Северном Кавказе углового несогласия между породами юры и доюрского фундамента, а в зоне Передового хребта формирование системы сопряженных со складчатостью разломов [45, 46]. К этому времени, некоторыми исследователями, относится концентрация золоторудного (Чучкурское проявление расположено восточнее данного района) оруденения [352].

Киммерийский этап делится на две фазы, характеризующиеся различным геодинамическим режимом развития: ранняя юра – аален (режим пассивной окраины) и байос–бат (режим активной окраины). Начало киммерийского этапа ознаменовалось раскрытием (или интенсивным расширением) северной – Малокавказской ветви океана Тетис (Мезотетис), северный борт которого представлял собой пассивную окраину Лавразии, находящуюся в состоянии растяжения.

Началу морской трансгрессии и формированию юрского бассейна (синемюр–ранний плинсбах) на площади листа предшествовало дробление территории, погружение и накопление в условиях внутреннего шельфа континентальных обломочных отложений, местами углефицированных (хумаринская свита), с которыми связаны месторождения каменного угля Кубанского бассейна. Накопление осадков протекало в нестабильной обстановке, сопровождавшейся стратиграфическими перерывами в краевых частях впадин, проявлением известково-щелочного магматизма. Продукты начальной фазы вулканизма характеризуются, преимущественно, андезитовым составом (маринский комплекс), сопровождаются гидротермальным метасоматозом с которым связываются золоторудные объекты. Поздний плинсбах–начало раннего аалена характеризуется увеличением скорости опускания дна бассейна. Формирующиеся в этот период морские отложения отличаются резкой фациальной изменчивостью, в песчано-глинистых осадках отмечаются пластовые тела бурых железняков, конкреции фосфатов. На рубеже аалена и байоса, местами в раннем байосе, происходит смена режима пассивной окраины режимом активной окраины с перестройкой тектонической зональности и радикальным изменением типа магматизма. Конец аалена–начало раннего байоса характеризуется общим поднятием, перерывами в осадконакоплении, закрытием раннеюрского бассейна и проявлением складчатонадвиговых деформаций. Деформации осуществлялись в обстановке меридионального сжатия и привели к полной перестройке структурного плана региона. Следующая фаза началась в раннем байосе и ознаменовалась субдукционным магматизмом, формированием Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса. К северу от полосы Центрально-Кавказских поднятий располагались возникшие в результате байосской трансгрессии эпиконтинентальные мелководно-морские бассейны, заполнявшиеся песчано-глинистыми отложениями (джангурская свита и др.). С раздвигом задугового бассейна, вероятно, связаны долеритовые дайковые пояса (казбекский), располагающиеся в северной тыловой части зоны общего растяжения в от-

ложениях континентального шельфа, с которыми связаны проявления полиметаллов, меди и др. В конце бата условия растяжения сменились коллизией Закавказской островной дуги и окраины Восточно-Европейской платформы, в результате чего на Большом Кавказе сформировалась раннеальпийская складчатость. Местами проявился габбро-гранитоидный магматизм (санчаро-кардывачский комплекс). С киммерийской эпохой складчатости, по-видимому, связано формирование или, по крайней мере, заложение современного структурного плана района, региональных разломов субширотного и диагонального простирания, подновление некоторых разломов доюрского основания, заложение юрских депрессий (Архыз-Клычская) и складчатого сооружения.

Альпийский этап развития региона охватывает период от конца средней юры (келловейский ярус) до конца плейстоцена и делится на две фазы с различным геодинамическим режимом развития. Келловей-эоценовая фаза характеризуется преобладанием нисходящих движений и формированием осадков в условиях пассивной континентальной окраины (шельф задугового бассейна), олигоцен-плейстоценовая – является орогенной и сопровождается постколлизией тектоно-магматической активизацией в неоген-четвертичное время [26, 37]. Альпийский этап начался с раскрытия мальм-эоценового задугового бассейна, осевая часть которого находилась южнее, на северной окраине Закавказской плиты. На северном шельфе этого бассейна в пределах Скифской платформы (в площади листа) накапливались неритовые карбонатно-терригенные отложения, иногда сменяясь лагунными. С ними ассоциируют незначительные проявления стратиформного полиметаллического оруденения и рассеянной сульфидной минерализации с золотом. Оligocen-плейстоценовая фаза привела к созданию современного геологического облика региона, формировавшегося в условиях поперечного сжатия, вызванного сближением Аравийской и Евразийской плит. Режим сжатия был главным структурообразующим фактором на протяжении всего олигоцен-плейстоценового времени, от ее начала, соответствующего «мягкой» коллизии, по Н. В. Короновскому, до времени заключительной «жесткой» коллизии. Наиболее крупными структурными новообразованиями позднеальпийской коллизии являются окончательное формирование Главного Кавказского разлома (поддвиг), дальнейшая содвиговая деформация складчато-глыбового поднятия Главного хребта.

С постколлизией обстановкой связано усиление эрозии и формирование современного рельефа, образование субмеридиональных зон раздвигов, благоприятных для проявления неоген-четвертичного магматизма, широко развитого восточнее данной территории. Позднеальпийская коллизия оказалась продуктивной в минерагеническом отношении. С ней связано становление редкометалльных, урановых и золоторудных объектов за пределами изученной территории. В неоплейстоцен-голоценовое время продолжается рост горного сооружения, идет формирование рельефа, образование толщ континентального генезиса. С аллювиальными образованиями связаны современные россыпи золота.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория исследований занимает горную часть северного макросклона Большого Кавказа в бассейне Кубани и ее левых притоков (рр. Даут, Теберда, Аксаут, Маруха, Бол. Зеленчук, Уруп и др.). Истоки большинства из них уходят к Главному водоразделу, протягивающемуся вдоль государственной границы России с Абхазией и Грузией. В геоморфологическом отношении это высоко поднятая и расширенная часть центрального сектора Большого Кавказа. Главными орографическими элементами здесь являются разновысотные хребты и разделяющие их депрессии субкавказского простираения. Становление их происходило при разных скоростях и направленности новейших тектонических движений, что определило резкую дифференциацию ороклиматических условий и возникновение ярко выраженной климатической зональности. Осевые хребты нивально-ледниковой зоны (**Главный, Передовой**) испытали максимальное воздымание и эрозионно-денудационное воздействие. В срединной части северного макросклона, в связи с менее интенсивными поднятиями и слабой устойчивостью пород, господствует низкогорный холмисто-грядовый эрозионно-денудационный и аккумулятивный рельеф **Североюрской депрессии**, сохранивший во многих частях реликты плейстоценовых форм. Вдоль северной периферии возник среднегорный куэстовый рельеф **Скалистого хребта** с широким развитием бронирующих денудационных поверхностей и обвально-оползневых форм вдоль подножий.

Основные черты рельефа предопределены большой продолжительностью континентального развития территории в условиях резкодифференцированных новейших движений, контролирующих характер и интенсивность экзогенных процессов. Главными из них являются работа рек, процессы выветривания, склоновая денудация и ледниковая деятельность. Последняя ограничена во времени ледниковыми эпохами, а в пространстве – ареалом распространения льдов.

Хребты и разделяющие их депрессии возникли в условиях большой неоднородности пород. Первые приурочены к наиболее устойчивым литологическим комплексам, вторые – к податливым к процессам разрушения породам. И те и другие вытянуты по простираению слоистости и сланцеватости литологических комплексов, т. е. параллельно осям геологических структур. В целом же различный тип взаимоотношений рельефа и структур находится в тесной связи с геологическим возрастом последних.

По особенностям форм рельефа, их соотношению с геологическими структурами и преобладающим факторам рельефообразования выделено пять геоморфологических зон в границах основных новейших морфоструктур (рис. 5). Это зоны выдержаны по простираению, занимают определенное гипсометрическое положение и характеризуются своими, присущими им чертами горного рельефа. Их соподчиненность и возрастная характеристика их отражены на схеме геоморфологического районирования.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

На территории исследований каждому выделенному типу рельефа отвечает определенный комплекс генетически однородных поверхностей, особенности которых определяются сложным сочетанием тектоники, геологического строения и высотной климатической поясности. Каждому поясу свойственны определенные сочетания генетических типов поверхностей, варьирующие в зависимости от экспозиции склонов, местных климатических, литологических и морфоструктурных особенностей.

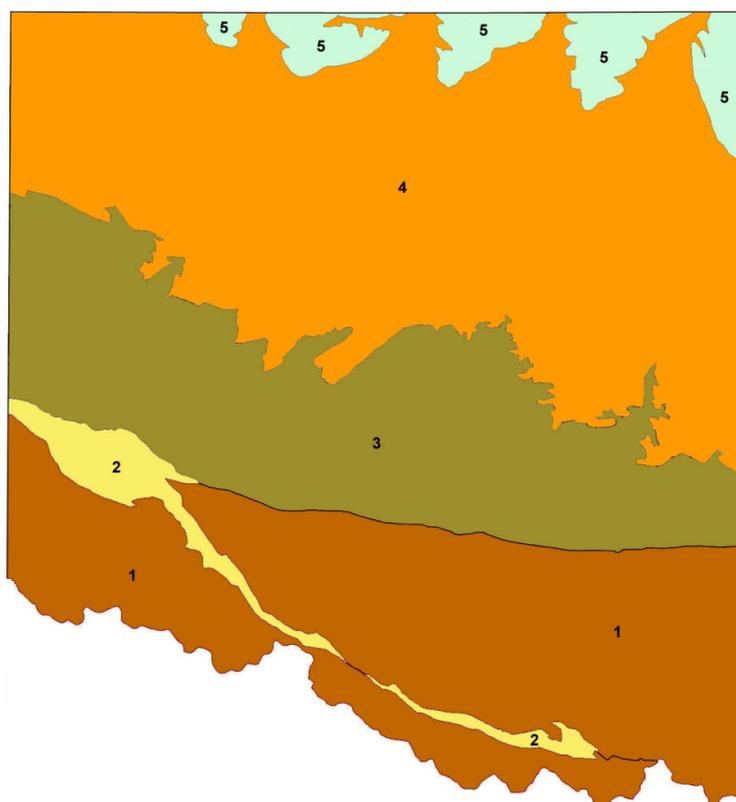


Рис. 5. Схема геоморфологического районирования.

1 – высокогорные резкорасчлененные хребты осевой зоны с широким развитием альпийских форм, выработанных на интенсивно деформированных палеозойских покровно-глыбовых структурах (система Главного хребта); 2 – высокоподнятые внутригорные эрозионно-тектонические депрессии с широким развитием древнеледниковых, гравитационных и водно-ледниковых форм, выработанных на интенсивно деформированных песчано-глинистых отложениях нижней–средней юры (Южноюрская депрессия); 3 – высокогорные резкорасчлененные хребты с преобладанием альпинотипных и древнеледниковых форм, выработанных на интенсивно деформированных доальпийских покровно-складчатых структурах (система Передового хребта); 4 – слабоподнятая внутригорная структурно-эрозионная депрессия с широким развитием денудационных, эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных форм, выработанных на пологозалегающих песчано-глинистых отложениях нижней–средней юры (Североюрская депрессия); 5 – среднеподнятые глубокорасчлененные структурно-денудационные хребты (куэсты), бронированные пологозалегающими известняками верхней юры–валанжина с широким развитием гравитационных и литоскульптурных форм (система Скалистого хребта).

ТЕКТОНОГЕННАЯ ГРУППА

1. *Дизъюнктивный рельеф* (KZ–Q_n) соответствует области распространения сильно дислоцированных пород палеозой-мезозоя и связан с разнонаправленными подвижками по разломам. Главные рельефоформирующие разломы сопровождаются оперяющими разрывами и трещинами, создающими разветвляющиеся разломные структуры сложных очертаний. Весьма характерны системы сопряженных субпараллельных разломов, вдоль которых распространены линейные отрицательные структуры – тектонические рвы и грабены, заполненные брекчированными обломками, часто полностью перекрывающими зоны тектонических контактов и приразломных складок. Многие нарушения сопровождались надвиганием древних пород на более молодые. Амплитуды горизонтального перемещения покровов достигают 15–20 км (Ацгаринский, Марухский, Макерский, Кизилкольский). Надвиговые структуры характеризуются глубоким эрозионным срезом и их влияние на рельеф сказывается, главным образом, через литологию пород. Речная сеть отражает явные признаки приспособления к тектоническим условиям. Это особенно характерно для водотоков, наследующих разломы и оперяющие их трещины. Строение многих долин находится в прямой зависимости от характера разломов. Встречные реки, наследующие их, образуют продолжающие друг друга долины, разделенные широкими седловинами (рр. Пхия–Архыз–София; Муху–Джемагат–Эпчик–Кенделлесу и др.). Заложение главных глубинных разломов произошло в доальпийское время. Однако на протяжении всего кайнозоя они неоднократно подновлялись. В целом формы рельефа, связанные с разрывными деформациями и растущими складчатыми структурами, подвержены сильной переработке эк-

зогенными процессами и в значительной степени утратили первичный облик.

2. *Сейсмогенный обвально-осыпной рельеф* (Q_{III-H}) представлен многочисленными отсевшими блоками в горных долинах. Этому способствует густая сеть разрывов и тектонических трещин. Под влиянием сейсмических явлений части склонов подвергаются смещению, сопровождаемому срывами отдельных блоков и их интенсивному дроблению. Нарушение структуры отсевших блоков запечатлено в рельефе обвально-осыпными шлейфами и зонами милонитизации. Размеры крупных сорванных блоков достигают 2–3 км при ширине 1–1,5 км. Амплитуда горизонтальных смещений, судя по положению ниш отрыва и величине пережима долин, достигают 600–800 м при вертикальной составляющей до 200–400 м. Дальность смещений ограничена близостью упоров, т. е. противоположных бортов долин. Нередки двухсторонние пережимы, где долины превращены в узкие щели – «Чертова Мельница» (р. Кизгыч), «Медвежья Пасть» (р. Маруха), нижний отрезок р. Алибек и др. По времени проявления сорванные участки склонов сопоставляются с периодом деградации последнего оледенения. В осевой зоне хребтов процессы расседания склонов активно проявлялись в голоцене. Связаны они с импульсивными подвижками по разломам в момент их сейсмогенного обновления, сопровождаемого землетрясениями силой до 9 баллов.

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

3. *Обвально-осыпной рельеф* (Q_{II-H}) развит вдоль скальных массивов, имеющих потенциальные поверхности отрыва в виде трещин любого генезиса или крутопадающие плоскости напластования. Обвалами этого типа захвачена вся зона интенсивного выветривания, включающая площади распространения большинства отложений гравитационного ряда. Непосредственной причиной образования обвалов может быть постепенное увеличение напряжений в породах в связи с интенсивным врезом рек или глубокого экзарационного выпаживания, приводящего к утонению стенок ледниковых каров и потерей ими устойчивости. Возраст описываемых образований обосновывается залеганием смещенных со Скалистого хребта обломков на эрозионных останцах и грядах, соответствующих по высоте средне- и верхнелепесточным террасам. На поверхности некоторых останцов совместно с дерупцием залегают галечники и валуны. Более молодые генерации осыпных и обвальных шлейфов достигают современных пойм и являются голоценовыми.

4. *Оползневой рельеф* (Q_{II-H}) распространен, в основном, на склонах Скалистого хребта. Наличие оползней связывается с сильной трещиноватостью и закарстованностью верхнеюрских известняков, бронирующих нижележащие пластичные песчано-глинистые толщи. Благодаря растворению известняков атмосферными водами и потерей ими устойчивости, к долинам оседают по трещинам бокового отпора блоки пород объемами в сотни тысяч кубометров. Стенки срыва представлены скальными уступами высотой до 70–80 м, местами образующими как бы лестницу из 3–4 ступеней. Вертикальная составляющая блоков скольжения достигает 600 м. Движение их часто гасится за счет смятия и полного разрушения фронтальных частей. Постепенно дробясь и измельчаясь, они приобретают характер вязкопластического течения.

5. *Оползневой рельеф* (Q_{III-H}) типичен для высокогорий, где в оползание втянут переувлажненный материал морен, осыпей, обвалов, реже – курумов.

6. *Рельеф плоскостного смыва* (Q_{III-H}) активно развит на слабозадернованных выположенных поверхностях склонов и водоразделов на абсолютных высотах ~1–1,2 км. Отдельными фрагментами они проникают далеко в горы. Пространственное распространение их связано с площадями развития коллювиально-делювиальных образований. В результате плоскостной денудации на большинстве площадей сохраняется лишь маломощный слой продуктов выветривания и современных почв. В холодные эпохи позднего неоплейстоцена здесь активно действовали нивация, солифлюкция, местами – крип. В настоящее время происходит интенсивное расчленение поверхностей продвигающейся вверх пятащейся эрозией при широком участии процессов оползания.

7. *Комплексная денудация* ($P-Q_H$) интенсивно проявляется на территории крутосклонных хребтов осевой зоны. Главными рельефоформирующими факторами является склоновая денудация при широком участии нивальных, мерзлотных и ледниковых процессов, речной эрозии, склоновой денудации, тектонического дробления и отседания блоков. Развитие этих и других процессов, проявляющихся в условиях активных поднятий, протекает столь интенсивно, что водораздельные хребты превращены в пилообразные гребни, на которых, из-за их крутизны, не могут держаться ни снег, ни лед, ни обломочный материал. Это оголенный скальный пояс, лишенный рыхлых отложений. Начало замедленного развития денудационных процессов следует относить ко времени консолидации островной суши в палеогене. По мере усиления подня-

тий и увеличения площади суши интенсивность их резко возростала.

8. *Денудационно-конструктурный рельеф* (N_2-Q_H) представлен слабонаклонными ($4-7^\circ$) платообразными поверхностями водоразделов Скалистого хребта. Это типично пластовый рельеф с преобладанием элементов древней препарировки склонов. Геологическая поверхность (пласты верхнеюрских известняков) совпадают с топографической или срезается ею под углами $1-3^\circ$. Различия в стойкости слоев отражены перегибами склонов, сложенных породами разной устойчивости. В качестве таких форм выделяются многоярусные системы структурных террас и микроэскарпов.

9. *Рельеф Североюрской депрессии, образованный препарировкой интрузивных тел и их приконтактных зон* (Q_{E-H}), связан с выходами на дневную поверхность многочисленных субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел различных размеров и форм (Маринский, Хумаринский, Тебердинский комплексы) общей площадью более 20 км^2 . Крупные плутонические тела орографически представляют собой обособленные куполовидные и линейно вытянутые возвышенности, контрастно выделяющиеся на фоне сглаженного окружающего рельефа. Отдельно стоящие массивы и купола выделяются характерными формами выветривания в виде башен, пирамид, зубчатых пиков.

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

10. *Пролювиальный рельеф* (Q_H) «привязан» к лавинным лоткам. В периоды интенсивного таяния снега и затяжных дождей потоки из грязекаменного материала, сгружают его в приустьевых частях с образованием конусов выноса относительной высотой до 200 м. Слившиеся конусы формируют покатый рельеф приречных участков трогов шириной в сотни метров.

11. *Аллювиальный рельеф* (Q_{III}) представлен серией террас низкого комплекса количеством до 4–5 высотой от 5–6 до 20–25 м. Выработаны они в толще аллювия, выстилающего днища главных речных долин на территории Североюрской депрессии и частично – на пересечении Скалистого хребта. Как формы рельефа, террасы значительно моложе отложений, которыми они сложены.

12. *Аллювиальный рельеф* (Q_H) приурочен к днищам долин главных магистральных рек и их крупных боковых притоков. Вкупе они образуют протяженные (десятки км) линейные формы шириной от 20–30 до 400 м. Включают современные русловые, пойменные и террасовые (до 4–5 м) образования, в основном валунно-галечного состава с пропластками и линзами песков, гравия, глин и супесей (пойменная фация). Граница подошвы голоценовых осадков отбивается по резкому уменьшению обводненности более спрессованных доголоценовых образований.

13. *Аллювиально-пролювиальный рельеф (с участием селей)* (Q_H) характерен для временных и постоянных водотоков низких порядков на территории Североюрской депрессии. Обычно это образования сухих логов, балок, временных ложбин стока.

14. *Гляциальный рельеф* (Q_{III}) представлен прерывистыми моренными плащами, покрывающими склоны трогов нередко от подошвы до плечевидных изломов, фиксирующих верхнюю границу ледникового сглаживания. Конечноморенные валы, холмы и гряды разных генераций привязаны к дистальным замыканиям трогов – отсевшим коренным блокам, крупным конусам выноса.

15. *Гляциальный рельеф* (Q_H) имеет обычно разорванные ареолы распространения и приурочен к днищам каров и цирков. Вертикальный диапазон их распространения превышает 1 км. В большинстве случаев морены хорошо сохранились в деятельных карах, где активно проявляются нивально-гляциальные процессы. Аккумулятивные формы представлены насыпными валами «грядами» высотой до 40–45 м и объемами до $1-1,5 \text{ млн м}^3$. В реликтовых карах, занятых озерами, морены слабо сохранились, а в нижних ярусах – практически полностью смыты, погребены или замаскированы склоновыми образованиями.

16. *Гляциальный и гляциофлювиальный рельеф* (Q_{II}) характерен для междуречных (водораздельных) террас на территории Североюрской депрессии. Это остаточные поверхности, созданные деятельностью долинно-сетчатых ледников и флювиогляциальных потоков.

17. *Гляциофлювиальный рельеф* (Q_H) фиксирует места пребывания ледников последнего оледенения и водных потоков, перемывавших моренные образования в период стаивания льдов. Он развит на дне крупных трогов вне распространения перекрывающих их аккумулятивных форм (лавин, конусов выноса, обвалов и пр.).

18. *Делювиальный рельеф* (Q_{II-H}) «привязан» к остаточным поверхностям междуречных террас Североюрской депрессии. Представлен лёссовидными суглинками и глинами, перекрывающими ледниковые и гляциофлювиальные образования. Его формирование связывается с периодами интенсивного делювиального сноса в конце среднего неоплейстоцена, когда аккумулятивные формы

муляция проходила на уровне древнего днища, выработанного слившимися ледниками и флювиогляциальными потоками. По мере врезания рек и уменьшения поверхностей террас процессы делювионакопления замедлялись и достигли минимума в голоцене.

19. *Делювиальный рельеф* (Q_{III-n}), созданный плоскостным намывом, приурочен к выположенным подножьям Скалистого хребта в пограничной полосе с Североюрской депрессией, где делювий перекрывает поверхности наиболее высоких террас низкого комплекса. Геоморфологически это глинисто-песчаные и лёссовидные шлейфы, протягивающиеся вдоль подножий на 12–15 км при ширине до 3–4 км.

20. *Фитогенный рельеф* (Q_n) представлен заболоченными землями и торфяными болотами, развитыми на территории экзогенных подпруд в долинах, усыхающих подпрудных и каровых озер, замкнутых котловин карстового и оползневоего происхождения. Благодаря избыточному увлажнению, эти площади освоены болотной растительностью, что является главной предпосылкой торфонакопления. Торф характеризуется слабой степенью разложения, что свидетельствует о недавнем его образовании.

ДЕСТРУКЦИОННО-АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

21. *Десертционный и солифлюкционный рельеф* (Q_n) с покровом чехла медленно смещаемого переувлажненного материала, «привязан» к выположенным склонам субальпийской зоны (вероятно, остаткам гляциопенепленов, образованных фирно-ледяными покровами последнего оледенения). Связан с оттаиванием сезонномерзлых грунтов. Десертционные и солифлюкционные формы не имеют четко выраженных границ и характеризуются частыми переходами друг в друга.

ТЕХНОГЕННАЯ ГРУППА

Техногенный рельеф связан со строительством линейных коммуникаций – авто- и канатно-кресельных дорог, ЛЭП, обводных каналов, дамб и пр. сооружений. Объекты, связанные с добычей полезных ископаемых, немногочисленны. Крупные карьеры по добыче гравийно-песчаного материала имеются на левобережье Кубани, в 1 км западнее аула Кумыш, на междуречье Бол. Зеленчука и Хусы Кардоникской, близ аула Даусуз и в 2–3 км западнее ст. Зеленчукская. В 4 км выше устья р. Власенчиха (пос. Уруп) расположен брошенный карьер, заложенный с целью разведки медных руд. В карьер направлено русло реки, образовавшей проточное, но сильно зараженное серноколчеданными отходами, озеро площадью 350×500 м. Штольни с отвалами пород отмечены на левобережье р. Аксаут в урочище Большой Карачай. В районе пос. Верх. Теберда имеются действующие карьеры по добыче мрамора.

22. *Покровные селитевные образования* (Q_n) характерны для населенных пунктов – гг. Карачаевск, Теберда, Уруп, ст. Зеленчукская, Кардоникская, Сторожевая, Преградная, Красногорская, пос. Важный и др. Территории их подверглись сильному преобразованию рельефа в связи с промышленным и гражданским строительством, прокладкой дорог, вырубкой лесов.

23. *Техноген аккумулятивный агротехнический* (Q_n) в виде хвостов отработанной породы размещается в 1 км западнее ст. Преградной. Площадь, занятая сернокислыми песчано-глинистыми отходами, более 3 км² при мощности до 20 м. Ежегодно она значительно возрастает. Шахтные отвалы каменноугольных пород сохранились на левобережье р. Мара, в 2 км западнее Карачаевска и на правобережье Кубани в районе пос. Малокуранный и Хумара.

ВНЕМАШТАБНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА (ЛИНЕЙНЫЕ ОБЪЕКТЫ)

Уступы приразломные распространены в зоне осевых хребтов, благодаря непрекращающимся разноамплитудным подвижкам по разломам. В рельефе они вырисовываются протяженными (до 5–10 км и более) взбросо-надвиговыми уступами относительной высотой до 400–500 м. На их пересечении главные субмеридиональные реки образуют характерные коленообразные изгибы под углом до 80–90°. Поперечные реки, наследующие разломы, текут в глубоких теснинах и каньонах.

Сейсмогенные уступы «привязаны» к сейсмогенерирующим структурам разных порядков и четко выделяются в пригребневых участках склонов высокогорий. В рельефе выражены коренными массивами, скальными стенками срыва, обрамленными у подножий обвальными шлейфами и отсевиными блоками. Вдоль границ соприкосновения блоков заложены глубокие сейсмогенные рвы, часто заполненные дробленным материалом.

Стенки срывов обвально-осыпные и оползневые приурочены к краевым частям слабонаклонных платообразных поверхностей Скалистого хребта. В рельефе выражены отвесными, иногда ступенчатыми, скальными стенками высотой до 60–70 м. Реже отмечаются отсевшие по трещинам бокового отпора монолитные блоки, объемами в сотни кубометров.

Желоба и лавинные лотки в поперечном сечении имеют корытообразную форму, выработанную в результате боковой лавинной эрозии. Лавинные прочесы выделяются на склонах в виде интразональных полос криволинейно среди темной зелени хвойных деревьев. Глубина лотков – до 20–30 м, ширина в зоне активного транзита – от 100–150 до 300 м.

Уступы эрозионные связаны с прерывистыми врезами рек, создавших серию цокольных и аллювиальных террас высотой от 4–5 до 25–30 м. Все они внутриводораздельные и развиты с небольшими перерывами от южной границы Североюрской депрессии до ущелий прорыва в Скалистом хребте. Общая протяженность уступов в крупных долинах измеряется десятками км. Все уступы преимущественно субвертикальные.

Каньоны, ущелья, теснины в разной степени развиты во всех тектоно-геоморфологических зонах, но тяготеют к осевым хребтам, сложенным устойчивыми к процессам водной эрозии породами. Особенно эффектны височие устья боковых притоков на выходе их в главные долины – трог. Высоты устьевых ступеней измеряются сотнями метров при уклонах до 50–70°. Местами воды ручьев находятся в свободном падении, выбивая в скалах глубокие щели. Узкие теснины образованы вдоль тектонической рвов, скальных трещин, в местах пропиливания реками отсевших блоков, каровых ступеней. В крупных долинах глубокие V-образные ущелья выработаны на тех участках пересечения Передового хребта, куда ледники последнего оледенения не доходили. Здесь преобладают процессы глубинной эрозии и выноса поступающего со склонов обломочного материала. На большом протяжении ущелий ложом рек являются коренные породы, которые они пересекают. Каньоны и щели с крутыми и отвесными стенками характерны для малых рек, уходящих истоками к платообразным поверхностям Скалистого хребта. На территории Североюрской депрессии глубокие эрозионные врезы приурочены к выходам на поверхность пластовых интрузий и песчаников хумаринской свиты.

Овраги, в качестве малых эрозионных форм, дренируют относительно пологие делювиальные склоны у южных подножий массивов Скалистого хребта. Созданы они временными водотоками протяженностью 0,5–2,5 км и глубиной вреза до 8–10 м. Врезы до коренных пород относительно редки.

Уступы эрозионно-гляциофлювиальные развиты в донных частях крупных трогов, где сформировано до 4–5 уровней террас с относительными высотами от 3–4 до 60–80 м. По внешнему облику они аналогичны эрозионным.

Уступы экзарационные выработаны каровыми ледниками разных возрастных генераций. Днища верхних деятельных каров обрамлены зубчатыми гребнями, созданными разъеданием снегом и льдом скальных перегородок. Относительные превышения их над днищами каров до 200–300 м. В целом уступы связаны с 5–6 уровнями каровых ступеней, общий вертикальный диапазон развития которых превышает 1 км.

Среди других типов уступов выделяются плечевидные изломы на склонах крупных трогов, фиксирующие стадии оседания долинных ледников в период их прерывистого отступления. В рельефе хорошо выражен лишь самый верхний уровень на относительных высотах от 550–600 до 800–850 м.

Карстовые воронки, провалы приурочены к поверхностям массивов Скалистого хребта. Помимо наличия карстующихся пород, условия возникновения карста определяются глубоким расчленением, почти полным отсутствием рыхлых поверхностных образований, пологим залеганием пластов и их повышенной трещиноватостью. Количество карстовых форм может достигать нескольких десятков на 1 км² площади. Они распределены гнездами, цепочками, иногда рядами, подчеркивая направления простирания трещин. Глубина воронок от 1–2 до 10–12 м. Формы глубинного карста представлены пещерами, подземными галереями. Отражающийся в современной морфологии карст, развивался с конца плиоцена [56]. Развитие его активизировалось в периоды сокращения оледенений. Значительная часть мелких карстовых форм возникла в послеледниковое время.

Уступы эрозионно-денудационные геоморфологически представляют бровки междуречных террас. Формирование уступов связано с речной эрозией, активно проявлявшейся со времени деградации среднечетвертичного оледенения до голоцена включительно. По мере углубления рек и роста интенсивности денудационных процессов террасы превратились в узкие разобщенные гряды. Крутизна придольных уступов террас в приречной части до 70–80°, вблизи подножий – 30–40°. Тыловые швы местами маскируются делювиальными и осыпными шлейфами.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Геоморфологические факторы образования полезных ископаемых в четвертичных отложениях связаны с различной длительностью геологического развития основных морфоструктур в условиях неодинаковых по интенсивности новейших движений и сопровождающими их денудационными процессами [257]. В плейстоцене, в результате многократных колебаний климата и смещения ландшафтных поясов, смена старых форм рельефа новыми происходила чрезвычайно быстро, особенно в зоне Главного и Передового хребтов. Несмотря на большую их древность, здесь сохраняются лишь самые молодые нелитифицированные осадки. На дне крупных трогов, выработанных ледниками последнего оледенения, сформированы мощные (200–400 м) полигенные толщи рыхлых отложений. В настоящее время это неисчерпаемый источник пресных подземных вод. Ими снабжаются г. Теберда, пос. Архыз, Домбай и др. В то же время возможные рассыпные месторождения золота, шеелита и других полезных ископаемых были уничтожены ледниками при многократных перемещениях морен.

В зоне Передового хребта, на тех участках долин, куда ледники не доходили, россыпи золота в непромышленных концентрациях встречаются как в эрозионных ущельях с небольшой мощностью отложений, так и на участках экзогенных и тектонических подпруд, где локализируются в форме гнезд, линз, струй и пропластков, иногда подвешенных на ложном глинистом плотике. Обогащение отложений золотом связано с литопотоками транзитной зоны разного генезиса [209, 210, 247, 254].

На территории Североюрской депрессии с гляциофлювиальными и аллювиальными отложениями, участвующими в строении террас, связаны месторождения строительных материалов (гравия, галечников, песков), активно разрабатываемых для местных нужд. Отрезки малых рек, перемыкающих террасы, золотоносны и являлись объектами старательской добычи золота в 30–50-е годы нашего века.

Из делювиальных накоплений припойменных участков главных долин близ подножий Скалистого хребта ведется разработка и добыча глин для производства черепицы и кирпича.

В перспективе следует отметить возможные разработки лечебных грязей в палюстринных образованиях долинных болот и мумие, встречающееся на стенках и потолках пещер.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

История формирования рельефа и четвертичных отложений всецело связана с молодыми тектоническими движениями и многократными климатическими изменениями. Первые были определяющими в становлении морфоструктурного облика территории, вторые – в формировании ее морфоскульптуры.

История развития рельефа может быть восстановлена с определенной степенью достоверности со среднего неоплейстоцена, так как более древние осадки уничтожены денудацией. В этой связи событийная корреляция в рамках антропогена обосновывается материалами по смежным площадям, где сохранились более древние отложения и формы рельефа.

Судя по данным геоморфологического анализа, в эоплейстоцене основные структурные и орографические элементы уже существовали и развивались унаследовано с позднего плиоцена. Однако положение их было иным, чем в настоящее время. В частности, эскарп Скалистого хребта располагался намного южнее, о чем свидетельствует положение его останцовых массивов в пределах Верхнечегемского вулканического нагорья, где они бронированы позднеогеновыми лавами. Выходы забронированных массивов известны на удалении до 20–25 км к югу от современного эскарпа верхнеюрской куэсты [123]. На территории района исследований обломки верхнеюрских известняков верхней юры в виде редких валунов и глыб десквамационного типа встречены на междуречье Урупа и Бижгона, Бол. Зеленчука и Марухи в 6–9 км от эскарпа. Общее отступление куэсты за средний неоплейстоцен–голоцен оценивается здесь в 10–12 км. Приблизительно на такое же расстояние и в том же направлении произошло «смещение» Передового хребта за счет «откапывания» пород фундамента у его подножий из-под осадков нижней–средней юры. Т. е. наблюдается постепенная «миграция» геоморфологических элементов на север по мере втягивания в поднятия северных равнинных областей. Судя по смещению и надвиганию частей массивов с водоразделов к подножьям южного склона Главного хребта, осевая его часть располагалась в неоплейстоцене намного южнее современного водораздела. В настоящее время линия водораздела не везде соответствует орографической оси и смещается к хребтам южного склона [94, 95, 298].

В районах позднеплиоценовых излияний лав ими частично погребены древние долины.

Мощности вулканогенных образований, заполнившие их от 250–450 до 2 000 м, указывают на большую глубину дочетвертичных эрозионных врезов. На многих участках врезам обнажены перекрытые лавами флювиальные образования. Гранулометрически состав обломков близок к отложениям современных рек, что является свидетельством однотипных условий их накопления. Абсолютная высота гор в конце позднего плиоцена сопоставима с высотой современных хребтов [243, 248, 298, 406]. Восстановленные уровни погребенных флювиальных образований показывают, что величина поднятий сопредельных районов за время, прошедшее после излияния комплекса водораздельных риолитов, варьирует от 0,3–0,5 км у северного края гор до 2,5–3 км – в осевой зоне. Денудационный срез, по определению мощностей вулканогенно-обломочных свит в предгорьях, составляет, соответственно, от 0,2–0,4 до 2 км. Эта величина занижена, так как значительная часть осадков вынесена в моря.

Судя по глубокорасчлененному погребенному рельефу, в эоплейстоцене преобладали процессы тектоногенного и эрозионного расчленения и выноса рыхлообломочного материала в предгорья. Головные участки древнеаккумулятивных форм, соответствующие времени формирования эоплейстоценовых отложений, располагаются в предгорьях бассейна Кубани в 40–50 км от северной рамки листа (Джелтмесские высоты). Геоморфологически это сильно деформированные поверхности междуречий с покровами выветрелых валунно-галечно-гравийных образований из пород Главного, Передового, Скалистого и Пастбищного хребтов, которые были уже четко выражены как орографические формы. Классики геологии и геоморфологии Северного Кавказа [51, 52, 155, 197] относили «покровные галечники» к флювиогляциальным образованиям, формировавшимся в непосредственной близости от тающих ледников, выходящих к предгорьям. Самые высокие уровни эоплейстоценовых террас подняты над современными реками бассейна Кубани на 400–450 м.

В неоплейстоцене, на фоне непрекращающихся дифференцированных поднятий, происходило периодическое обновление рельефа, созданного в предшествующие эпохи.

В нижнем неоплейстоцене развитие рельефа было унаследованным от более древних эпох и фиксируется целым спектром террас в долинах главных поперечных рек ниже Скалистого хребта. Нижнеплейстоценовый возраст установлен по комплексу геоморфологических, палеонтологических и термолюминесцентных данных [406]. В рельефе площади исследований фрагменты этих террас не сохранились.

В среднем неоплейстоцене новейшие поднятия последовательно охватывают более северные участки Большого Кавказа, в результате чего формируется несколько ярусов долинного рельефа. На территории исследований они представлены тремя–четырьмя растянутыми ступенями водораздельных террас, отражающими осцилляцию долинно-сетчатых и лопатных ледников.

Эрозия и денудационный снос, проявляющиеся в условиях непрерывных поднятий, способствовали углублению рек и продвижению пятящейся эрозии далеко в горы. Рост гор прерывался кратковременными эпохами частичной планации в периоды оледенений. При направленном похолодании в начале среднего неоплейстоцена (Днепровское оледенение Русской равнины) [249, 250, 251, 406] ледники, зародившиеся в зоне осевых хребтов, постепенно заполнили крупные долины бассейна Кубани и достигли Скалистого хребта. Этот орографический барьер, на пересечении которого долины отличались значительной узостью, являлся крупным препятствием на пути ледников, что способствовало быстрому увеличению их мощности и растеканию по наиболее пониженным участкам депрессии. Отступление ледника было прерывистым, что отражено полого-ступенчатой поверхностью междуречных террас. В период дегляциации активно протекали процессы обваливания и оползания, фиксируемые соответствующими образованиями у подножий и на склонах Скалистого хребта на уровне современных поверхностей среднечетвертичных террас. Начало накопления покровных террасовых суглинков и глин связывается с завершающимися этапами дегляциации.

По имеющимся материалам невозможно однозначно трактовать некоторые вопросы морфолитогенеза начальных этапов верхнего неоплейстоцена. В первую очередь это касается проблемы последнего оледенения. В частности наличия следов первой его фазы (раннебезенгийской), выделяемой многими исследователями в качестве самостоятельного оледенения. Прямых следов его деятельности в пределах листа не отмечено. Не исключено, что остатки перемытых донных морен этого возраста сохранились ниже дистальных замыканий позднебезенгийских трогов на участках локальных расширений долин. Последнее оледенение было горнодолинным, местами переходившим в долинно-сетчатое. Следы деятельности ледников запечатлены широкими спрямленными трогами, конечными и боковыми моренами, ледниковыми переуглублениями долин, устьевыми ступенями боковых притоков. Вложенные трого фиксируют верхние границы стационарного положения уменьшающихся в объеме позднебезенгийских

ледников в период дегляциации. Со временем отступания долинных ледников связывается активизация процессов эрозии, тектоно-гравитационного расседания склонов, карстообразования, обвально-осыпных и сейсмоструктурных явлений [252, 253, 373].

Льдом покрывались обширные пространства осевых хребтов и Южноюрской депрессии. Ледниковый покров огромной мощности достигал уровня региональной снеговой границы и поднимался выше ее, приостанавливая линейную эрозию. Плоскостные экзарационные процессы способствовали выносу обломков пород осевой зоны далеко за ее пределы. Максимальная мощность отложений до 60 м. Прикубанский отрезок депрессии моделирован одной из ветвей сетчатого ледника, образованного слиянием ледников главных речных долин, достигших Скалистого хребта, эскарп которого находился намного южнее современного его положения. Этот орографический барьер, на пересечении которого долины отличались значительной узостью, являлся крупным препятствием на пути ледников, что способствовало растеканию их вдоль депрессии до Кыфаро-Урупского водораздела [251, 406].

В перигляциальной зоне начало межледниковья (Q_{III}) связано с врезанием рек и последующей аккумуляцией аллювия в расширенных участках Североюрской депрессии. С регрессивными стадиями последнего оледенения связано формирование низких террас и нескольких ярусов каров, вмещающих морены разных генераций.

В настоящее время главными рельефообразующими процессами в горах являются морозное выветривание, нивация и ледниковая деятельность, хотя современные ледники не идут ни в какое сравнение с таковыми в ледниковые эпохи. Речная эрозия и склоновая денудация – ведущие процессы основной части площади. Значительная расчлененность и крутосклонность долин указывают на большую активность глубинной эрозии и отражают современную тенденцию ее развития. Происходит интенсивное расчленение остаточных водораздельных поверхностей (гляциопенепленов) и междуречных террас оврагами и балками при широком участии процессов оползания струйчатого и плоскостного смыва.



ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полезные ископаемые территории листов К-37-VI,(XII) представлены месторождениями каменного угля, меди, вольфрама, золота россыпного, урана, фарфорового камня, глин огнеупорных, халцедона, строительных материалов (гранита, эффузивных пород, мрамора, глин и суглинков кирпичных, ПГМ, песчаника), гипса, минеральных лечебных и питьевых вод, проявлениями и пунктами минерализации каменного и бурого угля, железа, хрома, меди, свинца, цинка, никеля, молибдена, вольфрама, ртути, мышьяка, бериллия, тантала и ниобия, золота коренного, урана, исландского шпата, барита, алуниита, фосфорита, асбеста, графита, магнетита, яшмы. Наибольший интерес представляют ранне-среднегерцинское медно-колчеданное оруденение с золотом, позднегерцинское гидротермальное шеелит-кварц-полевошпатовое оруденение, аллювиальные россыпи золота, строительные материалы, подземные воды, менее значимы – осадочные и гидротермальные месторождения урана. Практическую ценность могут представлять проявления золота малосульфидной и черносланцевой формаций. В настоящее время на территории листа добываются: медь с попутным золотом медно-колчеданной формации (Передовой хребет), некоторые виды строительного сырья (мрамор, гранит, эффузивные породы, глины кирпичные), глины огнеупорные и подземные воды (пресные и минеральные). Кроме того, промышленные параметры имеет законсервированное Кти-Тебердинское вольфрамовое месторождение шеелит-кварц-полевошпатовой формации (Главный хребет).

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горючие ископаемые на площади листа представлены Кубано-Лабинским и Кубанским угленосными районами Северо-Кавказской угленосной области (рис. 6). Здесь известны месторождения и проявления каменного и бурого угля в отложениях карбонового и юрского возраста. Промышленным способом эксплуатировалось только Хумаринское месторождение каменного угля (ныне отработано). Остальные объекты относятся к малым с неблагоприятными горно-геологическими условиями отработки (труднодоступность, малая мощность пластов).

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

В Кубано-Лабинском угленосном районе, в пределах изученной площади, известны 2 месторождения угля, приуроченные к отложениям толстобугорской и малоурупской свит среднего карбона и 5 проявлений в породах среднего–позднего карбона.

Толстобугорское месторождение (П-1-23) расположено в бассейне р. Чилик, в юго-восточной части Урупской впадины. Месторождение было разведано в середине прошлого столетия. Угленосными являются отложения среднего карбона (толстобугорская и малоурупская свиты объединенные). Угольные пласты сложного строения, сильно дислоцированы, с пережимами и раздувами пластов. Мощность колеблется от 0,65 до 2,5 м. Уголь месторождения гумусовый, полублестящий, клареновый, средней степени метаморфизации, имеет марки Ж, ОС и К и может использоваться в коксохимии. Зольность – от 5 до 20 %, содержание серы – 0,5–1 %, объемный вес – 1,35 г/см³, теплотворность – около 6 910 кал. Запасы утверждены ВКЗ в 1952 г по категориям А+В+С₁ – 16 538 тыс. т, С₂ – 6 182 тыс. т. В 2000 г. по данному объекту составлялись ТЭС, в которых сделан вывод об убыточности разработки месторождения в настоящее время. Месторождение малое, законсервировано.

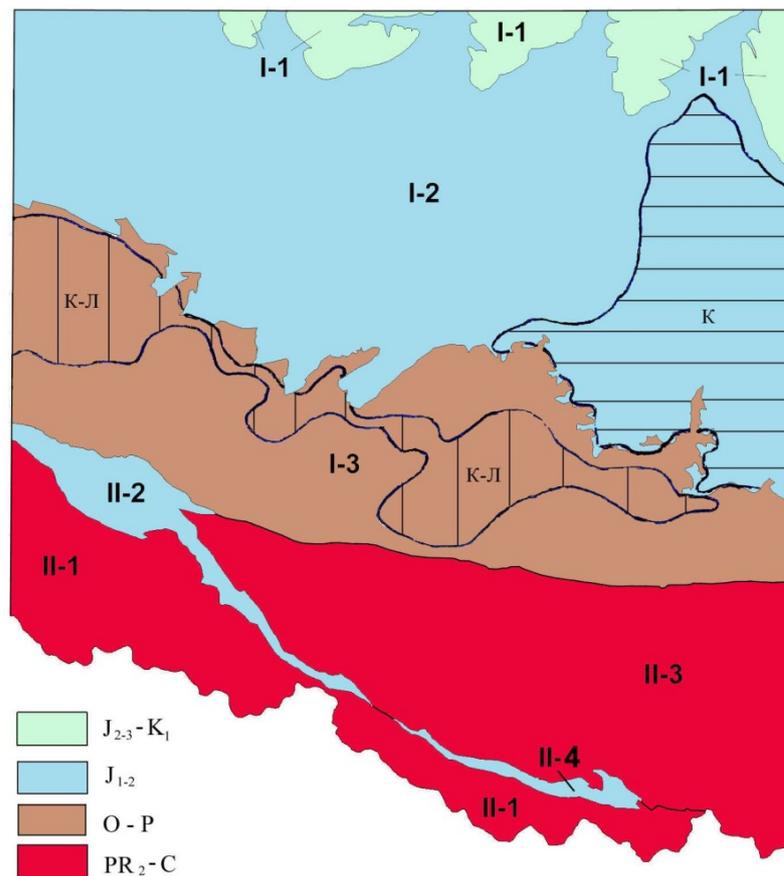


Рис. 6. Схема районирования территории на каменный уголь.

Северо-Кавказская угленосная область: К-Л – Кубано-Лабинский угленосный район; К – Кубанский угленосный район.

Тектоническое районирование на альпийский этап: I – Северо-Кавказский краевой массив (I-1 – Северо-Кавказская моноклинал, I-2 – Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости, I-3 – Поднятие Передового хребта); II – Складчато-глыбовое поднятие Главного хребта Центрального Кавказа (II-1 – Софийское поднятие, II-2 – Архыз-Гузери́льская депрессия, II-3 – Тебердинское поднятие).

Кяфарское месторождение (III-2-1) расположено по обоим склонам рек Большой Зеленчук и Кяфар-Агур, протягиваясь узкой полосой на 20 км, в 36 км к юго-западу от ст. Зеленчукской. Месторождение разведано, в настоящее время законсервировано. Угленосны отложения среднего карбона (толстобугорская и малоурупская свиты объединенные). Мощность пласта от 0,4 до 2 м. Макроскопически угли относятся к полублестящим, переслаивающимся с тонкими полуматовыми и матовыми углями. Зольность – 21,84 %, содержание серы – 0,64 %, объемный вес – 1,25 г/см³, теплотворность – 5 824 кал. Запасы утверждены ВКЗ в 1952 г. по категориям А+В+С₁ – 4 397 тыс. т, С₂ – 3 714 тыс. т. Месторождение не разрабатывается по причине сложного геологического строения, сильной нарушенности продуктивных отложений, невыдержанности по простиранию и мощности угольных пластов. Месторождение малое, законсервировано.

Известно еще 3 мелких проявления каменного угля, два их них в отложениях караджелмаской и гремучинской свит объединенных (*Марух-Аксаутское* (III-3-19), *Верхне-Тебердинское* (III-4-8)), одно – толстобугорской и малоурупской свит объединенных (*Кяфаро-Богословское* (III-2-7)). Проявления бесперспективны, пласты угля не выдержаны по простиранию и мощности, часто выклиниваются.

Кубанский угленосный район расположен на восточном фланге изученной территории в пределах Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости Северо-Кавказского краевого массива. В Кубанском угленосном районе, на данной площади, известны 3 месторождения и 3 проявления углей. Приурочены к отложениям синемюра–плинсбаха (хумаринская свита).

Хумаринское месторождение (I-4-6) расположено между станицей Красногорская и г. Карачаевском. В настоящее время месторождение отработано, объектом добычи являлись несколько угольных пластов мощностью от 0,4 до 1 м. Угленосными являются песчаные отложения хумаринской свиты. Уголь марок ДП и Г. Зольность – 17,3 %, теплотворность – 7 820 кал, содержание серы – 1,76 %, объемный вес – 1,34 г/см³. Запасы угля утверждены ТКЗ СКГУ в

1961 г. по категориям В – 6 495 тыс. т, С₁ – 4 770 тыс. т, С₂ – 1 098 тыс. т. Месторождение удовлетворяло потребности местных организаций и населения, ныне отработано.

Амгатинское месторождение (Ш-4-3) расположено в 2 км к юго-западу от с. Ниж. Теберда. Месторождение разведано, в настоящее время законсервировано. Угленосными являются отложения хумаринской свиты. Рабочей мощности достигают только 2 пласта. Общая мощность угольных пачек от 0,24 до 0,8 м. Зольность – 21,2 %, теплотворность – 6 726 кал, содержание серы – 1,37 %, объемный вес – 1,55 г/см³. Запасы угля утверждены ТКЗ СКГУ в 1963 г. по категориям В – 895 тыс. т, С₁ – 1 062 тыс. т, С₂ – 1 782 тыс. т. Месторождение малое, законсервировано.

Сенты-Кольтюбинское месторождение (Ш-4-1) расположено в междуречье рр. Теберда и Кольтубе. Месторождение разведано, в настоящее время законсервировано. Угленосными являются отложения хумаринской свиты. Рабочую мощность имеют 4 пласта с мощностями от 0,58 до 0,84 м. Пласты характеризуются сложным строением. Средняя зольность – 22,2 %, теплотворность – 7 472 кал, содержание серы – 3,42 %, объемный вес – 1,70 г/см³. Запасы угля утверждены ТКЗ СКГУ в 1961 г. по категориям В – 45 тыс. т, С₁ – 204 тыс. т, С₂ – 6 000 тыс. т. Месторождение малое, законсервировано.

Проявления каменного угля, приуроченные к отложениям хумаринской свиты – *Эзи-Таучхи* (Ш-3-10), *Ужумское* (Ш-3-11), *Джингирикское* (Ш-4-9), *Мало-Казенное* (Ш-4-11) и *Бруишьиртское* (Ш-3-1) – схожи по строению с описанными месторождениями, однако пласты угля маломощные, не выдержаны по простиранию и не представляют практического интереса. Запасы по ним не утверждались.

УГОЛЬ БУРЫЙ

Известно одно проявление *Тришкинское* (I-3-2), расположенное в районе хут. Новоисправненский и представленное линзообразной залежью бурого угля в отложениях келловейского яруса (свиты каменноостская и герпегемская объединенные). Залежь состоит из 2 прослоев мощностью 0,15 и 0,2–0,5 м. Бесперспективно.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Проявления черных металлов малочисленны и представлены проявлениями железа и хрома, расположенных в пределах зон Передового хребта и Лабино-Малкинской. В пределах последней установлены два геохимических ореола марганца (правый борт р. Кубани и истоки р. Кардоник) и два – ванадия (верховья р. Бульварка и окраина пос. Хасаут-Греческий) с содержаниями 2–5 фонов соответственно.

ЖЕЛЕЗО

Проявления Архызский (Ш-1-29) и *балки Церковная* (Ш-1-26) расположены в пределах зоны Передового хребта. Проявления магматического генезиса и приурочены к пропилитизированным вулканитам карабеской свиты, в которых встречено 8 рудных тел с гнездовидными скоплениями и шширами мелкозернистого магнетита. Кроме магнетита наблюдается редкая вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание железа в рудах – от 22,78 до 29,87 %. Размеры рудных тел до 160 м². Промышленного значения не имеют.

Проявление Больше-Зеленчукский (Ш-3-7) осадочного типа расположено в пределах Лабино-Малкинской минерагенической зоны и приурочено к отложениям ааленского яруса (джигиатская свита). Руды представлены оолитовыми гематитами и связаны с древними корами выветривания. Строение рудных тел линзовидное, мощность от 0,5 до 0,85 м. Химический состав руд (%): Fe₂O₃ – 21,13, FeO – 6,6, CaO – 28,46, SiO₂ – 8,65. Промышленного значения не имеет.

ХРОМ

Архызское проявление (Ш-1-19) расположено в серпентинитах кяфарского плутонического комплекса. Оно представлено линзовидной залежью хромистого железняка видимой мощностью более 1 м и протяженностью до 15–20 м. Кроме основного рудного тела, в районе проявления известно еще несколько мелких линз. Содержание в рудах Cr₂O₃ колеблется от 45,07 до

54 %, FeO – от 14,9 до 19,25 %. Генетический тип магматический, формация хромитовая. Запасы хромита и магнетита по категории С₁ – 1,5 тыс. т каждого. Промышленного значения не имеет.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На территории листов известны месторождения меди и вольфрама, многочисленные проявления и пункты минерализации меди, свинца и цинка, никеля, молибдена, вольфрама, ртути и мышьяка. Кроме того, здесь установлены вторичные геохимические ореолы цинка, никеля, молибдена, вольфрама, олова, мышьяка и висмута (прил. 2).

МЕДЬ

Медное оруденение в пределах листов распространено в минерагенических зонах Передового хребта и Самуро-Белореченской. По возрасту разделяется на герцинское и киммерийское, по рудно-формационной принадлежности – на медно-колчеданное и медно-кварц-сульфидное.

Герцинское оруденение известно только в минерагенической зоне Передового хребта, где генетически связано с вулканогенно-осадочными образованиями силура–нижнего и среднего девона, образуя в их составе линзы, пластообразные залежи, жилы и прожилки медно-колчеданных руд. Промышленное оруденение известно в пределах Уруп-Лабинского рудного района, в пределах Теберда-Кубанского и Марух-Зеленчукского рудных районов выявлены проявления и многочисленные пункты минерализации. Почти все проявления несут попутные цинк, золото, редкие металлы. Из попутных элементов добывается только золото (Урупское месторождение). В минерагенической зоне Передового хребта представлены два генетических типа меднорудных объектов – гидротермально-метасоматический и вулканогенно-осадочный, объединяемые в медно-колчеданную формацию с золотом, имеющие, часто, одновременно признаки вулканогенно-осадочного и метасоматического происхождения. Форма рудных тел преимущественно пластовая.

В Уруп-Лабинском рудном районе развиты медные объекты вулканогенно-осадочного генетического типа, медно-колчеданной с золотом формации, размещенные в Урупском рудном поле. Урупское рудное поле объединяет 4 месторождения (Урупское, Власенчихинское, Первомайское и Скалистое) и 1 пункт минерализации (П-1-3), локализованных в отложениях даутской свиты (силур–нижний девон). Помимо этих объектов в Урупском рудном поле известно множество мелких зон вкрапленного сульфидного оруденения, привести которые здесь и на карте нет возможности.

Урупское месторождение (П-1-6) расположено в левом борту долины р. Уруп, в 2 км выше одноименного поселка, в 20 км к югу от ст. Преградная, в 4 км выше устья ручья Нахшира. Поисково-разведочные и разведочные работы на месторождении проводились с 1947 по 1961 гг., запасы утверждены ГКЗ СССР в 1962 г. В настоящее время оно разрабатывается Урупским горно-обогатительным комбинатом. Месторождение приурочено к южному крылу Урупской брахиантиклинали, незначительно осложненном пострудными продольными складками и разрывными нарушениями [121, 244 и др.]. Вмещающие отложения – метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения даутской свиты. В районе месторождения откартированы 3 тектонических пластины, перекрывающие друг друга, в нижней (Урупской) расположены основные рудные залежи [309, 310]. На месторождении выявлено 50 рудных тел, однако основные запасы сосредоточены в Главной рудной залежи, кроме того разведаны Верхняя и Водораздельная рудные залежи. Главная залежь, приуроченная, в основном, к контакту эффузивных и туфогенных образований, пластообразная, общекавказского простиранья (падение на юго-юго-запад под углом 40°), прослежена по простиранью на 1 610 м, по падению на 1 360 м и на глубине не оконтурена. Мощность залежи колеблется в широких пределах, составляя в среднем 4,15 м. Генетический тип руд вулканогенно-осадочный, некоторыми исследователями отмечается наличие гидротермально-метасоматических рудных тел [121, 212–214]. Рудная формация медно-колчеданная с золотом. Руды вкрапленные и массивные. Вкрапленные руды составляют около половины объема всего объекта и распространены со стороны почвы рудного тела, уходя на глубину. Массивные руды (полосчатые и слоистые) расположены ближе к кровле. Верхний контакт четкий, надрудные слои не изменены, но в туфах встречаются обломки и обособления колчеданных руд. В лежачем боку постепенные переходы от сплошных руд к вкрапленным. В том же направлении увеличивается зернистость сульфидов, что объясняется влиянием поздних гидротерм. Сплошные медно-колчеданные руды являются основным промышленным типом руд месторождения и состоят из пирита (до 80 %), халькопирита (10–50 %),

борнита (до 30 %), примеси сфалерита, блеклых руд, а также кварца, хлорита и карбоната [121]. Среднее содержание меди составляет 2,71 %, цинка – 1,33 %, серы – 33,0 %. Руды содержат золото (2,42 г/т), серебро (37,40 г/т), рассеянные элементы – селен (21,12 г/т), теллур (86,72 г/т), индий (1,93 г/т), галлий (12,78 г/т), германий (1,04 г/т), таллий (2,48 г/т). Верхняя рудная залежь расположена выше по разрезу и залегает среди кислых эффузивов. Размеры – 750 м по простиранию и около 400 м по падению, мощность до 3,5 м. Оруденение связано с зоной трещиноватости в плагиориолитах на контакте с прослоем кислых туфов. Водораздельная залежь находится в 1 500 м к западу от Главной залежи. Протяженность по простиранию – 1 000 м, по падению – около 350 м, мощность до 3 м. Содержания меди составляют до 2,3 %, цинка – 1,15 %. В настоящее время эксплуатируется Главная залежь, верхние ее горизонты отработаны. Запасы руды (меди) на 01.01.2006 г. составляют 13 088 (354) тыс. т категорий В+С₁, 11 989 (215,9) тыс. т категории С₂ и 2 944 (12,6) тыс. т – забалансовые. Кроме основного компонента (меди), руды содержат (тыс. т): цинк – 170,8 категорий В+С₁, 79,7 категории С₂ при среднем содержании 1,31 % и 22,7 – забалансовые; серу – 4 290 категорий В+С₁, 2 845 категории С₂ при среднем содержании 32,9 % и 1 599 – забалансовые.

Власенчихинское месторождение (II-1-2) расположено в 18 км к югу от ст. Преградная, в левом борту р. Власенчиха. Месторождение выявлено в 1946 г., разведано и отработано. Оруденение локализовано в северном крыле пологой брахисинклинали, на стратиграфическом уровне, аналогичном Урупскому месторождению [121, 244]. Приурочено к контакту эффузивной толщи кислых вулканитов и вышележащих пирокластических пород. Известно 5 мелких рудных тел (сильно выпуклых линз), расположенных по обе стороны от Главной (Первой) залежи, мощность которой достигает 40 м. Линейные размеры залежи 320×200 м. Контакты постепенные (особенно с лежащего бока), указывающие на интенсивный пострудный метасоматоз. Руды представлены преимущественно сплошными медистыми колчеданами, основной их объем приходится на долю пирита (до 80 %), содержания халькопирита и сфалерита колеблются соответственно от долей процента до 8,76 и 3 %, средние содержания меди и цинка в 2,5–3 раза меньше, чем в Главной залежи Урупского месторождения [121]. Запасы руды утверждены ГКЗ по категориям В+С₁+С₂ – 2 221 тыс. т, меди – 11,6 тыс. т, цинка – 2,5 тыс. т, серебра – 16,4 т, золота – 1,3 т [372]. Месторождение относится к малым, отработано.

Первомайское месторождение (II-1-4) расположено в 18 км к югу от ст. Преградная, к юго-востоку от месторождения Власенчиха. Месторождение открыто в 1956 г., разведано запасы утверждены ГКЗ СССР в 1962 г. Рудное тело приурочено к контакту эффузивной даутской и туфогенной пщицерской свит нижнего и среднего девона. Это пластообразная залежь близширотного простирания вскрыта только буровыми скважинами, осложнена раздувами и пережимами, средняя мощность – 4,16 м. Гидротермально измененные, сульфидизированные породы развиты и в почве, и в кровле рудного тела. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, реже – сфалерит, очень редко – галенит. Среднее содержание меди – 1,53 %, серы – 25,29 %. Отмечаются повышенные содержания золота (1,3 г/т) и серебра (17,57 г/т). Всего по категориям С₁+С₂ подсчитано 7 984 тыс. т руды, в том числе по категории С₁ – 893 тыс. т. Разведанные запасы меди составляют 63,17 тыс. т, серы – 1 044,22 тыс. т, золота – 5,37 т, серебра – 72,55 т [372]. Месторождение малое, законсервировано.

Скалистое месторождение (II-1-1) расположено в 17 км к югу от ст. Преградная, в 0,5–0,8 км северо-восточнее Власенчихинского месторождения. Месторождение открыто в 1949 г., с перерывами разведывалось до 1960 г., запасы утверждены ГКЗ СССР в 1962 г. Приурочено к южному крылу Урупской антиклинали. В его пределах выделено два рудных тела. Основное рудное тело прослежено по простиранию на 600 м и по падению на 200 м при средней мощности 2 м, второе рудное тело имеет длину по простиранию 165 м, по падению – 50 м при средней мощности 0,6 м. Рудных тела представляют собой жилообразные субсогласные залежи, залегающие на контакте интенсивно метаморфизованных, существенно базальтовых лав и кварцевых альбитофиров даутской свиты. Руда массивная, полосчатая и прожилково-вкрапленная, главные рудные минералы – пирит и халькопирит, основные полезные компоненты – медь, цинк, сера, среднее содержание которых соответственно равно 3,25, 0,42 и 13,3 %. Попутно из руд возможно извлечение серебра, теллура, селена, кадмия, галлия, индия, германия. Запасы руды месторождения по категории С₁ (тыс. т) составляют 313, меди – 10,1, цинка – 1,3, серы – 41,6. Запасы руды по категории С₂ составляют 52 тыс. т [372]. Месторождение малое, законсервировано.

Марух-Зеленчукский потенциальный рудный район объединяет 25 проявлений и пунктов минерализации гидротермально-метасоматического и гидротермального типа. Гидротермально-метасоматические объекты (16 объектов) представляют собой сульфидизированные зоны метасоматоза в вулканогенных породах девона – свиты карабекская, даутская, пщицерская, семи-

родниковская и картджуртская, касаевская толща. Большая часть объектов (II-1-21; II-3-12; III-1-2, 17; III-2-4, 8, 10, 17, 20, 23, 24, 33) имеет повышенные содержания золота, в четырех объектах (III-1-28; III-2-6, 11, 19) золото пока не известно. Гидротермальные объекты (9 объектов) приурочены к кварцевым, реже – кварц-карбонатным, жилам или зонам дробления. Практически все объекты имеют повышенные содержания цинка, реже – свинца (III-1-4, 5, 20; III-2-2, 3, 15; III-3-7, 8, 13). Во второй половине XX века эти проявления изучались как перспективные на медь, в связи с чем их золотоносность оказалась недостаточно исследованной. Краткая характеристика приведена в приложении 2.

Ниже приведено описание наиболее значимого проявления этого рудного района.

Карабекское проявление (Восточная зона сульфидизации) (III-2-33) выходит по обоим бортам р. Марухи в районе горы Карабек. Представлено многочисленными зонами сульфидизации и пиритизированных метасоматитов мощностью до 40–50 м с раздувами до 120 м, с линзами и полосами сплошных руд мощностью 1–2 м в породах карабекской свиты. Вмещающий вулканогенный разрез (карабекская свита) представлен туфами и лавами базальтоидов, в верхней части разреза – с туфами и лавами риолитов. Отмечаются крайне редкие субвулканические тела риолитов, риодацитов и дацитов. Зоны метасоматитов субсогласны с напластованием пород (южное падение), не имеют четких ограничений, разделены промежутками неизмененных пород таких же мощностей. Общая мощность интервала пород, подверженных изменениям от 150 до 300 м, протяженность – от 1 300 до 2 000 м. Преобладающим в составе колчеданных руд является пирит (70–90 %), содержания халькопирита и сфалерита не превышает 2,5 %, нерудные минералы (10–15 %) представлены кварцем и серицитом [121]. Содержания в зонах сульфидизации: Cu – до 1,2 %, Au – до 4,4 г/т, Pb – до 0,04 % [340, 344]. Проявление перспективно на золото, в разные годы по нему подсчитывались прогнозные ресурсы. К западу от проявления, в поле развития карабекской свиты, и к северу (в тебердинской свите) расположены несколько аналогичных зон сульфидизации [340], объединяемых нами в потенциальное Карабекское золоторудное поле.

Теберда-Кубанский рудный район объединяет 10 *проявлений и пунктов минерализации*. Генетический и формационный тип этих объектов аналогичен таковым для Марух-Зеленчукского потенциального рудного района, приурочены они к отложениям тех же стратиграфических уровней. Большая часть объектов гидротермально-метасоматического типа (III-4-13, 15, 19; IV-3-4, 5; IV-4-5) имеет повышенные содержания золота, в 4 объектах гидротермального генезиса (III-4-16, 17, 18; IV-4-1) золото не известно, отмечаются повышенные содержания цинка, реже – свинца.

Ниже приведено описание наиболее типичного проявления, краткая характеристика остальных дается в приложении 2.

Проявление Мухинское (IV-3-5) расположено в левом борту р. Теберда, в средней части ее притока р. Муху. Вмещающие отложения – базальтоиды и кварцевые альбитофиры даутской свиты, перекрытые вулканогенно-терригенными породами пщицерской свиты. В кварцевых альбитофирах согласная зона окварцевания и сульфидизации мощностью до 15–20 м. Вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита. Текстура руд прожилково-вкрапленная, генетический тип гидротермально-метасоматический, рудная формация медно-колчеданная с золотом. Изредка сульфидизация усиливается до сплошной – линзы мощностью до 0,2–0,3 м. Метасоматоз выражен окварцеванием, серицитизацией и лимонитизацией. В керне содержания меди – до 1,31 %, цинка – до 3,75 %, свинца – до 0,18 %, золота – до 0,8 г/т, что выше, чем на поверхности (медь – 0,2 %, цинк – 0,13 %). Геофизическими методами зона прослежена на 750 м. Требуется доизучение на золото.

Вне рудных районов известно 10 *пунктов минерализации* гидротермально-метасоматического (II-3-13; III-3-2, 3, 13, 14, 17) и гидротермального (III-3-7, 8) типа, приуроченных к позднекарбонным–пермским красноцветам Аксаутской впадины. Рудные тела преимущественно жильные, линзообразные, рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, отмечается борнит, малахит, азурит, куприт. Оруденение, вероятно, позднегерцинского возраста, парагенетически связано с гранитами киньрчадского комплекса. Краткая характеристика объектов дается в приложении 2. Промышленного значения оруденение не имеет.

Киммерийское оруденение распространено в Самуро-Белореченской минерагенической зоне, где известно 27 *пунктов минерализации* медно-кварц-сульфидного рудноформационного типа. Все объекты относятся к жильным, гидротермальным, парагенетически связаны с нижне-среднеюрскими дайками среднего и основного состава, контролируемых региональными тектоническими зонами, и пространственно тяготеют к гидротермальным полиметаллическим (свинец, цинк) объектам. Оруденение развито преимущественно в породах доюрского фундамента в различных метаморфических и магматических комплексах зон Передового (III-1-25, 39;

III-2-25, 26, 31, 34, 35, 36; IV-3-3; IV-4-7) и Главного хребтов (IV-1-6, 9; IV-2-10; IV-3-21, 37; IV-4-9; V-3-2, 6, 16, 22; V-4-5, 8, 11), реже оно отмечается на контакте фундамента с осадочным чехлом (V-3-8, 17) либо приурочено к юрским дайкам (V-3-16, 21). Оруденение локализуется, в основном, в кварцевых (16 объектов), кварц-карбонатных (5 объектов) жилах, зонах дробления и окварцевания (6 объектов). Мощность жил обычно до 2 м, реже – до 10 м, протяженность – до 10–20 м, мощность зон дробления и окварцевания – от 0,5 до 3,5 м, протяженность – от десятков до сотен метров. Основными рудными минералами являются пирит и халькопирит, второстепенными – сфалерит и галенит. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатом. Рудные минералы образуют гнезда, вкрапленность и, реже, тонкие прожилки. Содержания меди составляют от десятых долей процента до 3,2 %, содержания цинка и свинца редко превышают 1 %. Нередко присутствует мышьяк (до 0,94 %), на единичных объектах отмечается присутствие серебра, золота, молибдена и сурьмы. Учитывая малые параметры объектов, низкие содержания меди и других компонентов промышленного значения оруденение не имеет.

Наиболее крупный объект – *пункт минерализации Джемагат* (IV-4-7). Приурочен к разломам Пшекиш-Тырнаузской зоны и представлен зоной амфиболизированных, окварцованных, хлоритизированных и дробленых базальтоидов карабекской свиты. Рудная минерализация представлена халькопиритом в виде зерен и агрегатов до 1 см. В протоколках также отмечают пирит, галенит, сфалерит, шеелит, магнетит, церуссит. Отмечается интенсивная малахитизация. Содержания меди – до 0,78 %, цинка – до 0,04 %, свинца – до 0,02 %, золота – до 0,01 г/т. Перспективы неясны.

Остальные объекты – отдельные кварцевые и кварц-карбонатные жилы, зоны дробления и окварцевания с убогой рудной минерализацией и малыми параметрами, бесперспективны. Краткая характеристика объектов дается в приложении 2.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Оруденение свинца и цинка, развитое на территории листов (41 *пункт минерализации*), киммерийского возраста. Все объекты гидротермального генетического типа, формация свинцово-цинковая жильная (кварц-полиметаллическая по В. Б. Черницыну [244]). Свинцово-цинковое оруденение развито преимущественно в Софийско-Тебердинском потенциальном рудном районе Самуро-Белореченской минерагенической зоне (35 объектов), лишь несколько пунктов минерализации размещается в породах фундамента зоны Передового хребта (III-1-16, 21; III-2-21; III-3-12; IV-4-2). Основное количество рудных объектов расположено в Пхия-Чучкурской рудной зоне [297], за ее пределами известно только 6 пунктов минерализации (III-1-27, 33; IV-1-23; IV-3-12, 17; V-4-10). В пределах рудной зоны большая часть объектов отмечается в Дукка-Софийском потенциальном рудном поле, объединяющим 12 пунктов минерализации (III-1-44, 45, 53; IV-1-1, 2, 4, 5, 12, 13, 14, 15, 20).

Рудная минерализация, в виде прожилков, гнезд, выделений и вкрапленности, приурочена к кварцевым жилам, зонам дробления, окварцевания, иногда кальцитизации, хлоритизации и биотитизации в гнейсах и сланцах макерского комплекса, реже – в палеозойских гранитах. Кварцевые жилы маломощные (до 2 м), протяженность – первые метры, реже – до 50 м. Ориентировка жил разнообразная, но преобладает общекавказская (300–330°) и северо-восточная (5–30°). Зоны дробления и метасоматического изменения имеют мощность до 8 м, протяженность до 100 м. Содержание свинца и цинка большей частью не превышает 1,5–1,7 %, в отдельных пунктах (IV-1-1) отмечаются повышенные содержания серебра до 10 г/т. Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит и пирит, гораздо реже встречается халькопирит и арсенопирит. Перспективы потенциального рудного поля не ясны.

Юго-восточнее Дукка-Софийского потенциального рудного поля рудные объекты свинца и цинка протягиваются вдоль Архыз-Гузериписькой и Домбайской депрессий и их бортов. Свинцово-цинковое оруденение развито как в метаморфических и магматических комплексах доюрского фундамента зоны Главного хребта (IV-2-7, 8, 16, 22; IV-3-31, 46; V-3-1, 19; V-4-9), так и в юрских терригенных и вулканогенных породах (IV-2-12; V-3-7, 9, 13, 14, 15, 20; V-4-7). Оруденение локализовано в кварцевых жилах, зонах дробления, милонитизации и окварцевания. Содержание свинца и цинка большей частью не превышает 1,73 %, иногда достигая, соответственно, 6,77 и 3,65 % (V-3-1) и 13,53 и 12,83 % (V-3-13). Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит и пирит, гораздо реже встречается халькопирит, арсенопирит, малахит. На некоторых объектах установлены высокие содержания мышьяка (до 4,14 %), кобальта (до 0,02 %), серебра (до 100 г/т) и золота (до 6 г/т). Все объекты свинца и цинка из-за их малых параметров и низких содержаний рудных компонентов как самостоятельные объекты промышленного значения не имеет. Описание объектов приведено в приложении 2.

Две геохимические аномалии цинка известны в районе правого борта реки Бол. Зеленчук и в бассейне р. Кардоник. В аномалиях содержания цинка от 2 до 5 фонов. Источник не ясен.

НИКЕЛЬ, ХРОМ

На площади работ известен один пункт минерализации и три геохимических аномалии в минерагенической зоне Передового хребта.

Пункт минерализации *Кяфар-Агурское* (III-1-7) расположен в зоне Передового хребта и приурочен к коре выветривания серпентинитов (кяфарский комплекс), мощность которой 10–25 м, а протяженность – 0,6–0,7 км. Содержание никеля колеблется от 0,32 до 0,4 %, хрома – от 0,48 до 0,61 %. Генетический тип гипергенный, формация кор выветривания. Промышленного значения не имеет.

МОЛИБДЕН

Молибденовая минерализация представлена 3 проявлениями (III-1-15; IV-3-8; IV-4-16) и 9 пунктами минерализации (III-1-11, 18, 22; IV-2-3; IV-3-10, 14, 15, 20; V-3-23) гидротермального генезиса жильной молибденовой апогранитовой формации (кварц-молибденитовой по В. Б. Черницыну [244]) в зонах Главного и Передового хребтов. Как сопутствующий элемент молибден встречается в редкометалльных объектах в пневматолитах и зонах грейзенизации связанных с гранитоидами уллукамского и белореченского комплексов. В пределах листов установлено три геохимических ореола (2–5 фонов) молибдена. Возраст оруденения позднегерцинский, парагенетически оно связано с магматическими породами кислого состава позднегерцинского возраста (озерокяфарский, аксаутский, уллукамский комплексы).

В зоне Передового хребта наиболее крупным объектом является *Кяфарское проявление* (III-1-15). Вмещающие породы – терригенно-вулканогенные породы кяфаро-агурской толщи, прорванные плагиогранитами озерокяфарского комплекса. Минерализация молибденита установлена в 12 кварцевых, мусковит-кварцевых жилах, секущих плагиограниты. Мощность жил до 0,5 м, протяженность жильной зоны до 600 м. Кроме молибденита в жилах установлены галенит, халькопирит, шеелит, киноварь и др. Содержание молибдена среднее – 0,055 %, максимальное – до 0,1 %, меди – до 0,085 %, свинца – менее 0,05 %, цинка – менее 0,01 %. Перспективы неясны. Вблизи известно три пункта минерализации (III-1-11, 18, 22) (прил. 2). Бесперспективны.

В зоне Главного хребта большая часть объектов сосредоточена в Тебердинском потенциальном рудном поле Теберда-Баксанского потенциального рудного района – *проявление Малая Марка* (IV-3-8) и четыре пункта минерализации (IV-3-10, 14, 15, 20). Оруденение приурочено в зонах эндоконтактов или апикальным частям гранитных массивов и обычно локализованы в кварцевых жилах, мощность их до 1 м, мощность жильных зон до 20 м, протяженность – первые десятки метров, максимально до 450 м, простирание преимущественно северо-западное, реже – северо-восточное. Некоторые кварцевые жилы по простиранию сменяются пегматитами. Реже рудная минерализация наблюдается в зонах дробления разломов. Оруденение вкрапленное, молибденит образует мелкие и крупные вкрапленники (до 2,5 см). Содержания молибдена достигают 0,35 %, обычно меньше. Ассоциирует с вольфрамом, оловом, мышьяком, медью, цинком, реже – серебром и золотом. Как самостоятельные объекты бесперспективны.

Юго-восточнее Тебердинского потенциального рудного поля установлено *проявление Нижне-Даутское* (IV-4-16). Несколько десятков кварцевых жил в гранитах уллукамского комплекса на интервале 1 км. Мощность жил до 2,8 м, протяженность до 60 м. Падение на юго-юго-запад под углом 70–80°. Густая вкрапленность и гнезда молибденита и пирита. Содержания молибдена – до 1,2 %. Перспективы могут быть связаны с золотом и редкими металлами.

Характеристика остальных объектов приведена в приложении 2.

ВОЛЬФРАМ

Вольфрам является одним из типоморфных элементов позднегерцинской минерагенической зоны Главного хребта. В ее пределах на площади листов известно 1 месторождение, 10 проявлений, 28 пунктов минерализации и 2 геохимических ореола. Три пункта минерализации приурочены к разрывным нарушениям в пределах зоны Передового хребта (III-1-12, 24; IV-3-1) и не имеют практического значения. Возраст оруденения позднегерцинский, генетически оно связано с магматическими породами кислого состава позднегерцинского возраста (уллукамский комплекс). Преобладают проявления шеелит-кварц-полевошпатовой формации гидротер-

мального генезиса (40 объектов), меньшее значение имеют проявления шеелит-сульфидной скарноидной формации гидротермально-метасоматического генезиса (4 объекта). Как сопутствующий элемент вольфрам встречается в редкометалльных объектах в пегматитах, скарнах и зонах грейзенизации.

В пределах минерагенической зоны Главного хребта вольфрамовое оруденение распределено неравномерно и локализован в Лабино-Аксаутском и Теберда-Баксанском рудных районах. Промышленное оруденение сосредоточено в Кургашиччатском рудном поле Лабино-Аксаутского рудного района, где расположено Кти-Тебердинское месторождение, 7 проявлений (IV-2-15, 17, 20, 23; IV-3-25, 32, 42) и 11 пунктов минерализации (IV-2-9, 14, 19, 21; IV-3-30, 34, 35, 38, 43, 44, 45). Оруденение шеелит-кварц-полевошпатовой формации гидротермального генезиса.

Месторождение Кти-Теберда (IV-3-41) расположено в верховьях р. Аксаут, в 24 км южнее с. Красный Карачай. Месторождение известно с 1935 г., предварительная разведка проведена в 1977–1984 гг. [384], детальная – в 1985–1987 гг. [272]. ТЭО постоянных кондиций и запасы месторождения утверждены ГКЗ СССР в 1987 г. и считаются подготовленными к освоению. На месторождении развиты кристаллические сланцы, амфиболиты, реже – гнейсы дуппукского и кургашиччатского подкомплексов макерского метаморфического комплекса, приуроченных к южному крылу Кти-Тебердинской антиклинали и расположенных в надинтрузивной части массива уллукамских гранитов [244, 296]. На общем фоне запад-северо-западного простирания пород отмечаются второстепенные складки северо-восточного простирания. Разрывы и трещинные зоны, определяющие размещение оруденения, группируются в четыре системы: субширотные и субмеридиональные, разбивающие месторождение на блоки, северо-восточного и северо-западного простирания, вмещающие многочисленные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и прожилки с рудной минерализацией. Рудные залежи с промышленными скоплениями шеелита приурочены к узлам пересечения указанных крутопадающих разрывных и трещинных зон с пологозалегающими и смятыми в мелкие складки телами амфиболитов. Всего на месторождении выделяется три главные рудные зоны: две меридиональные (Западная и Восточная) и широтная. Морфологически они представлены густой сетью сближенных, четкообразных кварц-полевошпатовых жил и прожилков мощностью от нескольких мм до 60 см. Протяженность их 520–900 м, на глубину – от 80 до 100 м. Вольфрамовое оруденение имеет вкрапленно-прожилковый, неравномерный характер распределения. Прожилки в руде составляют 3–5 % объема амфиболита, однако в них концентрируется основная масса шеелита, около 10 % шеелита приходится на вкрапленность в амфиболитах не имеющей видимой связи с прожилками. Рудные минералы представлены шеелитом и не имеющими практического значения сульфидами (арсенопирит, пирит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит). Рудные минералы концентрируются в зальбандах жил и их центральных частях. Отмечается пространственная связь наиболее богатых руд с амфиболитами, подвергшимися калиевому метасоматозу (биотитизация и калишпатизация), в значительно меньших количествах шеелит связывается с железомagneзиевыми метасоматитами. По данным Ф. Г. Рейфа и др. [198], оруденение генетически связано с гранитоидами уллукамского комплекса. Содержание WO_3 в Западной зоне колеблется от 0,02 до 0,8 %, в Восточной – 0,03–0,85 %, в широтной зоне – от 0,34 до 0,86 %, среднее по месторождению – 0,38 %. Месторождение сопровождается обширными геохимическими аномалиями вольфрама и золота. При этом северо-западный фланг аномалии вольфрама, по размерам более чем в два раза превышающий аномалию, связанную непосредственно с месторождением, пока в полной мере не оценен. Запасы руды категорий $B+C_1$ при среднем содержании WO_3 0,367 % и бортовом содержании 0,1 % составляют 24 457 тыс. т, C_2 – 4 468 тыс. т. Разведанные запасы WO_3 составляют 109,9 тыс. т [372]. Руды легкообогащаемые методом флотации. Шеелитовый концентрат содержит 53 % WO_3 при извлечении 85 % и соответствует марке КШ-4 (ГОСТ 213-83). Месторождение среднее по запасам, законсервировано.

Проявление Ак (IV-3-32) расположено на правом борту р. Аксаут на водоразделе рек Кти-Теберда и Марка в районе гг. Верхний Дуппук–Ак. Рудовмещающими являются кристаллические сланцы и амфиболиты дуппукского подкомплекса, залегающие в кровле гранитов уллукамского комплекса. Амфиболиты образуют линзовидные пласты мощностью от 2,5 до 65 м, рудоносными являются актинолитизированные амфиболиты, содержащие вкрапленность шеелита и шеелит-кварцевые прожилки. Известно несколько рудных тел мощностью от 0,1 до 2,5 м, протяженностью от 16 до 35 м; содержание WO_3 – от следов до 3,0 %. Рудные минералы представлены шеелитом и вольфрамитом, реже встречаются халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит и пирит. По отдельным рудным зонам были подсчитаны запасы WO_3 по категории C_1+C_2 , составляющие 398 т [332].

Усть-Джаловчатское проявление (IV-2-20) расположено в долине р. Аксаут, в районе устья

р. Джаловчат. Проявление приурочено к узлу пересечения Софийско-Тебердинского и поперечного Дуппухского разломов. Рудовмещающая толща дуппухского подкомплекса большей частью перекрыта породами кургашинчатского подкомплекса и в долине р. Аксаут она вскрыта скважиной [332], в интервале 206–451,6 м пересечено 15 пластов амфиболитов мощностью от 1,2 до 27 м. В интервале 265–390 м установлено три горизонта амфиболитов с промышленной концентрацией WO_3 – от 0,59 до 1,78 % на мощность от 1,1 до 2,9 м (суммарно на мощность 6,1 м – 0,95 %). Амфиболиты оруденелых пластов актинолитизированы, окварцованы и хлоритизированы. Шеелит в виде мелкой вкрапленности отмечается в секущих кварцевых прожилках и в измененных амфиболитах. Помимо шеелита встречена сульфидная вкрапленность – арсениопирит, пирит, галенит, сфалерит и халькопирит. Высокие перспективы на обнаружение скрытого промышленного оруденения.

Проявление Хагега (Восточный участок) (IV-2-15) расположено в левом борту р. Аксаут, в верховьях р. Хагега. Рудовмещающими являются кристаллические сланцы и гнейсами с пласты амфиболитов дуппухского подкомплекса, рассеченные серией разломов северо-западного простирания, сопровождаемые зонами милонитизации и окварцевания. Вольфрамовое оруденение выявлено в трех пластах амфиболитов мощностью от 5 до 60 м и протяженностью до 1,5 км. Шеелитовая минерализация, выявленная в виде вкрапленности, редких гнезд и прожилков, приурочена к субсогласным зонам (0,2–3,5 м) актинолитовых метасоматитов, а также секущим зонам (до 3,5 м) милонитизации, окварцевания с полевошпатовыми прожилками. Содержание WO_3 – от следов до 1,44 %. Помимо вольфрама установлены мышьяк (до 1 %), свинец (до 0,5 %), олово (до 0,03 %), серебро (до 0,8 г/т).

Характеристика пунктов минерализации приведена в приложении 2.

В Верхне-Лабинском рудном поле, расположенном северо-западнее Кургашинчатского в междуречье рр. Бол. Лаба–Бол. Дукка, установлено два проявления (III-1-35, 47) и 13 пунктов минерализации (III-1-36, 37, 40, 41, 42, 46, 48, 50, 51; IV-1-7, 8, 17, 19). Генетический тип оруденения проявлений и большей части пунктов минерализации гидротермальный, рудная формация шеелит-кварц-полевошпатовая, ряд пунктов минерализации (III-1-46, 51; IV-1-7, 17) гидротермально-метасоматического генетического типа, рудная формация шеелит-сульфидная скарноидная.

Проявление Аркасарское-I (III-1-35) расположено в истоках р. Пхии, северо-восточнее г. Закзан-Сырт. Рудовмещающими породами являются кристаллические сланцы и амфиболиты дуппухского подкомплекса. В пределах проявления отмечаются субширотные разломы, сопровождаемые крутопадающими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками, имеющие четкие ровные контакты. В пределах пересечения ими пластов амфиболитов они образуют штокверковые зоны с метасоматическими изменениями амфиболитов (фельдшпатизация, актинолитизация, лейкоксенизация). Мощность кварцевых жил до 1 м, штокверковых зон – до 10 м. Шеелит в жилах приурочен к их контактовым зонам, кроме того вкрапленность шеелита отмечается в измененных амфиболитах. Содержания WO_3 – от следов до 0,8 %. Отмечаются срастания шеелита с халькопиритом и сфалеритом.

Проявление Надежда-I (III-1-47) расположено в правом борту р. Дукка, в истоках ее притока ручья Дучинка. Рудовмещающими являются метаморфиты дуппухского подкомплекса, располагающиеся в контактовой зоне с гранитами уллукамского комплекса. Оруденение приурочено к пласту амфиболитов видимой мощностью до 3 м. Амфиболиты подвергнуты окварцеванию, актинолитизации, эпидотизации, в меньшей мере – полевошпатизации. Окварцевание идет как по слоистости, так и в виде секущих жилок (до 10 см). Шеелит установлен по всей массе амфиболитов в виде вкрапленности и прожилков, наиболее богатая минерализация приурочена к участкам с максимальным окварцеванием в сочетании с зонами трещиноватости субмеридионального простирания. Содержания WO_3 колеблются от 0,04 до 0,56 % при среднем значении 0,18 % на мощность 3 м.

Вольфрамовое оруденение шеелит-сульфидной скарноидной формации, установленное в четырех *пунктах минерализации* (III-1-46, 51; IV-1-7, 17), приурочено к скарноидам, развивающихся по амфиболитам. Скарноиды обычно слагают согласные линзующиеся прослои, жилы и характеризуются более интенсивной рудной нагрузкой. Контакты скарноидов с вмещающими амфиболитами резкие или диффузионные, мощность до 40 см, протяженность – до первых метров. Состав шеелитоносных скарноидов представлен плагиоклазом, эпидотом, диопсидом, везувианом, гранатом, клиноцоизитом, пренитом и кварцем. Кроме шеелита в составе рудных минералов отмечается пирит, сфалерит и халькопирит. Содержания вольфрама в скарноидах изменяется от 0,01 до 0,5 %. Промышленного значения не имеют. Характеристика объектов приведена в приложении 2.

В Теберда-Баксанском рудном районе известно одно проявление (IV-4-21) и два пункта ми-

нерализации вольфрама (IV-3-1; V-4-1). Наиболее перспективным на вольфрамовое оруденение является Учкуланское проявление.

Учкуланское проявление (IV-4-21) расположено на водоразделе Учкулан–Кичкинекол. Приурочено к породам верхнебалкарского подкомплекса гондарайского мигматитового комплекса, являющихся кровлей гранитов уллукамского комплекса. В палеосоме мигматитов наблюдаются неравномерно мигматизированные кварц-биотитовыми сланцы и гнейсы, содержащие линзы и пласты амфиболитов (мощностью 1–2 м, до 20 м, протяженностью до 300 м). В пределах проявления выявлена зона трещиноватости общей мощностью 800 м и протяженностью 1 300 м, сопровождаемая серией локальных зон кварцево-жильной минерализации с сульфидами железа, меди, мышьяка, повышенными содержаниями золота. Шеелит ассоциирует с пиритом, пирротином, халькопиритом, арсенопиритом. Оруденение крайне неравномерное, содержание трехоксида вольфрама колеблется от 0,02 до 0,28 % на мощность от 0,5 до 6,8 м, золота – до 0,2 г/т. Оруденение генетически связано с породами уллукамского комплекса, гидротермального генетического типа, формация, видимо, кварц-шеелит-полевошпатовая, по Б. Я. Вихтеру вольфрамовое оруденение с золотом может относиться к «богемскому» типу [53], шеелит-золото-кварцевой формации. Требуется дальнейшее изучение.

Пункты минерализации вольфрама (IV-3-1; V-4-1) представлены кварц-полевошпатовыми прожилками с шеелитом в ассоциации с пиритом, пирротином, халькопиритом, золотом в зонах дробления. Промышленного значения не имеют. Краткая характеристика объектов приведена в приложении 2.

РТУТЬ

Ртутное оруденение проявлено слабо, известно в зоне Передового хребта, где представлено одним проявлением (III-3-10) и двумя пунктами минерализации (III-2-28; III-4-14). Оруденение гидротермального типа, представлено ртутной аргиллизитовой карбонатной формацией (кварц-карбонат-диккит-киноварный минеральный тип по В. Б. Черницыну [244]), парагенетически связано с гранит-порфирами киньрчадского комплекса и локализовано в тектонических зонах.

Проявление Кишкитское (III-3-10) расположено в бассейне р. Аксаут. Приурочено к гранит-порфирам киньрчадского комплекса, перекрытых конгломератами и песчаниками гималдыкской свиты. Проявление объединяет шесть обособленных рудоносных участков, большинство из которых располагаются по периферии интрузивного штока в радиальных разрывных зонах, образование которых, возможно, связано со становлением штока гранит-порфиров киньрчадского комплекса [244]. Ртутное оруденение содержится в зонах дробления и окварцевания вдоль тектонических нарушений, мощность зон достигает 8 м. Форма рудных тел жильная с простым линзообразным или четковидным строением. Главный рудный минерал – киноварь, реже встречаются пирит, халькопирит, гематит, пирит, реальгар. Главным жильным минералом является кварц, второстепенными – каолинит, диккит, карбонаты. Содержание ртути – от 0,1 до 0,22 %. Отмечаются повышенные значения золота до 0,6 г/т. В соответствии с незначительными параметрами промышленного значения не имеет.

Пункты минерализации ртути (III-2-28; III-4-14) приурочены к зонам дробления в известняках пщицерской–семиродниковской свит объединенных и габбродиоритах архызского комплекса. Промышленного значения не имеют. Краткая характеристика объектов приведена в приложении 2.

МЫШЬЯК

В пределах листов известно 4 проявления, 10 пунктов минерализации и 10 геохимических ореолов мышьяка. Большая часть объектов приурочена к зоне Главного хребта.

В зоне Главного хребта мышьяковое оруденение представлено 3 *проявлениями* (III-1-30; IV-2-13; IV-3-27) и 9 *пунктами минерализации* (IV-3-11, 16, 18, 22, 26, 28; IV-4-19; V-3-5, 12). Рудная минерализация, представленная арсенопиритом, пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, борнитом, в виде вкрапленности, мелких гнезд и тонких (до 1 см) прожилков приурочена к кварцевым жилам и зонам дробления в метаморфических породах дуппухского и кургашичатского подкомплексов, гранитах белореченского комплекса [321]. Большая часть объектов локализуется в субвертикальных жилах северо-западного простирания, реже – субмеридионального. Мощность кварцевых жил до 2,2 м, зон дробления – до 15 м, протяженность – до 50 м. Кварц-арсенопиритовые жилы сопровождаются окварцеванием и серицитизацией. Распределение рудной минерализации крайне неравномерное, содержание мышьяка изменяется от 0,08 до 3,44 %, максимальные значения – 11,87 %. В ряде объектов отмечаются повышенные

содержания олова, меди, серебра и золота. Все объекты бесперспективны на мышьяк, но некоторые могут представлять интерес из-за попутного золота (IV-2-13; V-3-5). Краткая характеристика объектов приведена в приложении 2.

Проявление Эпичик (IV-4-8) и пункт минерализации р. Чилик (III-1-3) локализованы в разрывных нарушениях в зоне Передового хребта и не имеют практического значения.

Мышьяк также широко представлен как попутный элемент в гидротермальных жильных полиметаллических, вольфрамовых, молибденовых объектах, в рудах Кти-Гебердинского месторождения, проявлениях золота. Мышьяковое оруденение позднегерцинского возраста, гидротермального генетического типа, рудная формация мышьяковая арсенопиритовая березитовая, по В. Б. Черницыну – кварц-арсенопиритовая [244].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Редкометалльная минерализация известна только в пределах позднегерцинской зоны Главного хребта и представлена проявлением и пунктами минерализации бериллия, тантала и ниобия, пунктами минерализации тантала и ниобия, двумя геохимическими ореолами галлия (2–5 фонов, источник неясен). Возраст оруденения позднегерцинский, генетически оно связано с магматическими породами кислого состава позднегерцинского возраста (уллукамский комплекс).

БЕРИЛЛИЙ, ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Большинство объектов бериллия, тантала и ниобия локализованы в пределах Верхне-Лабинского рудного поля либо вблизи его. Здесь известно одно проявление – *Приозерное (IV-1-10)* и 6 *пунктов минерализации (III-1-43, 52, 54; IV-1-11, 16, 18)*. Один *пункт минерализации* известен в пределах Гебердинского потенциального рудного поля (IV-3-13), вне рудных полей – два *пункта минерализации (IV-2-1; V-4-2)*. Оруденение бериллия, тантала и ниобия пневматолитового генезиса и относится к рудной формации берилл-редкометалльных пегматитов. Пегматитовые жилы и линзообразные тела альбитизированных и грейзенизированных гранитов залегают в кристаллических сланцах дуппукского подкомплекса, мигматитах гондарайского комплекса, гранитах белореченского и уллукамского комплексов. Мощность жил – от 1,5 до 10 м, протяженность – от первых десятков метров до 100 м. Высокие концентрации редких элементов связаны с высокотемпературным постмагматическим метасоматозом – альбитизацией и грейзенизацией. Редкометалльная минерализация представлена бериллом, хризобериллом, фенакитом, колумбит-танталитом, тапиолит-мосситом. Максимальные содержания окиси бериллия – 0,1 %, пятиокиси ниобия – 0,052 %, пятиокиси тантала – 0,03 %. Отмечены повышенные содержания также рубидия, цезия, лития.

Наиболее крупный объект – *проявление Приозерное (IV-1-10)* – расположено на водоразделе рек Псыш–Дукка. Оруденение локализуется в экзоконтакте интрузива уллукамских гранитов, в кристаллических сланцах дуппукского подкомплекса. Представляет собой совокупность жил и даек лейкократовых пегматитов мощностью от 1 до 50 м на площади 1,5×3,5 км. Максимальные содержания редких элементов приурочены к наиболее интенсивно альбитизированным и грейзенизированным жильным породам: бериллий – 0,1 %, тантал – 0,03 %, ниобий – 0,052 %, литий – 0,034 %, рубидий – 0,083 %, цезий – 0,011 %. Прогнозные ресурсы пятиокиси тантала составляют 30 т при содержании Та в руде 0,01 %. Ресурсы окиси бериллия ориентировочно оцениваются в 1 000 т с содержанием Ве в руде от 0,01 до 0,02 %. Промышленного значения не имеет, характеристика объектов приведена в приложении 2.

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Оруденение тантала и ниобия в зоне Главного хребта представлено тремя *пунктами минерализации*, один пневматолитового генезиса формации редкометалльных пегматитов (IV-1-3), два – грейзенового генетического типа, редкометалльной апогранитовой формации (IV-1-21; V-4-6). Оруденение тантала и ниобия формации редкометалльных пегматитов аналогично выше описанному берилл-тантал-ниобиевому оруденению. Редкометалльная минерализация редкометалльной апогранитовой формации связана с высокотемпературным постмагматическим метасоматозом – альбитизацией и грейзенизацией и приурочена к кровельным и надкровельным частям массивов уллукамских гранитов, а также к альбитизированным и грейзенизированным

ным жилам в белореченских гранитах. Максимальная установленная мощность грейзенизированных гранитов до 30 м. Рудные минералы – колумбит-танталит, содержания пятиокиси ниобия – 0,015 %, пятиокиси тантала – 0,02%. Объекты практического интереса не представляют.

Некоторые перспективы связываются только с глубокими горизонтами Кти-Тебердинского месторождения, где предполагается существование купольной структуры уллукамских гранитов, пересекающейся Кти-Тебердинским и Дуппукским разломами. Здесь в зоне эндо- и экзоконтакта массива гранитоидов уллукамского комплекса установлена вкрапленная редкометалльная минерализация, связанная с жилами пегматитов и зонами грейзенизации.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

На площади работ известны объекты золота эндогенного и экзогенного происхождения. Эндогенное оруденение (одно проявление и 18 пунктов минерализации) представлено объектами золоторудной малосульфидной (II-1-5; III-1-6) и золоторудной кварцевой (I-1-11; III-1-23; III-4-10; IV-2-11, 18; IV-3-24; IV-4-13, 14, 15, 20; V-3-3) формаций гидротермального генезиса и золотоносной черносланцевой формацией (III-1-8, 10; III-4-6, 7) гидротермально-метасоматического генезиса, размещающихся преимущественно в породах доюрского фундамента зон Передового и Главного хребтов. Как сопутствующий элемент золото отмечается в рудах медно-колчеданных месторождений, золотоносным является медное, свинцово-цинковое, вольфрамовое и мышьяковое оруденение. Среди объектов золота экзогенного происхождения известны древние морские россыпи и аллювиальные россыпи четвертичного возраста. Первые из них представлены пунктами минерализации формации золотоносных конгломератов (II-1-8, 9; III-2-30), развитыми в образованиях нижней перми зоны Передового хребта, вторые – пятью малыми россыпными месторождениями (I-1-12; II-1-25; II-2-4, 6, 10) в бассейнах рек Уруп, Кяфар и Большой Зеленчук, к настоящему времени они практически отработаны и не представляют практического интереса.

Оруденение золоторудной малосульфидной формации широко развито в Марух-Зеленчукском и Теберда-Кубанском рудных районах зоны Передового хребта. Зачастую оно приурочено к проявлениям и пунктам минерализации меди с золотом медно-колчеданной формации.

Наиболее перспективным в Марух-Зеленчукском потенциальном рудном районе является *Карабекское проявление* (III-2-33) меди с золотом, в котором содержание золота достигает 4,4 г/т. Оно описано выше, в разделе медь. По одной из сульфидных зон проявления протяженностью до 2 км и мощностью около 150 м литогеохимическим опробованием в процессе ГДП-200 повышенные содержания золота (от $3 \cdot 10^{-7}$ до $1 \cdot 10^{-3}$ %) отмечены в 65 % проб. Центральная часть зоны сульфидизации (12 м) была заверена результатами пробирного анализа, которые составили от 0,6 до 2,1 г/т.

Как собственно золотые объекты известны пункты минерализации долины *р. Власенчиха* (II-1-5) и *верховой Кяфар-Агура* (III-1-6). Оруденение приурочено к зонам сульфидизации и окварцевания (0,2×15 м) в метавулканитах даутской (II-1-5) и карабекской (III-1-6) свит. Основными рудными минералами являются пирит и пирротин, реже отмечаются халькопирит, сфалерит, теннантит, галенит и гематит, а нерудные представлены преимущественно кварцем, встречаются хлорит, серицит и кальцит. Содержание золота в первом из пунктов минерализации до 1,2 г/т, во втором – до 0,4 г/т.

Карабекское проявление и зоны сульфидизации, развитые в породах карабекской свиты, объединены в Карабекское золоторудное потенциальное поле в составе.

В Теберда-Кубанском рудном районе собственно золотых объектов золоторудной малосульфидной формации не установлено. Повышенные содержания золота установлены в проявлениях и пунктах минерализации меди медно-колчеданного типа, представляющих практический интерес именно из-за повышенных содержаний золота. Собственно это позволило выделить здесь два золоторудных потенциальных рудных поля – Учкулан-Даутское и Мухинское.

В первом из них наиболее перспективно проявление меди *Кыркольская западная зона* (III-4-15), во втором – *проявление Мухинское* (IV-3-5), описанное в разделе медь. Потенциально золотоносные объекты в пределах рудных полей известны в составе колчеданосных толщ урупской серии. Зоны сульфидной минерализации с перерывами протягиваются на 11 км при мощности отдельных зон до 20–25 и даже 150 м и их протяженности до 1 250–2 500 м. Эти зоны ранее рассматривались и изучались как объекты, перспективные на медь. Минеральный состав зон – хлорит-серицит-кварцевый с сульфидами до 1–5 %. Последние представлены рассеянной вкрапленностью, реже – прожилками и гнездами (до 5 мм в диаметре) мелко-тонкозернис-

того пирита, реже – халькопирита и гипергенными малахитом и азурином. Полученные различными методами анализа содержания золота в них чаще составляет доли г/т, а в единичных пробах по отдельным пересечениям составляют от 0,6 до 6,4 г/т (2,9 г/т в Кыркольской, 3,8 г/т в Корылькайской Восточной, 0,8 г/т в Южной Даутской и Мухинской зонах). В процессе ГДП-200 по одной из зон Мухинского проявления протяженностью до 1,2 км и мощностью около 50 м литогеохимическим опробованием повышенные содержания золота (от $3 \cdot 10^{-7}$ до $8 \cdot 10^{-4}$ %) отмечены в 55 % проб. Часть зоны с наиболее интенсивной сульфидизацией (4,5 м) была заверена результатами пробирного анализа, которые составили от 1,9 до 6,4 г/т.

Проявления золоторудной малосульфидной формации, наряду с медно-колчеданной с золотом, являются наиболее перспективными на выявление промышленного большеобъемного оруденения.

Наиболее широко в пределах листов развито оруденение золоторудной кварцевой формации, преимущественно позднегерцинского возраста, связанное с магматическими породами среднего и кислого состава верхнего палеозоя зон Передового и Главного хребтов, реже встречаются объекты киммерийского возраста, приуроченные к зонам разломов между породами доюрского фундамента и осадочного чехла либо к разломам в юрских породах (Ш-1-23; Ш-4-10; IV-2-18).

Оруденение развито, в основном, в минерагенической зоне Главного хребта (одно проявление и 9 пунктов минерализации), три *пункта минерализации* приурочены к тектоническим зонам в Передовом хребте (I-1-11; Ш-2-30; Ш-3-9). В зоне Главного хребта оруденение приурочено к участкам развития кварцевых жил, зонам дробления и окварцевания с сульфидной минерализацией. В зависимости от наличия и преобладания того или иного сульфида выделены минеральные типы: пирит-кварцевый, пирит-арсенопирит-кварцевый, молибденит-кварцевый, галенит-сфалерит-кварцевый и собственно золото-кварцевый. Мощность кварцевых жил колеблется от 0,05 до 2,5 м, в единичных случаях достигает 10,0 м, протяженность – от первых метров до 150 м, содержание золота в них колеблется от следов до 6 г/т, максимально – до 29 г/т.

Наиболее перспективным является *Верхне-Учкуланское проявление* (IV-4-20). Расположено у восточной рамки листов, на водоразделе Учкулан–Кичкинекол, в пределах Верхне-Учкуланского потенциального рудного поля. Приурочено к породам верхнебалкарского подкомплекса гондарайской метаморфической серии. Здесь выявлена рудноминеральная зона, представленная серией локальных зон кварцево-жильной минерализации, общей мощностью до 800 м и протяженностью до 1 300 м. В кварцевых жилах отмечаются сульфиды железа, меди, мышьяка. Проявление сопровождается первичными высококонтрастными геохимическими аномалиями мышьяка, вольфрама и золота, а также высококонтрастной вторичной аномалией мышьяка. По результатам спектрального анализа литогеохимических проб установлены аномальные содержания золота от 0,001 до 5 г/т (среднее содержание – 0,3 г/т). Содержание As – 0,057 %, W – 0,0003 %. По результатам пробирного анализа средние содержания золота с $C_{\text{борт.}} > 0,7$ г/т составляет 1,19 г/т. В устьевой части ручья Кичкинекол, прорезающего золоторудные зоны, выявлены шлиховые пробы с содержанием золота до $0,5 \text{ г/м}^3$ и размерностью золотинок до 1–2 мм. Рудная формация проявления золоторудная кварцевая.

Остальные объекты золоторудной кварцевой формации бесперспективны, характеристика приведена в приложении 2.

Оруденение золотоносной черносланцевой формации развито в зоне Передового хребта и приурочено к черносланцевым породам ацгаринского сланцево-гнейсового подкомплекса позднего протерозоя (*пункты минерализации* Ш-1-8, 10) и к терригенным отложениям тоханской свиты раннего карбона (*пункты минерализации* Ш-4-4, 6). Породы черносланцевого формационного семейства в составе ацгаринского подкомплекса представлены горизонтами графитисто-кремнистых сланцев, микрогнейсов, часто сульфидизированных мощностью до 250 м, видимой протяженностью до 6 000 м. В пределах Ацгаринского тектонического покрова выявлено три зоны черносланцевых образований. В поле их развития отмечаются метасоматически измененные породы, представленные зонами рассланцевания, окварцевания, интенсивного ожелезнения и лимонитизации. Мощность таких зон в среднем до 15 м, количество от 2 до 5, содержание пирита в них колеблется от сотых до 2,4 %, содержание лимонита достигает 2,1 %, содержания золота – до 3,0 г/т. Учитывая, что в пределах района развития пород ацгаринского подкомплекса фиксируется *шлиховой ореол* золота (Ш-1-24), в отдельных пробах которого содержания благородного металла достигают $10\text{--}12 \text{ г/м}^3$, перспективы оруденения следует считать положительными. Черносланцевые образования в разрезе тоханской свиты представлены маломощными горизонтами (до 3 м) графитизированных и сульфидизированных филлитов и хлоритовых сланцев. Рудная минерализация представлена преимущественно пиритом, содер-

жание которого достигает первых процентов, пирит очень мелкий, пылевидный, редко встречается в виде крупнозернистых агрегатов. Содержание золота колеблется от 0,001 до 1,72 г/т. Промышленного значения не имеют.

Оруденение формации золотоносных конгломератов (*пункты минерализации* II-1-8, 9) отмечается в нижней части разреза красноцветных образований нижней перми (большеалабинская свита), характеризующейся наличием грубообломочного, несортированного или слабо сортированного конгломерато-песчаного материала. Золото в конгломератах распределено неравномерно, встречается как в цементе конгломератов, так и в кварцевой гальке, наиболее обогащена плотиковая часть пластов, либо зоны окварцевания. Мощность золотоносных пластов конгломератов до 2 м, зон окварцевания – до нескольких метров. Содержание золота – до 0,6 г/т. Из-за незначительных параметров объекты неперспективны.

Экзогенная золотоносность описываемой территории представлена 5 мелкими россыпными аллювиальными *месторождениями (россыпями)* четвертичного возраста в бассейнах рек Уруп, Кяфар и Большой Зеленчук. По разведанным параметрам эти россыпи весьма бедны, но в 30–40-х годах XX века они эксплуатировались старательскими артелями и по ним были подсчитаны запасы (табл. 1).

Таблица 1

Запасы россыпного золота

Название и индекс россыпи на карте	Запасы золота, кг.	
	A+B+C ₁	C ₂
Власенчиха (I-1-12)	30,32	-
Кяфарская (II-2-4)	45,24	418,29
Кизильчукская (II-2-6)	21,91	118,47
Зеленчукская (II-2-10)	15,87	13,08
Кяфарская-1 (II-1-25)		6,7

Ширина россыпей изменяется от 8 до 100 м, длина – от 2 до 13 км, а мощность – от 0,3 до 6 м. Среднее содержание золота колеблется в пределах от 92 до 269 мг/т, редко достигая 761–819 мг/т. Источниками россыпного золота являются участки развития вулканогенных образований, ацгаринского метаморфического комплекса, нижнепермских конгломератов, и вероятно, зоны окисления и вторичного обогащения медно-колчеданных месторождений. Россыпи практически отработаны и в настоящее время не представляют практического интереса.

Кроме проявлений и пунктов минерализации в пределах листов известны геохимические (11) и шлиховые (12) ореолы золота, шлиховые потоки (8) и отдельные шлиховые пробы с повышенными содержаниями золота.

Геохимические ореолы золота средней–низкой концентрации (2–5 фонов) по вторичным ореолам большей частью пространственно ассоциируют с проявлениями золотого оруденения, цветных и редких металлов, ореолами вольфрама, мышьяка, молибдена и развиты в пределах зон Передового (I-1-5, II-2-3 – южная часть, III-2-22, 32 – северная часть, III-3-5, III-4-11, IV-4-6) и Главного (III-1-38, III-2-32 – южная часть) хребтов. Источник ореолов размещенных в поле развития ниже-среднеюрских отложений (II-2-3 – северная часть, II-4-8, III-4-2, 5) неясен, часть их них может быть связана с магматическими образованиями маринского комплекса, с которым на соседнем листе [352] связано золото-серебряное оруденение, не выявленное на данной территории.

Шлиховые потоки (I-1-8; II-1-10, 17, 22; III-2-5; III-4-4, 12) и большая часть *шлиховых ореолов* (I-1-9; II-1-12, 24; II-2-1; III-3-16; IV-3-2) приурочена к рудным объектам зоны Передового хребта. Содержания в пробах от десятков миллиграмм до 10–12 грамм на кубический метр. В зоне Главного хребта в аллювии рек золото в шлихах отмечается преимущественно в виде единичных знаков от 10 мг/м³ до 0,5 г/м³ и реже – ореолов (III-1-34; IV-1-22; V-3-11; V-4-4) низкого и среднего (от знаков до 0,1 г/м³) содержания протяженностью не более 2 км, ассоциирующих с шеелитом, арсенопиритом, галенитом. В отдельных пробах отмечается висмутин. Связаны с золотосодержащими кварцевыми жилами, зонами окварцевания в метаморфических породах протерозоя и палеозойских гранитах.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН, ФОСФОР

Урановое оруденение представлено тремя месторождениями и двумя проявлениями. Рудные

объекты позднегерцинского возраста расположены в зоне Передового хребта, по генезису разделяются на осадочные (формация ураноносных лигнитов, фосфатных пород, известняков) и гидротермальные (формация урановорудная в аргиллизитах).

К осадочному генетическому типу относятся месторождения Аксаутское и Гидамское и проявление Чилик-Бульварка. Оруденение приурочено к пестроцветным отложениям аксаутской свиты, сформированных в орогенных впадинах позднего палеозоя зоны Передового хребта.

Аксаутское месторождение (Ш-3-15) расположено в 6 км к югу от пос. Хасаут Греческий. Из 7 участков разведан основной – Центральный, вмещающий 8 рудных пластов, главный из которых (мощность 0,2–0,3 м) сложен кремнисто-фосфатным доломитом, прослежен по простиранию на поверхности до 7 км (на всех участках). Штольнями пласт прослежен до глубины 600 м. Содержание урана не превышает 0,015 %. Параметры пласта с глубиной не изменяются. На других участках оруденение отмечается в кремнисто-фосфатных доломитах, углистых и фосфатных аргиллитах и алевролитах, песчаниках с фосфатным, углистым и карбонатно-кремнистым цементом. В отличие от безрудных (без урана) пород в них отмечено высокое содержание закисного железа, значительное количество натрия. Залегание пород моноклиналиное, азимут падения 350°, угол падения 35–60°. Наиболее часто уран приурочен к кремнисто-фосфатным доломитам, главный носитель урана – фосфат кальция, уран также находится в настуране и, реже, в коффините. Выделяются хемогенные фосфаты и обломочные (зерна апатита, обломки фосфатов и органических фосфатизированных тканей). Оруденение стратиформное, гнездово-линзовидное, лентообразное. Длина рудных тел до 65 м, ширина до 20 м, мощность 0,1–2,2 м. Содержание урана – 0,3–0,87 %. Помимо урана, месторождение разведывалось и на фосфор. Содержание P_2O_5 – от 2,39 до 5,85 % в виде апатита в железистых доломитах и песчаниках с фосфатным цементом, запасы не утверждались. Урановое оруденение имеет синдиогенетический характер, формация ураноносных лигнитов, фосфатных пород, известняков. Руды признаны нетехнологичными. Месторождение малое, законсервировано.

Гидамское месторождение (Ш-3-18) находится в 5–5,6 км к северо-западу от пос. Верхняя Теберда. Разведано в середине прошлого столетия. Приурочено, преимущественно, к пестроцветным породам аксаутской свиты, включающих соответственно урансодержащие пласты полимиктовых песчаников, мелкогалечных конгломератов, углистых сланцев и кремнисто-фосфатных доломитов, известняков, конгломератов, аргиллитов. Рудные участки пространственно заключены между поперечными тектоническими нарушениями юго-восточного и северо-восточного направлений. Известно более 20 пластов урансодержащих пород мощностью 0,1–2,2 м при общей около 11 м, причем 8 из них в кремнисто-фосфатных доломитах, 4 – в фосфатных аргиллитах и алевролитах, 2 – в кремнисто-карбонатных аргиллитах и доломитах и т. д. Уран распределяется весьма неравномерно, образуя скопления с содержанием металла до 0,2–0,78 %, часто сопровождаются сульфидной минерализацией. Носителями урана являются уранинит – 2,5–15 %, урансодержащие органические вещества – 7–55 %, ураноносные фосфаты – 30–90 %. Урановое оруденение имеет стратиформный характер, формация ураноносных лигнитов, фосфатных пород, известняков. Запасы урана по категориям C_1+C_2 составляют 34,45 т металла. Кроме того, подсчитаны забалансовые запасы фосфоритов (P_2O_5) в количестве 223,57 тыс. т. Испытания показали нетехнологичность как урановых руд, так и фосфоритов. Месторождение малое, законсервировано.

Проявление Чилик-Бульварка (П-1-14) находится вблизи пос. Верхний Архыз. Радиоактивность связана с зоной окисления кремнисто-фосфатных пород и аргиллитов. Площадь его – 8 700×2,7 м, содержание урана – 0,159 %.

Урановое оруденение Пскентского месторождения и Нарытайского проявления относится к гидротермальному оруденению, формация урановорудная в аргиллизитах, в связи с гранитовыми и гранит-порфировыми гипабиссальными комплексами верхнего палеозоя. Представлено крутопадающими залежами и пологими штокверками в экзоконтактах интрузивных пород или внутри их.

Пскентское месторождение (I-1-7) расположено в левом борту р. Пскент и локализовано в филлитах андрюкской свиты, фельзитах и гранит-порфирах одноименного комплекса. Рудные тела – штокверки (30×30 м) в узлах сопряжения разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Настуран-керитовое оруденение локализовано в пологозалегающем силле фельзитов интенсивно осветленных, аргиллизированных, подверженных гидротермальной обработке (диккит, барит, гидрослюды). Рудные минералы – урансодержащий керит, настуран, коффинит, пирит, галенит, сфалерит. Содержание урана – от 0,003 до 1,66 %, в большинстве случаев – сотые и тысячные доли процента. Промышленного значения не имеет.

Нарытайское проявление (Ш-3-4) находится в 6 км к юго-западу от пос. Хасаут Греческий.

Урановое оруденение приурочено к юго-восточной части массива гранит-порфиров Киньрчадского комплекса и локализуется в пределах зон гидротермально измененных пород, а также внутри лимонитизированных зон в тектонических нарушениях с богатой сульфидной минерализацией. Рудное тело имеет сложную конфигурацию, обусловленную штокверковым характером трещиноватости. Урановая минерализация представлена настураном и урановыми слюдками (цейнерит и сабугалит). Уран содержится также в дисперсном пирите, ярозите, гидроокислах железа. Среднее содержание – 0,068 %. Промышленного значения не имеет.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Неметаллические ископаемые представлены месторождениями керамического и огнеупорного сырья (фарфорового камня и глин огнеупорных), поделочных камней (халцедона), строительных материалов (гранита, андезита, мраморов, песчаника, глин и суглинков кирпичных, песчано-гравийного материала) и прочих ископаемых (гипса), а также проявлениями оптического сырья (исландского шпата), химического сырья (барита и алунита), минеральных удобрений (фосфорита), горнотехнического сырья (хризотил-асбеста, графита и магнезита), поделочных камней (яшм). Месторождения халцедона, глин и суглинков кирпичных, песчано-гравийного материала приурочены к четвертичным образованиям и вынесены на соответствующую карту.

ОПТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ

Известно одно проявление исландского шпата – *Чиликское* (II-1-16), расположенное в приустьевой части р. Чилик, юго-восточнее г. Чапал-2, представлено гнездообразными и жильными скоплениями, приуроченными к кальцитовым жилам в мраморизованных известняках богословской свиты позднего девона. Мощность жильных образований достигает нескольких десятков сантиметров, видимая протяженность – до нескольких метров. Кристаллы размером от 0,01 до 0,15 м и более и весом от 2 до 300 кг. Незначительная часть их обладает необходимой прозрачностью. Промышленного значения не имеет.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БАРИТ

В пределах листов известно 7 проявлений барита, из них 5 – жильного гидротермального генетического типа, 2 – осадочного. Проявления гидротермального генезиса представлены баритовой жильной формацией и приурочены к линзообразным крутопадающим жилам, выполненными баритом, развитых в эффузивных образованиях зоны Передового хребта – *проявления Архызское* (III-2-18), *Кизильчукское* (II-1-19), *Собачье* (III-2-22), в белореченских гранитах зоны Главного хребта – *Муху* (IV-3-9), в породах маринского комплекса Лабино-Малкинской зоны – *Каменноостское* (II-4-6). Мощность жил составляет 0,2–2,0 м, протяженность – от десятков метров до нескольких сотен метров. Проявления осадочного генезиса баритовой стратиформной формации представлены пропластками баритоносных известняков в породах хумаринской свиты (*Мара* (II-4-4)) и баритоносными сидеритовыми конкрециями в средней подсвите псебайской свиты (*Псекенч* (I-1-4)) Лабино-Малкинской зоны. Проявления промышленного значения не имеют.

Наиболее крупное *Архызское проявление* (III-2-18) барита расположено в долине р. Архыз, северо-западнее пос. Архыз. Представлено тремя жилами, залегающими в отложениях картджуртской свиты. При мощности 0,2–1 м они прослежены по простиранию на 350 м. В центральных частях жилы имеют мономинеральный состав, а на флангах, помимо барита, появляются кальцит, пиролюзит, халькопирит и галенит. Содержание $BaSO_4$ колеблется от 85 до 93 %. Запасы по категории C_2 – 4,1 тыс. т утверждены ТКЗ СКГУ в 1940 г. Промышленного значения не имеет.

АЛУНИТ

Единственное проявление алунита – *Большое* (I-2-2) расположено восточнее горы Больше, в

5 км к северу от ст. Сторожевая. Здесь в байос-батских аргиллитах джангурской свиты присутствуют многочисленные прослойки белых шелковисто-волокнистых квасцов, зеленоватых корок железного купороса, а также налеты серы и ярозита. Оквасцованные аргиллиты прослежены на 1 км при мощности до 4 м. Промышленного значения не имеет.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

В пределах листов в отложениях Лабино-Малкинской зоны известно 9 проявлений фосфоритов осадочного морского генезиса, 8 из которых приурочено к породам тоар-батского возраста в составе джигиатской (II-3-1, 5, 8; II-4-2), джангурской (II-3-1, 6) свит и верхней подсвиты псебайской свиты (I-1-3; II-2-2), одно проявление (I-4-8) приурочено к породам хумаринской свиты плинсбаха. Рудная формация проявлений фосфоритовая терригенная желваковая. Фосфорит встречается в виде желваков и конкреций диаметром до 0,12 м, образуя горизонты (до 0,5 м) в алевролитах, реже – песчаниках. Содержание P_2O_5 в проявлениях варьирует от 3,8 до 8,9 %, иногда достигая 22 %. Проявления этого типа практического интереса не представляют, а наиболее значимые запасы фосфоритов содержатся в урановых рудах (см. описанные в подразделе «Уран» месторождения Гидамское и Аксаутское).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ФАРФОРОВЫЙ КАМЕНЬ

Единственное месторождение фарфорового камня – *Кишкитское* (III-3-11) расположено на водоразделе балок Красной и Водопадной бассейна реки Кишкит – правого притока р. Аксаут, на абсолютных отметках 1 650–1 770 м. Генетический тип гидротермально-метасоматический, формация вторичных кварцитов, подтип – серицит-кварцевый. Приурочено к телу фельзит-порфиоров киньрчадского комплекса, залегающему на контакте кварцевых альбитофиоров киньрчадской свиты и сероцветных песчаников, конгломератов и алевролитов гималдыкской свиты. Тело (дайка) фельзит-порфиоров образует в рельефе гряды широтного простирания длиной 600 м и шириной 210 м. Кровля тела претерпела интенсивный гидротермальный метасоматоз и превратилась в белую плотную породу серицит-кварцевого состава (фарфоровый камень), являющаяся полезным ископаемым. Мощность гидротермально измененных фельзит-порфиоров колеблется от 55 м в восточной части месторождения до 68 м – на западе. Сырье пригодно для получения фарфоровых изделий и имеет следующий состав (в %): SiO_2 – 77,48–80,48, Al_2O_3 – 12,54–14,30, Fe_2O_3 – 0,25–1,63, FeO – 0,1–0,29, MgO – 0,17–0,2, CaO – 0,082–0,14, K_2O – 3,11–3,82, Na_2O – 0,05–0,08, окислов титана – до 0,03, марганца – до 0,0007. Из-за высокого содержания Fe_2O_3 (до 1,63 %) фарфоровый камень нельзя отнести к высококачественному. Запасы по категориям C_1 – 2,71 тыс. т, C_2 – 2,33 тыс. т. Месторождение малое, разведывается.

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

На площади листов известно одно среднее (Красногорское-II) и одно мелкое (Красногорское) месторождения огнеупорных глин, приуроченных к кровле батских отложений. Образование огнеупорных глин связано с предкелловейским размывом и переотложением глинистых продуктов коры выветривания. Генетический тип месторождений – кор выветривания, формация каолинитовая.

Месторождение Красногорское-II (I-4-2) расположено в левом борту р. Кубань, в 30 км юго-восточнее г. Черкесска, севернее ст. Красногорская. Приурочено к верхней части джангурской свиты и представляет собой пластообразную залежь, сложенную песчано-глинистыми отложениями. Падение на северо-восток, угол падения – 3–5°. Залежь приурочена к пласту глин мощностью 0,9–3,75 м, протяженность его – до 3 000 м. Подстилающие породы – песчаники джангурской свиты, перекрывающие породы представлены песчаниками, глинами, известняками, конгломератами каменноостской свиты келловея и песчано-глинистыми аллювиальными отложениями. Глины жирные высокодисперсные, по минералогическому составу – каолинитовые. Огнеупорность – 1 670 °С. Глины пригодны для производства шамотных изделий класса «Б», а отдельные разновидности – для изделий «А». Некоторые – для производства фаянса. Возможно также производство канализационных труб, керамических камней и кирпича.

Запасы по категории А+В+С₁ – 10 150 тыс. т. Месторождение среднее, эксплуатируется.

Месторождение Красногорское (I-4-7) расположено в правом борту р. Кубань, южнее ст. Красногорская. Полезная толща огнеупорных глин месторождения также приурочена к верхней части джангурской свиты на контакте с породами келловейского яруса (каменномопская и герпегемская свиты объединенные). Глины образуют линзовидное тело мощностью до 5,5 м. Угол падения линзы глин в северных румбах изменяется от 0 до 9°. Среди полезной толщи огнеупорных глин выделяются жирные (82 %) и песчаные, по цвету – серые, темно-серые, темно-коричневые и светло-серые, по гранулометрическому составу – жирные глины высокодисперсные, песчаные – средней дисперсности. Огнеупорность – 1 710 °С. Глины очень плотные, содержат пирит, гипс и слюду. Запасы по категории В+С₁ – 742 тыс. т. Месторождение мелкое, не эксплуатируется.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТ

Известно два проявления хризотил-асбеста – *Кизильчукское (II-1-20)* и *Архызское (III-2-14)*. Находятся в зоне Передового хребта, в бассейне р. Кыфар и приурочены к серпентинитам кыфарского комплекса, в которых наблюдаются прожилки и линзочки, сложенные поперечно-локнистым хризотил-асбестом, каменным асбестом, баститом. Мощность их составляет 0,03–0,1 м, а протяженность – до 4 км. Генетический тип проявлений метасоматический, формация хризотил-асбестовая апогипербазитовая. Качество хризотил-асбеста низкое. Промышленного значения не имеют.

ГРАФИТ

Единственное проявление *Псыш (III-1-49)* располагается в левом борту долины р. Псыш и представлено прослоем 0,02–0,1 м графитизированного сланца, залегающим в породах дуппукского подкомплекса, вблизи их контакта с гранитами уллукамского комплекса. Содержание графита достигает 2,14 %. Генетический тип проявления метаморфогенный, формация графитовая метасоматическая. Промышленного значения не имеет.

МАГНЕЗИТ

Единственное проявление *Архызское (III-1-31)* находится в 3 км к западу от с. Архыз и приурочено к незначительному выходу серпентинитов кыфарского комплекса. Магнетит обнаружен в крутопадающей жиле, прослеженной по простирацию на 20 м, при мощности от 0,15 до 0,2 м. Содержание MgO достигает 42,13 %. Генетический тип проявления гидротермальный, формация магнезитовая. Промышленного значения не имеет.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Проявлений драгоценных камней в пределах листов не установлено. Поделочные камни представлены одним месторождением халцедона, приуроченного к четвертичным голоценовым образованиям, и четырьмя проявлениями яшмы, приуроченных к породам среднего–позднего карбона.

ХАЛЦЕДОНЫ

Месторождение Джезгута-I (I-4-10) расположено в 1,5 км северо-западнее станицы Красногорская. Представлено элювиально-делювиальными россыпями, обогащенными жеодами халцедона, развитыми на известняках свит кобанской и баксанской нерасчлененных, содержащих конкреции халцедона. Выделены два участка: Южный и Северный. Южный участок включает пять разобленных лентообразных залежей халцедона мощностью до 2 м, шириной 12–65 м и длиной от 200 до 1 400 м. Наибольший интерес представляют залежи IV и V с содержаниями сортового сырья от 0,396 до 2,33 кг/м³. В пределах залежи IV выделен блок коренных пород с повышенными содержаниями халцедона. Северный участок включает три продуктивные элювиально-делювиальные залежи шириной 5–25 м и длиной до 250 м. В залежах I и III выделяются блоки с повышенным содержанием сортового сырья – от 0,486 до 1,045 кг/м³. Запасы сырья

по категориям С₁ и С₂ – 111 и 57 т соответственно. Месторождение малое, законсервировано.

ЯШМЫ

Проявления яшмы расположены в зоне Передового хребта и приурочены к отложениям толстобугорской и малоурупской свит объединенных среднего карбона (Ш-2-12, 16, 27) и к отложениям агурской и конгломератовой толщ объединенных среднего–позднего карбона (Ш-2-9). Горизонты оливково-зеленых, иногда полосчатых яшм приурочены, преимущественно, к кремневым туфам и лавам риолитов, реже – к кремневым алевритам. Форма тел пластовая, линзообразная, мощность от 0,1 до 2,0 м. Химический состав (%): SiO₂ – 68,74, СаО – 6,14, Al₂O₃+Fe₂O₃ – 6,07. Яшмы могут быть использованы как поделочное сырье и для изготовления декоративной облицовочной плитки. Промышленного значения не имеют.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТ)

Домбайское месторождение (V-3-4) расположено на левом борту реки Аманауз, в 2 км к северу от Домбайской поляны, на 100 м выше русла реки. Представлено светло-серыми двуслюдяными гранитами белореченского комплекса, которые прорваны двумя дайками мелкозернистых долеритовых порфиритов. Граниты пригодны как бутовый камень марок «800» и «1000». Могут быть использованы для кладки стен, в качестве облицовочных плит и камней для наружной облицовки. Запасы по категориям В и С₁ – 3 500 и 3 800 тыс. м³ соответственно. Месторождение крупное, снято с баланса, так как расположено на территории заповедника.

СРЕДНИЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (АНДЕЗИТ)

Эффузивные породы представлены двумя месторождениями средних пород (андезитов), приуроченных к маринскому вулканическому комплексу, широко развитому в долине р. Кубань в районе г. Карачаевска.

Карачаевское месторождение андезитов (II-4-5) расположено на левом склоне долины р. Кубань, в 1,8 км к югу от г. Карачаевск. Детально разведано в 1965 г., запасы утверждены ТКЗ СКТГУ в 1966 г., переутверждены в 1996 г. ТКЗ КЧР. В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные образования шоанской свиты и терригенные породы хумаринской свиты плинсбахского яруса нижней юры. Полезным ископаемым являются андезиты маринского комплекса, залегающие в виде секущего межпластового тела. Средняя мощность полезной толщи 41 м, вскрыши – 3,5 м. Породы интенсивно изменены вторичными процессами. Прочность андезитов в водонасыщенном состоянии составляет 807,5–1 267,7 кг/см², марка камня – «800»–«1200». Запасы составляют по категориям А+В – 293,9 тыс. м³, С₁ – 1 363,4 тыс. м³, С₂ – 1 973 тыс. м³. Сырье используется в качестве щебня в бетоны марки «600» ГОСТ 8267-64, 10268-70 в качестве балластного сырья и бутового камня. Пригодно также для футеровки и облицовки аппаратуры в химических цехах. Месторождение малое, разрабатывается.

Южно-Ташлыккольское месторождение андезитов (II-4-12) расположено в левом борту р. Кубань, в 12 км юго-восточнее г. Карачаевска. Детально разведано в 1981 г. Представлено мелким (площадь 2,5 км²) субвулканическим массивом андезитовых порфиритов маринского комплекса. Мощность андезитов до 500 м, средняя – 214 м, вскрыши – 0,9 м. Средняя прочность андезитов составляет 992 кг/см², марка камня – «800». Запасы утверждены ТКЗ КЧР в 1981 г. по категориям А+В – 47 937 тыс. м³, С₁ – 55 438 тыс. м³, С₂ – 93 420 тыс. м³. Сырье пригодно для производства щебня ГОСТ 8267-75. Месторождение крупное, не разрабатывается.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

Агурское месторождение (III-4-9) расположено в левом борту р. Теберда, в 2 км северо-западнее с. Верхняя Теберда. Детально разведано в 1953–1954 гг., запасы утверждены ГКЗ СССР в 1955 г. Месторождение сложено черными мраморами и мраморизованными известняками

ужумской свиты позднего девона, которые залегают в виде пластов мощностью от десятков сантиметров до 4–5 м, в переслаивании с подчиненным количеством карбонатно-глинистых сланцев. Мощность полезной толщи 60 м. Полезная толща состоит из пяти пачек. Три пачки, названные «пачками массивных мраморов» мощностью 10–15 м, разделяются двумя пачками, названными «пачками переслаивания». Пачки переслаивания относятся к внутренней скальной вскрыше. Пачки массивных мраморов слагаются толстоплитчатыми разностями пород, обеспечивающих значительный выход крупных блоков. Породы существенно кальцитового состава массивной текстуры с мраморовидной мелкокристаллической структурой, отнесены к классу высокодекоративных облицовочных материалов. На 2005 год запасы по категориям А+В+С₁ составили 4 190 тыс. м³. Месторождение среднее, эксплуатируется.

Джемагатское месторождение (IV-4-3) расположено на правом склоне долины р. Теберда, в 5 км севернее курорта Теберда. Детально разведано в 1960–1961 гг., запасы утверждены ТКЗ СКГУ в 1961 г. Полезная толща представлена пластовой залежью мрамора, протягивающейся в широтном направлении, в виде узкой полосы, залегающей в сланцах объединенных горалькайской и чимуллярской свит позднего девона. Мощность полезной толщи 98 м в западной, 34 м в восточной частях. Выделяются белые и серые мраморы, разделенные глинисто-алевритовыми сланцами. Прочность при сжатии от 300 до 1 200 кг/см², марка камня соответствует «300». Пригодны для производства мраморной крошки в декоративные бетоны, а также для получения извести, отвечающей ГОСТ 9179-70. Запасы по категориям А+В+С₁ – 3 246,3 тыс. м³. Месторождение среднее, эксплуатируется с 1958 г.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ И СУГЛИНКИ КИРПИЧНЫЕ

На территории листа известно 5 разведанных месторождений кирпично-черепичных суглинков. Пригодными в качестве сырья для производства кирпича марок от «75» до «125» по ГОСТ 530-80, являются делювиальные и аллювиальные суглинки и глины четвертичного возраста.

Преградненское месторождение (I-1-13) расположено в 2,5 км юго-восточнее ст. Преградная, юго-восточная окраина с. Теплое (р. Гнилушка) Сложено делювиальными отложениями неоплейстоцена–голоцена, левобережной цокольной террасы р. Теплая. Залежь пластообразная средней мощности 8,7 м. Вскрыша – почвенно-растительный слой 0,45 м. Полезная толща представлена суглинками и глинами с редкими прослоями гальки и гравия. Сырье пригодно для изготовления черепицы и пустотелого кирпича марки «75» по ГОСТ 1808-54 и ГОСТ 6848-52, полнотелого кирпича марки «100» по ГОСТ 530-54. Запасы утверждены ТКЗ СКГУ в 1960 г. по категориям А+В+С₁ – 2 650 тыс. м³. Месторождение среднее, выработано.

Сторожевское месторождение (I-2-4) расположено в 1,5 км к юго-западу от юго-западной окраины ст. Сторожевая, на левом берегу р. Бижгон. Месторождение сложено четвертичными аллювиально-делювиальными глинами и суглинками средней мощностью 8,6 м, вскрыша – 0,4 м. Суглинки желтовато-бурые полукислые с высоким содержанием красящих окислов легкоплавкие низкодисперсные. Крупнозернистые включения составляют 1 %, число пластичности – 9,7–15,8. Запасы утверждены ТКЗ по категории С₂ – 2 631 тыс. м³ в 1960 г. Сырье пригодно для кирпичного производства по ГОСТ 530-71. Месторождение среднее, разрабатывается.

Кумышское-II месторождение (I-3-6) расположено на склоне левого борта р. Кардоник, у впадения ее в р. Аксаут. Сложено делювиальными суглинками мощностью 7,2 м, вскрыша – 0,6 м. Суглинки плотные бесструктурные желтовато-бурого и бурого цвета, монтмориллонитового состава. Крупнозернистые включения составляют 3,44 %, число пластичности – 12,8. Запасы утверждены ТКЗ в 1981 г. по категории С₂ – 5 014 тыс. м³. Сырье пригодно для производства кирпича марки «125» по ГОСТ 530-71. Месторождение среднее, не разрабатывается.

Кумышское (Усть-Джегутинское) месторождение (I-4-13) расположено на южной окраине с. Кумыш. Представлено четвертичными аллювиальными суглинками, расположенными на левобережной цокольной террасе р. Кубань. Ручьем, впадающем в р. Кубань, делится на 2 участка (южный и северный). Мощность залежи 2,9–4,1 м, мощность вскрыши 0,1–0,2 м. Сложено тяжелыми суглинками и глинами. Количество грубозернистых примесей – от 1,3 до 15 %, число пластичности – 14,7–20,9. Запасы утверждены ТКЗ в 1960 г. по категориям А+В – 374 тыс. м³, С₁ – 158 тыс. м³, С₂ – 275 тыс. м³. Сырье пригодно в качестве сырья для производства кирпича марки «100» и черепицы I сорта. Месторождение малое, не разрабатывается.

Зеленчукское месторождение (II-3-14) расположено в 1 км от южной окраины ст. Зеленчук-

ская, на правом берегу р. Хуса-Кардоникская. Представлено верхнечетвертичными аллювиальными и делювиальными тяжелыми суглинками, глинами, расположенными на второй надпойменной террасе р. Хуса-Кардоникская. Залежь пластовая мощностью 7,8 м, вскрыша – 0,3 м. Крупнозернистые включения составляют 1,1 %, число пластичности – 14,5. Запасы утверждены ТКЗ в 1960 г. по категориям А+В – 715 тыс. м³, С₁ – 910 тыс. м³, С₂ – 7 262 тыс. м³. Сырье пригодно для производства кирпича марки «100» по ГОСТ 530-71. Месторождение среднее, не разрабатывается.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

На площади известно 7 месторождений песчано-гравийного материала, приуроченных к аллювиальным отложениям рек, гляциальным и гляциофлювиальным отложениям, речным эрозионно-аккумулятивным террасам. В настоящее время разработка месторождений в зоне государственных заповедников запрещена, месторождения утратили свое промышленное значение.

Урупское месторождение (I-1-14) расположено в 1 км к северо-западу от пос. Медногорский. Представлено четвертичными аллювиальными валунно-галечными отложениями, приуроченными к высокой пойме р. Уруп. Состав смеси: гравий – 63 %, валуны – 21 %, песок – 16 %. Запасы по категории С₁ – 510 тыс. м³. Используются в качестве заполнителей в бетоны. Месторождение малое, разрабатывается.

Смаглинское месторождение (I-3-5) расположено в 2,5 км к западу от ст. Зеленчукская, в районе г. Смаглина. Сложено четвертичными аллювиальными отложениями. Залежь пластообразная мощностью 16–20 м, вскрыша – 0,5 м. Состав смеси: гравий – 65,7 %, валуны – 12,3 %, песок – 22 %. Запасы по категории С₂ – 300 тыс. м³. Пригодны в качестве заполнителей в бетоны. Месторождение малое, разрабатывается с 1983 г.

Верхнее месторождение (I-4-9) расположено в 2,5 км к западу от пос. Важное на склоне левого борта р. Кубань. Представлено неоплейстоценовыми аллювиальными валунно-галечными отложениями, приуроченными к пятой надпойменной террасе р. Кубань. Мощность полезной толщи 17 м, вскрыши – 1,8 м. Грансостав: гравий – 35,4 %, валуны – 31,8 %, песок – 32,8 %. Запасы утверждены НТС СГРЭ в 1986 г. по категории С₂ – 1 289 тыс. м³. Сырье отвечает требованиям ГОСТов 8268-82 и 10268-80 для изготовления тяжелых бетонов. Месторождение малое, не разрабатывается.

Сары-Тюзское месторождение (I-4-11) расположено в 2 км к югу от с. Сары-Тюз на правом борту р. Кубань. Представлено четвертичными, современными аллювиальными валунно-гравийно-песчаными отложениями низкой и высокой поймы р. Кубань. Мощность полезной толщи 6,85 м, вскрыши – 1 м. Грансостав: гравий – 26,6 %, валуны – 54,2 %, песок – 19,2 %. Запасы утверждены ГК КЧР в 1996 г. по категориям А+В – 1 835,7 тыс. м³. Пригодны в качестве заполнителей для гидротехнических бетонов марки «200». Месторождение среднее, не разрабатывается.

Месторождение Кумыш-Баши (I-4-12) расположено в 1,5 км к западу от с. Кумыш. Представлено пластообразными четвертичными гляциальными и гляциофлювиальными образованиями мощностью от 7 до 50 м, вскрыша – до 0,5 м. Грансостав: валуны и галька – 50–60 %, песок – 40–50 %. Запасы утверждены ГК КЧР в 1996 г. по категориям: А+В – 2 377 тыс. м³, С₁ – 1 752,9 тыс. м³. Пригодны в качестве заполнителей в бетоны. Месторождение среднее, разрабатывается.

Месторождение Ермоловское (II-3-17) расположено в 1,4 км к северу от окраины с. Нижняя Ермоловка, на левом берегу р. Бол. Зеленчук. Сложено неоплейстоценовыми аллювиальными песчано-гравийными отложениями, слагающими первую надпойменную террасу р. Бол. Зеленчук. Мощность толщи 3,1 м, вскрыши – 0,5 м. Грансостав: валуны – 25 %, гравий – 60–70 %, песок – 10 %. Запасы по категории С₂ – 1 500 тыс. м³. Пригодны в качестве наполнителей в бетоны при дорожном строительстве. Месторождение малое, не разрабатывается.

Псышское месторождение (III-2-38) расположено в 1,5 км южнее пос. Архыз в районе слияния рек Кизгыч и Псыш. Представлено современными гляциофлювиальными отложениями первой надпойменной террасы р. Псыш. Толща не выдержана по мощности и составу. Содержит: валуны – 16,9 %, гравий – 43,9 %, песок – 33,8 %. Мощность полезной толщи 9,8 м, вскрыши – до 0,8 м (почвенно-растительный слой). Удовлетворяет требованиям ГОСТ 8268-68 как наполнитель бетонов и балластное сырье. Запасы по категориям А+В+С₁ – 1 050 тыс. м³. В настоящее время не разрабатывается, так как входит в зону Архызского государственного заповедника.

ПЕСЧАНИК

На площади известно одно среднее, одно малое месторождение песчаника, приуроченные к породам Власенчихинской толщи плинсбах-тоарского возраста. Песчаники плинсбахского и тоарского ярусов часто используются местным населением в качестве строительного камня.

Южно-Преградненское месторождение (I-1-6) расположено в 8 км юго-западнее ст. Преградная. Представлено прибрежно-морскими отложениями Власенчихинской толщи. Полезная толща – песчаники пластообразные однородные, выдержанные по простиранию и мощности. Средняя мощность 45 м, мощность вскрыши – 0,8 м (аллювиально-делювиальные глины, галечники). Объемная масса – 2,24–2,55 г/см³, водопоглощение – 2,55–4,56 %, морозостойкость – 25. Минеральный состав: кварц – 40–49 %, кварцит – 5–15 %, плагиоклаз – 1,5 %, серицит – 5 %, мусковит – 10 %. Песчаник пригоден для производства бутового камня ТУ 159-53, ТУ 35-53 и как заполнитель для бетонов ГОСТ 2780-50. Запасы по категориям А+В+С₁ – 5 863 тыс. м³, утверждены ТКЗ СКГУ в 1961 г. Месторождение среднее, не разрабатывается.

Оленевское месторождение (II-2-5) расположено в левом борту долины р. Зеленчук, в 0,5 км к юго-востоку от пос. Нижняя Ермоловка, в 20 км к югу от ст. Зеленчукская. Полезная толща представлена песчаниками Власенчихинской толщи и выдержана по залеганию и мощности. Средняя мощность толщи 66 м, вскрыши (суглинки, алевролиты) – 2,9 м. Месторождение не обводнено. Плотность – 2,66–2,69 г/см³, объемная масса – 2,27–2,55 г/см³. Морозостойкость – 0,91. Песчаник пригоден для получения бутового камня для стен и фундаментов ТУ 35-53 и ТУ 159-53, щебня в бетоны ГОСТ 8462-57. Запасы утверждены ТКЗ СКГУ в 1963 г. по категории А+В+С₁ – 3 568 тыс. м³. Месторождение малое, не разрабатывается.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГИПС

На площади известно три месторождения гипса, два крупных и одно среднее, расположенные в северо-восточной части района, в пределах Скалистого хребта. Основным комплексом пород, к которым приурочены и генетически связаны месторождения гипса, является лагунная фация позднеюрского возраста (мезмайская свита). В составе гипсоносной толщи содержатся прослой и линзы пестроцветных глин, доломитов, песчаников и известняков. Гипс белого цвета, иногда с розоватым и зеленоватым оттенком, образует массивные пласты мощностью от 6 до 55 м с прослоями мощностью 0,1–1 м известняков и глин. Используется для получения гипсовых бетонов, пустотелых и сплошных стеновых камней, штукатурного и формовочного материала, а разности с высоким содержанием CaSO₄·2H₂O пригодны для производства портланд-цемента.

Жако-Красногорское месторождение (I-4-5) расположено в 6,5 км к запад-юго-западу от ст. Красногорская. Детально разведано в 1961–1962 гг. Приурочено к отложениям мезмайской свиты. Полезная толща представлена выдержанной по качеству и строению пластообразной залежью погруженной на север-северо-восток под углом 4–8°. Общая мощность гипсоносных пластов от 10,7 до 39 м. Вскрыша представлена красноцветными глинами титона и четвертичными суглинками мощностью до 1,9 м. Гипс представляет собой однородную мелкокристаллическую породу молочно-белого цвета. Содержание CaSO₄·2H₂O – 90,98 %. Сырье отвечает требованиям ГОСТ 4013-61, ГОСТ 125-57 и ГОСТ 9479-6. Запасы по категориям А+В+С₁ – 12 261 тыс. т. Месторождение крупное, эксплуатируется.

Алибердуковское месторождение (I-3-2) расположено западнее от аула Алибердуковский. Разведано в 1958 г. Приурочено к отложениям мезмайской свиты. Полезная толща представлена пластообразной залежью гипса мощностью от 19,2 до 55 м (в среднем – 30 м), содержащей прослой глин и известняков мощностью 0,05–0,5 м. Гипс белого цвета мелкокристаллический. Содержание CaSO₄·2H₂O – 97,36–100 %. По составу близок к чистому гипсу и отвечает требованиям ГОСТа 4013-48 и ГОСТа 125-57. Месторождение не обводнено. Запасы по категориям А+В+С₁ – 5 818 тыс. т. Месторождение крупное, эксплуатируется.

Панковское месторождение (I-4-4) расположено в 3,5 км на северо-восток от ст. Красногорская. Представлено линзовидными залежами гипса мощностью до 6 м, вскрыша – 1,5 м. Гипс мелкозернистый белого и серого цвета. Содержание гипса – более 90 %. Запасы утверждены ТКЗ в 1952 г. по категориям А+В – 215 тыс. т. Пригодно для производства строительного гипса, а так же использования в медицине. Месторождение среднее, отработано.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ

УГЛЕКИСЛЫЕ

Важненско-Красногорское месторождение минеральных вод (I-4-1). Воды участка относятся к двум различным типам углекислых минеральных вод и получены из двух горизонтов. Они приурочены к прослоям песчаников и известняков (?) хумаринско-джангурского терригенного комплекса. Интервал залегания первого (джангурская свита) – 98,0–128,5 м. Воды относятся к лечебно-столовым маломинерализованным углекислым малкинского типа гидрокарбонатно-хлоридным магниево-кальциево-натриевым с минерализацией 3,2 г/дм³, содержание углекислоты – 1,2 дм³/дм³. Интервал залегания второго (хумаринская свита) – 134,0–202,0 м. Воды относятся к лечебным минерализованным углекислым хлоридным натриевым с минерализацией 9,9 г/дм³, содержание углекислоты – 1,4 дм³/дм³. Запасы по категории С₂ составляют 0,9742 тыс. м³/сут. Месторождение крупное, эксплуатируется.

Кубань-Красногорское месторождения минеральных вод (I-4-3). Водовмещающими отложениями подземных вод данного участка являются песчаники и трещиноватые породы нижней юры (хумаринская свита) – верхнего палеозоя. Интервал залегания – 139,0–564,0 м. Воды относятся к бальнеологическим йодо-бромным рассольным углекислым хлоридным кальциево-натриевым с минерализацией 66,1 г/дм³, содержание углекислоты – 1,2 дм³/дм³, содержание йода – 5,0 мг/дм³, брома – 145,0 мг/дм³. Запасы – 0,043 тыс. м³/сут. Месторождение малое, эксплуатируется.

Джингирикское месторождение минеральных вод (II-4-10). Водовмещающими отложениями подземных вод данного участка являются песчаники и трещиноватые амфиболиты нижней юры (хумаринская свита) – верхнего палеозоя. Интервалы залегания – 108,5–358,0 м. Воды относятся к лечебно-столовым маломинерализованным углекислым вайхирского типа хлоридно-гидрокарбонатным кальциево-натриевым с минерализацией 3,4 г/дм³, содержание углекислоты – 2,48 дм³/дм³. Запасы по категории С₂ – 0,007 тыс. м³/сут. Месторождение малое, эксплуатируется.

Тебердинское месторождение (IV-3-6). Подземные воды данного участка относятся к трещинным водам в лейкогранитах белореченского комплекса. Интервал залегания – 345,0–387,0 м. Воды относятся к лечебно-столовым холодным маломинерализованным углекислым малкинского типа водам, хлоридно-гидрокарбонатным натриевым с минерализацией 5,0 г/дм³, содержание углекислоты – 2,0 дм³/дм³, содержание кремнекислоты – 7 мг/дм³. Запасы – 0,225 тыс. м³/сут. Среднее, эксплуатируется.

Домбайское месторождение (V-3-10). Подземные воды данного участка относятся к трещинным водам домбайского андезито-дацитового комплекса, водовмещающими породами являются андезиты, дациты и микродиориты. Интервал залегания – 51,2–350,0 м. Воды относятся к лечебно-столовым маломинерализованным углекислым малкинского типа хлоридно-гидрокарбонатным кальциево-натриевым с минерализацией 5,6 г/дм³, содержание углекислоты – 2,47 дм³/дм³. Запасы по категории В составляют 0,006 тыс. м³/сут. Месторождение законсервировано.

ПИТЬЕВЫЕ

ПРЕСНЫЕ

Месторождения пресных подземных вод приурочены к четвертичным аллювиальным и гляциофлювиальным отложениям рек Теберда, Аксаут, Бол. Зеленчук, Кяфар, Уруп. Всего на территории листа расположены тринадцать месторождений разведанных пресных подземных вод. Они используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения как городов и поселков, близлежащих районов, так и территорий, лежащих за пределами рассматриваемой территории.

Зеленчукское месторождение (I-2-5) расположено в 1 км на юг от ст. Сторожевая, приурочено к голоценовому горизонту аллювиальных отложений р. Кяфар. Водовмещающими породами являются валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем. Интервал залегания – 0,4–10,5 м. Водопроницаемость пород составляет 451–527 м²/сут. Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,06–0,3 г/дм³. Запасы подземных вод по данному участку составляют: по категории А – 3,5 тыс. м³/сут; В – 3,6 тыс. м³/сут; С₁ – 6,4 тыс. м³/сут. Всего по участку – 13,5 тыс. м³/сут. Воды не используются, находятся на консервации.

Урупское месторождение (II-1-26) расположено в устье р. Бульварка южнее пос. Уруп. Водовмещающими отложениями, к которым приурочены воды данного месторождения, являются голоценовые аллювиальные отложения. Водовмещающими породами являются валунно-галечные отложения с песчано-глинистым заполнителем. Интервал залегания – 0,3–15,5 м. Воды гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные магниевые, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,2 г/дм³. Запасы подземных вод месторождения по категории В – 6,1 тыс. м³/сут, С₁ – 4,0 тыс. м³/сут. Используются для водоснабжения близлежащих поселков и ферм.

Даусузское месторождение (II-3-15) расположено в 1,5 км северо-западнее пос. Даусуз на водоразделе рек Бол. Зеленчук и Хуса-Кардоникская. Приурочено к верхнеэоценовому горизонту аллювиальных отложений. Водовмещающими породами являются валунно-галечные отложения с песчано-гравийным заполнителем. Водопроницаемость пород – 720,0 м²/сут. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,26 г/дм³. Запасы подземных вод составляют: по категории А – 6,1 тыс. м³/сут; В – 9,15 тыс. м³/сут. Всего по Даусузскому участку – 15,25 тыс. м³/сут. Воды не эксплуатируются.

Кардоникское месторождение (II-3-16) расположено на левом борту р. Аксаут в 7 км к северу от пос. Хасаут-Греческое. Приурочено к верхнеэоценовому горизонту аллювиальных отложений. Водовмещающими породами являются валунно-галечные образования с песчано-гравийным заполнителем. Водопроницаемость пород – 179,0 м²/сут. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,15 (0,1–0,2) г/дм³, содержание NH₄ – 0,8 г/дм³. Запасы по категории С₁ составляют 84,7 тыс. м³/сут.

Карачаевское месторождение (II-4-13) расположено на правом берегу р. Теберда южнее пос. Джингирик. Водовмещающими отложениями, к которым приурочены воды данного месторождения, являются голоценовые аллювиальные, представленные гальками и валунами. Воды гидрокарбонатные кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,3 г/дм³. Запасы подземных вод месторождения по категории А – 4,2 тыс. м³/сут, В – 10,2 тыс. м³/сут, С₁ – 3,6 тыс. м³/сут. Всего по месторождению – 18,0 тыс. м³/сут.

Нижне-Тебердинское месторождение (II-4-14) расположено на левом борту р. Теберда в районе пос. Нов. Теберда. Водовмещающими образованиями, к которым приурочены воды данного месторождения, являются голоценовые валунно-галечные аллювиальные отложения с песчано-глинистым заполнителем. Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,1–0,3 г/дм³. Запасы подземных вод месторождения по категории С₂ – 54,1 тыс. м³/сут.

Месторождение Лунная поляна (III-1-55) расположено на левом борту р. Архыз, в 1 км западнее пос. Лунная Поляна. Данное месторождение приурочено к голоценовому гляциофлювиалу. Водовмещающими породами являются валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем. Интервал залегания – 7,0–38,0 м. Водопроницаемость пород составляет 344–359 м²/сут. Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,09–0,15 г/дм³. Запасы подземных вод по данному участку составляют по категории С₁ – 2,0 тыс. м³/сут.

Месторождение Архызское (III-2-37) расположено на юго-западной окраине пос. Архыз, на левом борту р. Бол. Зеленчук. Водовмещающими образованиями, к которым приурочены воды данного месторождения, являются голоценовые гляциофлювиальные. Представлены валунно-галечными отложениями в песчано-глинистом заполнителе. Интервал залегания – 43,1–142,0 м. Воды гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные магниевые, сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,2–0,3 г/дм³. Запасы подземных вод по категории С₁ – 4,5 тыс. м³/сут.

Верхне-Тебердинское месторождение (III-4-22) расположено на правом борту р. Теберда севернее пос. Верх. Теберда. Водовмещающими отложениями, к которым приурочены воды данного месторождения, являются голоценовые гляциофлювиальные валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³. Запасы подземных вод месторождения по категории С₂ – 164,9 тыс. м³/сут.

Джемагатское месторождение (III-4-23) расположено на правом борту р. Теберда, севернее пос. Теберда. Водовмещающими отложениями, к которым приурочены воды данного месторождения, являются голоценовые гляциофлювиальные валунно-галечные отложения с песчано-глинистым заполнителем. Воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³. Запасы подземных вод месторождения по категории С₁ составляют 102,3 тыс. м³/сут.

Верхне-Аксаутское месторождение (IV-2-24) расположено в верховьях р. Аксаут и приурочено к голоценовому горизонту гляциофлювиальных отложений. Водовмещающими породами являются валунно-галечные образования с песчано-глинистым заполнителем. Воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,1 г/дм³. Запасы по

категории C_2 – 47,0 тыс. м³/сут.

Краснокарачаевское месторождение (IV-3-47) расположено в верховьях р. Аксаут юго-западнее пос. Красный Карачай. Водовмещающими отложениями, к которым приурочены воды данного месторождения, являются голоценовые гляциофлювиальные валунно-галечные образования с песчаным заполнителем. Воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³. Запасы подземных вод месторождения по категории C_2 – 63,5 тыс. м³/сут.

Тебердинское месторождение (IV-3-48) расположено на левом берегу р. Теберда, в 2 км севернее устья р. Улу-Муруджу. Данное месторождение приурочено к голоценовому горизонту гляциофлювиальных отложений с песчаным, реже – песчано-глинистым заполнителем. Интервал залегания – 10,0–47,0 м. Водопроницаемость пород составляет 1 245–2 056 м²/сут. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,3 г/дм³. Заниженное содержание фтора, требуется обеззараживание. Запасы подземных вод по данному участку составляют: по категории А – 4,0 тыс. м³/сут; В – 6,0 тыс. м³/сут; C_1 – 6,0 тыс. м³/сут. Всего по участку – 16,0 тыс. м³/сут. Воды не эксплуатируются.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В пределах территории листов К-37-VI,(XII) известны полезные ископаемые эндогенного и экзогенного генезиса, включая месторождения каменного угля (Толстобугорское, Кяфарское, Хумаринское, Сенты-Кольтюбинское и Амгатинское), рудных полезных ископаемых, таких как Урупское, Скалистое, Первомайское, Власенчихинское медно-колчеданные с золотом, Кти-Тебердинское вольфрамовое, Гидамское, Аксаутское и Пскентское урановые, россыпные месторождения золота, месторождения неметаллических ископаемых, минеральных и питьевых вод.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ЭТАПЫ РУДОГЕНЕЗА

На площади листов развиты угленосные отложения каменноугольного и юрского возраста, первые из них отмечаются в пределах поднятия Передового хребта, вторые – в Лабино-Малкинской зоне прерывистой складчатости, и приурочены, соответственно, к Кубано-Лабинскому и Кубанскому угленосным районам Северо-Кавказской угленосной области (рис. 6). В Кубано-Лабинском угленосном районе месторождения и проявления каменного угля приурочены к средне-верхнекаменноугольной (башкирский–гжельский яруса) сероцветной молассе с проявлениями риолитового магматизма, сформированной в межгорных впадинах (Урупская, Кяфаро-Зеленчукская, Архызская части Урупо-Лабинской впадины). Кубанский угленосный бассейн на изученной площади представлен своей западной частью, месторождения и проявления угля приурочены к груботерригенной угленосной формации ранней юры (синемюр–плинсбах).

Эндогенные металлические образования в пределах территории листов К-37-VI,(XII) относятся к Большекавказской минерагенической провинции и объединяют ареалы развития медного, редкометалльного, золоторудного, уранового, ртутного и полиметаллического оруденения, располагающиеся в следующих минерагенических зонах: Передового и Главного хребтов, Бечасынской, Черек-Кубанской, Лабино-Малкинской, Самуро-Белореченской, Скалистого хребта. Большинство исследователей, изучавших данный регион (В. И. Смирнов, Г. А. Твалчредидзе, В. Б. Черницын, Г. И. Баранов и др.), в истории развития Большекавказской минерагенической провинции выделяют четыре минерагенические эпохи: догерцинская, герцинская, киммерийская и альпийская [35, 36, 243, 337 и др.].

Догерцинский этап в связи с глубокой переработкой слагающих его комплексов практически не расшифровывается. Формирование метаморфических комплексов инфра- и супраструктуры кристаллического фундамента не привело к образованию каких-либо проявлений рудных полезных ископаемых. В этот период, возможно, происходило обогащение осадков рудными элементами – сиалических и сиалофемических толщ (макерский комплекс и др.) на редкие металлы, фемических (буульгенский комплекс и др.) – на свинец и цинк, черносланцевых (ацгаринский комплекс) на золото, рассеянные скопления которых в отмечаются в метаморфических образованиях на сопредельных площадях. К объектам догерцинского этапа некоторыми исследователями относятся пункты минерализации хрома магматического генезиса, известные западнее и восточнее изученного района и приуроченных к массивам гипербазитов [74, 322, 352]. Отсутствие в районе крупных массивов ультрабазитов и промышленных генетических типов этого оруденения обуславливают отрицательные перспективы на никель и хром.

Герцинская минерагеническая эпоха наиболее продуктивна на различные виды полезных ископаемых, герцинский возраст имеют все месторождения металлов, известные на площади работ (меди, вольфрама, урана), часть месторождений каменного угля и строительных материалов. Герцинская эпоха разделяется на два этапа – ранне- и позднегерцинский. К раннегерцинскому этапу относятся месторождения, проявления, пункты минерализации меди вулкано-

генно-осадочного генезиса медно-колчеданной формации, железа магнетитовой скарноидной и хрома хромитовой формации, никеля гипергенного генезиса, проявления золота золотоносной черносланцевой и золоторудной малосульфидной формаций. В позднегерцинский этап сформировались месторождения, проявления и пункты минерализации вольфрама шеелит-кварц-полевошпатовой и шеелит-сульфидной скарноидной формаций, урана осадочного и гидротермального генезиса, проявления и пункты минерализации молибдена молибденовой апогранитовой формации, мышьяка мышьяковой арсенопиритовой березитовой формации, ртути ртутной аргиллизитовой карбонатной формации, пункты минерализации бериллия, тантала, ниобия формаций берилл-редкометалльных пегматитов и редкометалльной апогранитовой, золота золоторудной кварцевой, малосульфидной, черносланцевой формаций. К этому же этапу относится накопление золота в конгломератах (молассы каменноугольного и пермского возраста) зоны Передового хребта. Из нерудных полезных ископаемых герцинский возраст имеют месторождения строительных материалов, проявления исландского шпата, барита, асбеста, графита, магнезита, яшмы. Оруденение герцинской эпохи локализовано в пределах трех минерагенических зон: Передового и Главного хребтов, Бечасынской. Типоморфным оруденением в пределах минерагенической зоны Передового хребта является медное, урановое, ртутное и золоторудное, в минерагенической зоне Главного хребта – вольфрамовое и редкометалльное, в Бечасынской – полиметаллическое. Промышленного значения достигли лишь разведанные на сегодняшний день месторождения меди Урупской группы, на базе которых функционирует Урупский ГОК, законсервированное Кти-Тебердинское месторождение вольфрама, менее значимы – урановые Гидамское, Аксаутское и Пскентское месторождения (забалансовые). В Бечасынской минерагенической зоне промышленные полиметаллические месторождения Эльбрусского рудного узла расположены по долине р. Кубань в 10–12 км восточнее изученной территории. В пределах листа К-37-VI рудные формации зоны большей частью перекрыты осадочным чехлом.

К **киммерийской минерагенической эпохе** относятся проявления железа бурожелезняковой формации, пункты минерализации жильных свинцово-цинковой и медно-кварц-сульфидной формаций, проявления фосфоритов, месторождения глин огнеупорных, аномалии золота, цинка, свинца, галлия, ванадия, мышьяка, фосфора. Оруденение киммерийского этапа отмечается в составе следующих минерагенических зон: Самуро-Белореченской (медно-свинцово-цинковое жильное оруденение), Лабино-Малкинской (осадочные железорудное и фосфоритовое оруденение) и Черек-Кубанской (золоторудное оруденение). Промышленные объекты киммерийского этапа на площади работ неизвестны.

Альпийская минерагеническая эпоха включает стратиформное свинцово-цинковое и медное оруденение прогнозируемой минерагенической зоны Скалистого хребта (за пределами изученной территории), россыпи золота Урупо-Кяфарского россыпного района, месторождения гипсов. Рудные объекты эндогенного происхождения альпийского возраста на площади работ неизвестны, определенный интерес для малого бизнеса могут представлять россыпи золота в аллювиальных отложениях экзогенного происхождения.

Ряд объектов эндогенного и отчасти экзогенного происхождения независимо от их возраста и промышленно-генетического типа обнаруживают приуроченность к сквозным зонам концентрации деформаций (трещинно-разрывные и др.), вероятно способствующих перераспределению рудного вещества.

ГЕРЦИНСКАЯ ЭПОХА

Герцинская металлогеническая эпоха характеризуется наиболее продуктивной и пестрой металлогенией, в целом связанной с разнообразной и сложной геодинамикой формирования рудовмещающих комплексов. В эту эпоху оформились минерагенические зоны Главного и Передового хребтов, Бечасынская зона, отвечающие в структуре доюрского фундамента горст-антиклинориям Главного хребта и Карачаево-Черкесскому, грабен-синклинорию Передового хребта.

Минерагеническая зона Передового хребта (5) охватывает структурно-вещественные комплексы грабен-синклинория Передового хребта, она является наиболее изученной и оцененной. Южной границей зоны является Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, северная часть зоны перекрыта юрским осадочным чехлом и ее граница с Бечасынской зоной проводится условно под чехлом ниже-среднеюрских отложений по Северному разлому с учетом данных по буровым скважинам и материалам региональной геофизики. Минерагеническая зона Передового хребта является полигенной и полихронной, ее минерагенический потенциал сформирован в два этапа – ранне- и позднегерцинский. Металлогеническое содержание зоны складывается из

особенностей формирования раннегерцинской рудоносной формации, обусловившей образование медно-колчеданных залежей с цинком и золотом на различных стадиях развития островной дуги, и наложенной металлогении (ртутно-золото-редкометалльной и урановой), связанной с условиями позднегерцинской эндогенной активизации (рифтогенез, малые интрузии, гранитоидный магматизм). К раннегерцинскому этапу относятся медно-колчеданные месторождения и многочисленные золотосодержащие зоны сульфидизации, парагенетически связанные с шарьированным комплексом раннегерцинской островной дуги, а также проявления хрома и никеля, приуроченные к габбро-гипербазитовой формации (архызский и кяфарский комплексы). Зона Передового хребта собственно и выделяется как область формирования медно-колчеданной рудной формации, а также оруденения золоторудной малосульфидной формации, образовавшихся в связи с девонским базальтоидным вулканизмом. Для раннегерцинского этапа в зоне Передового хребта выделяются Урупо-Лабинский рудный район (РР), потенциальный Марух-Зеленчукский и Теберда-Кубанский рудные районы (ПРР).

Урупо-Лабинский рудный район (5.1) в пределах изученной территории представлен своей восточной частью и расположен в бассейне р. Уруп. Медно-колчеданные объекты, определяющие минерогенический облик рудного района, локализованы в вулканитах базальт-андезитовой последовательно дифференцированной формации (даутская свита) Кизилкольского тектонического покрова. Формирование последней протекало в условиях устойчивого прогибания (палеопрогиб первого порядка) и сопровождалось накоплением толщ большой мощности (до 2 500 м) в сближенных палеовпадинах (палеодепрессиях) второго порядка, характеризующихся одинаковым типом магматизма и тектоники. Характерные физические параметры рудоносной формации, вмещающей медно-колчеданные залежи, позволяют прогнозировать положение РР восточнее и под перекрывающими юрскими отложениями [297].

В северо-западной части листа К-37-VI в составе РР выделено *Урупское рудное поле (5.1.0.1)*, в котором размещены месторождения и проявления вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического типов медно-колчеданной с золотом рудной формации. Первому из них отвечают согласные залежи массивных колчеданных руд Урупского (II-1-6), Власенчихинского (II-1-2) и Первомайского (II-1-4) месторождений, прожилково-вкрапленные медные руды Скалистого месторождения (II-1-1) и пластовые тела хлорит-серицит-кварцевых сульфидизированных метасоматитов. К гидротермально-метасоматическому типу относятся неправильной формы нестратифицированные зоны сульфидизированных метасоматитов лежащего бока основных рудных залежей, а также жило- и линзообразные колчеданные залежи. Рудные тела сложены серноколчеданными, медно- и цинково-колчеданными разностями, в которых основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, теннантит, пирротин, а нерудные представлены кварцем, хлоритом, серицитом, баритом и кальцитом. Основными компонентами руд являются медь, цинк и сера, в небольших количествах отмечаются свинец, кобальт, таллий, висмут, бериллий, золото.

Марух-Зеленчукский потенциальный рудный район (5.2) располагается южнее Урупо-Лабинского РР, на севере он перекрывается карбон-пермскими молассовыми образованиями Урупо-Лабинской впадины и нижнеюрскими породами осадочного чехла, на востоке – карбон-пермскими молассах Аксаутской, на юге – Верхнеархызской впадин. Приурочен к образованиям Ацгаринского, Марухского и Кизилкольского тектонических покровов. В пределах Ацгаринского тектонического покрова обнажены позднепротерозойские метаморфические образования, вмещающие тела и дайки чиликского и заканского комплексов. Образования Марухского покрова приурочены к Марух-Зеленчукской синформе и представлены офиолитовым комплексом пород – гипербазит-габбро-базальтовой и вулканогенно-осадочной формаций. В пределах Кизилкольского тектонического покрова в пределах Марух-Зеленчукского рудного района обнажаются, преимущественно, породы его верхней части – вулканогенно-терригенные породы пщицерской и семиродниковской свит, карбонатно-терригенные породы пастуховской серии, породы нижней части разреза (даутской свиты) обнажены фрагментарно в долине р. Маруха. Промышленное оруденение в пределах рудного района не установлено, здесь выявлены проявления и пункты минерализации меди (II-1-21; II-3-12; III-1-2, 17; III-2-11, 17, 19, 20, 23, 24, 33 и др.), золота (III-1-8, 10), железа (III-1-26, 29), хрома (III-1-19), никеля (III-1-7). Известные в пределах рудного района единичные проявления свинца, цинка, молибдена, вольфрама, мышьяка, ртути, вероятно, позднегерцинского возраста и связаны с интрузивными образованиями чиликского комплекса. Медно-колчеданное оруденение в пределах рудного района – проявления и пункты минерализации гидротермально-метасоматического генезиса, связано большей частью с вулканическими образованиями нижней части кольтюбинской серии (карабекская свита), реже – с вулканогенно-терригенными породами ее верхней части (тебердинская–новомарухская свиты) и верхней части урупской (пщицерская и семиродниковская

свиты) и пастуховской (ужумская свита) серий. Представлено зонами метасоматоза (сульфидизации и пиритизации) в вулканогенных породах, а также в тектонических зонах. Зоны сульфидизации и окварцевания отмечаются и в породах верхнего протерозоя Ацгаринского тектонического покрова, где они приурочены, в основном, к черносланцевым образованиям, реже – к тектоническим зонам. Зоны метасоматитов как субсогласные с напластованием пород, так и секущие, зоны сульфидизации располагающиеся вблизи залежей медно-колчеданных руд, видимо имеют аналогичный с ними генезис, другие, вероятно, образовались в раннегерцинский коллизионный этап и тесно связаны с процессами наложенного динамотермального зеленокаменного метаморфизма [87]. К зонам пиритизации в вулканогенных образованиях и тектонических зонах, изучавшимся ранее преимущественно на медь, приурочены повышенные содержания золота и, видимо, могут рассматриваться как проявления золота. Собственно, Марух-Зеленчукский ПРП является более перспективным на золотое оруденение, а не на медно-колчеданное. Пункты минерализации хрома магматического генезиса и никеля кор выветривания приурочены к массивам габброидов и гипербазитов (архызский и кяфарский комплексы). В рудном районе выделено два потенциальных рудных поля (ПРП) – Ацгаринское и Карабекское.

Ацгаринское потенциальное рудное поле (5.2.0.1) приурочено к метаморфическим образованиям позднего протерозоя Ацгаринского тектонического покрова, представленных речепстинским сланцево-гнейсовым комплексом с амфиболитами и амфиболовыми сланцами (ацгаринский и чиликский подкомплексы), вмещающие субсогласные и кососекущие тела и дайки гранодиоритов чиликского комплекса. В составе ацгаринского метаморфического комплекса установлены породы черносланцевого формационного семейства, представленные толщиной сульфидизированных и графитизированных пород мощностью до 250 м, видимой протяженностью до 6 000 м. В поле развития графитисто-кремнистых сланцев выявлены многочисленные зоны рассланцевания и метасоматической проработки (интенсивное ожелезнение, окварцевание и лимонитизация) мощностью до 15 м. В пределах этих зон установлены проявления золота и установлены литогеохимические аномалии с содержаниями золота до $3 \cdot 10^{-5}$ %. Проявления золота в ПРП приурочены к горизонтам черносланцевых отложений, зонам сульфидизации и окварцевания сложной формы, содержания золота в них достигает 3 г/т (III-1-8, 10). Аналогичные зоны в пределах черносланцевых образований верхнего протерозоя были установлены ранее, восточнее изученной территории [352], где содержания золота (участок Ташлыккол) также составляют первые граммы на тонну.

Карабекское потенциальное рудное поле (5.2.0.2) сложено породами касаевской и новомарухской толщ девона (эффузивы среднего–основного состава, песчаники, аргиллиты), которые тектонически перекрываются образованиями кремнисто-вулканогенно-терригенной тебердинской свиты и вулканогенными породами карабекской свиты (базальты, андезибазальты, андезиты) с мощными зонами пропилитизации и пиритизации. К последним, в основном, и приурочено медное и золотое оруденение, наиболее крупным объектом является Карабекское проявление (III-2-33). Зоны пиритизированных метасоматитов в вулканогенах карабекской свиты имеют мощность от нескольких метров до 40–50 м с раздувами до 300 м, протяженность – до 2 км. Гидротермально-метасоматическому преобразованию, подвергаются, как правило, туфы кислого и смешанного состава. Наиболее отчетливо изменения проявляются в пределах зон катаклаза и интенсивного рассланцевания. Сульфиды представлены в основном пиритом, менее характерен халькопирит. Они неравномерно распределены в массе породы в виде вкрапленности (густой или бедной) или в виде согласных прожилков и линзочек массивного колчедана. Сульфидные зоны рудного поля изучались на медь, специально на золото, а тем более с использованием современных аналитических методов, не изучались. По имеющимся данным максимальные значения золота в отдельных пробах из зон сульфидной минерализации достигали 4,4 г/т (Восточная зона Карабекского проявления). В процессе ГДП-200 по одной из зон, протяженностью до 2 км и мощностью около 150 м было проведено литогеохимическое опробование и установлены повышенные содержания золота ($3 \cdot 10^{-7}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ %). Центральная часть интенсивной сульфидизации (12 м) была заверена результатами пробирного анализа, которые составили от 0,6 до 2,1 г/т.

Теберда-Кубанский рудный район (5.3) расположен в междуречье Теберды и Даута, на описываемой территории входит его восточный фрагмент, представленный восточным флангом Уччулан-Даутского рудного поля с одноименным месторождением меди (за пределами района) и Мухинским потенциальным рудным полем, включающим левобережную часть Южной и Мухинскую зоны сульфидизации. Рудный район сложен продуктивными эффузивами урупской серии Кизилкольского покрова (даутская–волчинская свиты) и вулканогенно-терригенными образованиями Марухского покрова (карабекская–новомарухская свиты). Проявления и пункты минерализации меди с золотом локализируются в вулканитах контрастно-дифференци-

рованной риолит-базальтовой формации даутской свиты, при этом Даутское месторождение и проявления медно-колчеданной формации локализуются в области максимальных мощностей вулканогенных образований даутской свиты [352]. В вышележащих пщицерской и семиродниковской свитах, а также в образованиях Марухского покрова отмечаются пункты минерализации меди, свинца, цинка гидротермального генезиса (медно-кварц-сульфидная формация).

Учкулан-Даутское потенциальное рудное поле (5.3.0.1) в пределах листа представлено своим западным фрагментом. В пределах района в рудном поле кроме медно-колчеданных проявлений Кыркольское (III-4-15) Даутское (IV-4-5), известны многочисленные зоны пиритизации. К зонам сульфидной минерализации приурочены потенциально золотоносные объекты. В пределах Кыркол-Коралыкайской площади зоны сульфидной минерализации с перерывами протягиваются на 11 км при мощности до 20–25 м, отдельные зоны достигают мощности до 150 м при протяженности до 1 250–2 500 м. Эти зоны ранее также рассматривались и изучались как объекты, перспективные на медь. Полученные различными методами анализа содержания золота в них чаще составляет доли г/т, а в единичных пробах по отдельным пересечениям составляют от 0,6 до 5,1 г/т (2,9 г/т в Кыркольской, 3,8 г/т в Корылыкайской Восточной, 0,8 г/т в Южной Даутской зонах).

Мухинское потенциальное рудное поле (5.3.0.2) расположено севернее Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, протягиваясь узкой полосой вдоль последней. Сложено девонскими эффузивными образованиями Кизилкольского покрова, в восточной части последние перекрыты пермо-триасовой молассой. В структурном плане девонские отложения слагают 3 тектонических блока, ограниченные разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Наиболее изучено Мухинское проявление меди (IV-3-4, 5) [259, 339, 341, 376 и др.], золото изучалось попутно. Медное с золотом оруденение приурочено к зонам пиритизации, наиболее известными в пределах участка являются Мухинские Северная, Центральная, Южная и Безымянная. В палеоструктурном плане зоны расположены вблизи палеовулканического центра, контролируясь контактом туфов и лав кислого состава с субвулканическими диабазами дорудного возраста [376]. Собственно рудные зоны локализуются, преимущественно, в туфах кислого состава, плоччатых тонкорассланцованных (до сланцев). Минеральный состав зон хлорит-серицит-кварцевый с сульфидами до 1–5 %. Последние представлены рассеянной вкрапленностью, реже – прожилками и гнездами (до 5 мм в диаметре) мелко-тонкозернистого пирита, реже – халькопирита и гипергенными малахитом и азуритом. Предшествующими исследованиями были установлены содержания Au – 0,8 г/т (на 0,6 м), 0,5 г/т (на 1,45 м), 0,4 г/т (на 1,1 м). В процессе ГДП-200 по одной из зон протяженностью до 1,2 км и мощностью около 50 м было проведено литогеохимическое опробование и установлены повышенные содержания золота ($3 \cdot 10^{-7}$ – $8 \cdot 10^{-4}$ %). Часть зоны с наиболее интенсивной сульфидизацией (4,5 м) была заверена результатами пробирного анализа, которые составили от 1,9 до 6,4 г/т. В настоящее время зоны рудного поля также вовлекаются в сферу детальных поисковых работ.

Позднепалеозойское оруденение в минерагенической зоне Передового хребта обусловлено коллизионной обстановкой в условиях межгорного и рифтогенного прогибов, локализуясь, преимущественно, в молассовых образованиях карбона–перми и связано с внедрением гранитоидных интрузий (кинырчадский и пскентский комплексы) вдоль прибортовых и внутренних (диагональных) разломов. Оруденение позднегерцинского этапа характеризуется сложным набором руд гидротермального и осадочного генетических типов, в целом характерных для внешних зон рудоносной колонны. Преобладают гидротермальные рудные объекты – месторождения и проявления урана, проявления и пункты минерализации ртути, пункты минерализации меди, свинца, цинка, молибдена, мышьяка, золота жильных медно-кварц-сульфидной, свинцово-цинковой, молибденовой, ртутной аргиллизитовой, мышьяковой арсенопиритовой березитовой, золото-кварцевой формаций. К рудными объектами осадочного происхождения принадлежат месторождения и проявления урана формации ураноносных лигнитов, фосфатных пород, известняков в составе аксаутской свиты, а также пункты минерализации золота формации золотоносных конгломератов, локализованных в конгломератах большелабинской свиты. К числу объектов промышленного уровня принадлежат только месторождения урана, локализованные в составе Пскентского и Аксаут-Кишкитского (Урупского и Кишкитского по А. Н. Доле [297]) урановорудных полей. Оба района некоторыми исследователями относятся к Северо-Кавказскому потенциально урановорудному району (А. М. Афанасьев и др.).

Пскентское урановорудное поле (5.0.0.1) расположено в северо-западной части листа в бассейне р. Уруп. Представлено малым Пскентским гидротермальным урановым месторождением (I-1-7). Оруденение урановорудной формации приурочено к разломам разной ориентировки, выполненным зонами дробления, окварцевания, хлоритизации, серицитизации, каолинизации и пиритизации. Оруденение парагенетически связано с гранитами пскентского комплекса. Руд-

ные минералы представлены уранинитом, урановой смолкой, урановой чернью, карбураном, тухолитом, ортитом с пиритом, марказитом, борнитом, теннантитом, галенитом. Содержание урана достигает 1,66 %.

Аксаут-Кишкитское ртуть-урановорудное поле (5.0.0.2) расположено в междуречье Маруха–Теберда и приурочено к рудномагматической системе киньрчадского комплекса с гидротермальным оруденением урана (Ш-3-4), ртути (Ш-3-10), золота (Ш-3-9), меди (Ш-3-13; Ш-3-2, 3, 7, 8, 13, 14), свинца, цинка (Ш-3-12), локализованном в пределах зон гидротермально измененных пород, а также внутри лимонитизированных и окварцованных зон в тектонических нарушениях. В южной части поля размещены Аксаутское (Ш-3-15) и Гидамское (Ш-3-18) малые урановые месторождениями формации ураноносных лигнитов, фосфатных пород, известняков. Оруденение приурочено к пропласткам кремнисто-фосфатных доломитов, углистых и фосфатных аргиллитов, алевролитов и песчаников с фосфатным, углистым цементом аксаутской свиты нижней перми. Их мощность не превышает 2 м, а протяженность – 5 км. Содержание U_3O_8 достигают 0,87 %, помимо урана, в рудах отмечается повышенное содержание P_2O_5 – до 5,85 %. Из нерудных ископаемых следует отметить Кишкитское месторождение фарфорового камня (Ш-3-11) гидротермально-метасоматического генезиса.

Минерагеническая зона Главного хребта (6) охватывает структурно-вещественные комплексы зоны горст-антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа. Ее северным ограничением является Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, южная граница проводится по Атамажинскому разлому. Приоритетным в зоне является вольфрамовое оруденение, меньшее значение имеют проявления мышьяка, молибдена, тантало-ниобатов, бериллия, полиметаллов и золота парагенетически и генетически связанных с позднегерцинским гранитоидным магматизмом. Основным рудопродуктивным комплексом является уллукамский, обладающий максимальным флюидообразованием, повышенной рудоносностью и специализированных на вольфрам, молибден, бериллий, олово, тантал-ниобий и другие элементы [281, 294], менее значимы гранитоиды белореченского и аксаутского комплексов. Оруденение обычно локализуется в разрывных и трещинных зонах в метаморфических образованиях и мигматитах, залегающих в куполовидных участках кровли гранитов либо без видимой связи с последними. Вмещающие породы, амфиболиты, сланцы, гнейсы часто подвержены кремнисто-калиевому и железо-магниево-метасоматозу (биотитизация, актинолитизация, окварцевание, грейзенизация), мраморы – скарнированию. Вольфрамовое оруденение, главным представителем которого является месторождение Кти-Теберда, является ведущим при минерагеническом районировании позднегерцинской зоны Главного хребта. В пределах листов оруденение распределено неравномерно и локализовано в Лабино-Аксаутском и Теберда-Баксанском рудных районах. Рудные поля в пределах последних оконтуривались по прямым признакам оруденения (наличие рудных тел, рудопроявлений, геохимических аномалий) с учетом особенностей геологического и тектонического строения.

Лабино-Аксаутский рудный район (6.1) представлен своей восточной частью и протягивается от верховьев р. Бол. Лабы до истоков р. Махар, левого притока р. Кубань. В его геологическом строении участвуют мигматиты гондарайского комплекса, слюдяные сланцы, гнейсы, амфиболиты макерского комплекса, граниты белореченского и уллукамского комплексов. В пределах рудного района размещаются месторождение, проявления и пункты минерализации вольфрама, проявления и пункты минерализации молибдена, мышьяка, золота, редких металлов (бериллий, тантал, ниобий). Вольфрамовое оруденение, как правило, контролируется и узлами пересечения крутопадающих жильно-прожилковых зон субширотного и субмеридионального простирания с телами амфиболитов дуппукского подкомплекса. Отмечается также приуроченность скоплений шеелита к калиевым метасоматитам существенно биотитового состава по амфиболитам, реже отмечается оруденение скарноидного типа. Молибденовое оруденение гидротермального генезиса и локализуется в трещинных зонах вблизи кровли гранитных массивов. Гидротермальный генезис также имеют пункты минерализации мышьяка и золота. Пункты минерализации бериллия, тантала и ниобия пневматолитового и грейзенового генезиса и также приурочены к кровельным и надкровельным частям массивов уллукамских гранитов.

В составе Лабино-Аксаутского рудного района выделены Кургашинчатское рудное поле и Верхне-Лабинское потенциальное рудное поле. Оба рудных поля имеют субизометричные очертания и некоторыми исследователями относятся к рудным узлам. Рудные поля контролируются Софийско-Клычской шовной зоной и морфологически принадлежат наиболее перспективному корнево-узловому типу по классификации П. Ф. Иванкина.

Верхне-Лабинское (Аркасарское) потенциальное рудное поле (узел) (6.1.0.1) расположено к северо-западу от Кургашинчатского рудного поля, в междуречье рр. Бол. Лаба–Бол. Дукка и имеет близкие с ним геологические, петролого-структурные, геохимические и рудноминераль-

ные характеристики. С северо-востока рудное поле ограничено Софийско-Клычской юрской депрессией, с юга – Большелабинским разломом. В геологическом строении рудного поля принимают участие верхнепротерозойские породы дуппукского и кургашинчатского подкомплексов и граниты уллукамского и белореченского комплексов. Основная часть рудного поля сложена породами дуппукского подкомплекса. В его разрезе широко распространены сланцы хлорит-мусковитовые и мусковит-биотитовые, гнейсы и амфиболиты. Амфиболиты образуют пластообразные и линзовидные тела и имеют площадное распространение в пределах рудного поля. Породы смяты в брахиантиклинальную складку, осложненную двумя куполовидными выступами, в центральной части которых наблюдаются выходы уллукамских гранитов. В пределах рудного поля отмечаются многочисленные проявления и пункты минерализации вольфрама, преимущественно, шеелит-кварц-полевошпатовой формации, наиболее крупными из которых являются проявления Аркасарское-I и Надежда-I (III-1-35, 47) в пределах Пхиинского и Дучинского участков. Отмечаются также проявления шеелит-сульфидной скарноидной формации (III-1-46, 51; IV-1-7). Кроме вольфрама, в кровле массивов уллукамских гранитов наблюдаются проявления и пункты минерализации бериллия, тантала и ниобия пневматолитового и грейзенового типов (III-1-43, 52, 54; IV-1-3, 10, 11, 13, 16, 18). К рудному полю приурочены литогеохимические аномалии мышьяка и золота.

Кургашинчатское рудное поле (узел) (6.1.0.2), в пределах которого расположено Кти-Тебердинское вольфрамовое месторождение (IV-3-41), расположено в верхнем течении р. Аксаут. Рудное поле сложено образованиями макерского комплекса (ктитебердинский, дуппукский и кургашинчатский подкомплексы), однако преобладающими являются метаморфиты дуппукского подкомплекса. В строении последнего преобладают кристаллические сланцы и парагнейсы, в верхней части отмечаются пласты и линзы ортоамфиболитов. Магматические породы представлены гранитоидами уллукамского комплекса, слагающими Кти-Тебердинский массив в северной части поля. Помимо месторождения в пределах рудного поля отмечаются многочисленные проявления и пункты минерализации вольфрама, наиболее крупными из которых являются проявления Ак, Аксаутское, Джаловчатское, Усть-Джаловчатское, Восточный участок и Хагега (IV-2-15, 17, 20, 23; IV-3-25, 32, 42), а также проявление и пункты минерализации мышьяка (IV-3-26, 27, 28) и золота (V-3-3). Вольфрамовое оруденение приурочено к пластовым телам амфиболитов и локализовано в кварц-шеелит-полевошпатовых жильно-прожилковых зонах, иногда штокверкового типа. Рудное поле сопровождается обширной контрастной геохимической аномалией вольфрама и мышьяка.

Теберда-Баксанский потенциальный рудный район (6.2) выделен в северо-восточной части минерагенической зоны Главного хребта и сложен мигматитами верхнебалкарского, сабалахского и галдорского подкомплексов, гранитами белореченского и уллукамского комплексов, незначительными выходами метаморфитов дуппукского подкомплекса, представленных сланцами, гнейсами с линзовидными и пластообразными телами амфиболитов и мраморов. Оруденение представлено проявлениями и пунктами минерализации молибдена, мышьяка, вольфрама, золота, бериллия, тантала, ниобия преимущественно гидротермального генезиса, реже оруденение приурочено к скарнированным и грейзенизированным породам, испытавшим железо-магниевого и калий-натриевого метасоматоз. В пределах района выделены два потенциальных рудных поля – Тебердинское и Верхне-Учкуланское.

Тебердинское потенциальное рудное поле (6.2.0.1) находится севернее Кургашинчатского рудного поля. В геологическом строении поля принимают участие граниты белореченского комплекса и метаморфические породы дуппукского подкомплекса, которые прорываются штокообразными телами уллукамских гранитов. К рудному полю приурочено преимущественно молибденовое оруденение (IV-3-8, 10, 14, 15, 20) молибденовой апогранитовой формации, редкометалльное оруденение (бериллий, тантал, ниобий – IV-3-13) формации берилл-редкометалльных пегматитов и гидротермальное оруденение мышьяковой арсенопиритовой березитовой формации (IV-3-11, 16, 18). Здесь же отмечается литогеохимическая аномалия мышьяка. В проявлениях молибдена и мышьяка отмечаются повышенные содержания олова, золота, серебра и свинца. Из нерудных ископаемых отмечается проявление барита баритовой жильной формации. Оруденение приурочено к апикальной части штока уллукамских гранитов, рвущих образования дуппукского подкомплекса, а также к тектонической зоне на их контакте с гранитами белореченского комплекса.

Верхне-Учкуланское потенциальное рудное поле (6.2.0.2) находится на восточной рамке листа и представлено в пределах изученной территории своим западным флангом. К выходам образований верхнебалкарского подкомплекса, являющихся кровлей уллукамского гранитного комплекса, приурочены проявление и пункт минерализации вольфрама (IV-4-21; V-4-1) и золота (IV-4-20) гидротермального генезиса. К рудному полю приурочены литогеохимический оре-

ол мышьяка и золота, шлиховые пробы с повышенным содержанием золота. Наиболее изучен Верхне-Учкуланский участок, расположенный на водоразделе рр. Учкулан–Кичкинекол. Оруденение контролируется мощной разрывной зоной северо-западного простирания, секущей субмеридиональной трещинно-разрывной зоной и приурочено к локальным зонам кварцевожильной минерализации с сульфидами железа, меди, мышьяка. Генетически оно связано с породами уллукамского комплекса, прорывающими здесь мигматиты верхнебалкарского подкомплекса. Рудная формация для вольфрамового оруденения шеелит-кварц-полевошпатовая, для золота – золоторудная кварцевая.

Бечасынская минерагеническая зона (3), территориально совпадающая с Карачаево-Черкесским горст-антиклинорием, расположена к северо-западу от минерагенической зоны Передового хребта. Юго-западная ее граница проводится под чехлом ниже-среднеюрских образований условно по геофизическим данным. В пределах листа К-37-VI рудовмещающие верхнепротерозойские породы и прорывающие их гранитоиды палеозойского возраста (малкинский комплекс) на значительной площади перекрыты юрским осадочным чехлом и обнажаются лишь по долине р. Кубань и ее притокам. Эта особенность зоны определяет слабую изученность ее рудоносности. Восточнее изученного района установлено, что типорфными для позднегерцинской Бечасынской зоны являются свинец, цинк, барий, золото [352].

Промышленный интерес представляют свинцово-цинковое оруденение, сосредоточенное восточнее в *Эльбрусском рудном узле (3.0.1)* (Эльбрусское месторождение), который на площади листа выходит своей западной частью. Эльбрусская рудная зона располагается на восточной рамке листа и охватывает выходы рудоносных пород домезозойского фундамента Кубанского тектонического блока во врезях рек Кубани, Кыркола, Теберды. Рудных объектов в Эльбрусском рудном узле, в пределах листа К-37-VI, не установлено, выявлены лишь единичные слабоконтрастные литогеохимические аномалии свинца и цинка.

КИММЕРИЙСКАЯ ЭПОХА

К киммерийской минерагенической эпохе относятся Лабино-Малкинская минерагеническая зона экзогенного оруденения и Черек-Кубанская и Самуро-Белореченская минерагенические зоны эндогенного оруденения. Эндогенные рудные объекты киммерийской эпохи объединяют гидротермальные образования жильной свинцово-цинковой и медно-кварц-сульфидной формаций Самуро-Белореченской минерагенической зоны. В Черек-Кубанской минерагенической зоне, в пределах листа К-37-VI, рудные объекты не установлены, восточнее изученного района известны золоторудные объекты [352]. Оруденение осадочного генезиса Лабино-Малкинской минерагенической зоны представлено проявлениями железа, фосфоритов, барита и алунита.

Лабино-Малкинская минерагеническая зона (1) пространственно соответствует Лабино-Малкинской зоне прерывистой складчатости, сложенной терригенным (глинисто-песчаным) угленосным формационным комплексом ранней–средней юры, формировавшимся в пределах внутреннего шельфа юрского Большекавказского бассейна. Вмещает оруденение осадочного генезиса, представленное проявлениями железа (II-3-7) бурожеlezняковой формации, фосфоритов (I-1-3; I-4-8; II-2-2; II-3-1, 2, 5, 6, 8; II-4-2) фосфоритовой терригенной желваковой формации, барита (I-1-4; II-4-4) баритовой стратиформной формации и алунита (I-2-2) гипергенного генезиса. Формирование железорудных объектов связано с разрушением и переотложением, возникших на ультрабазитах остаточных железных руд, развитых восточнее данного листа [352]. Фосфорит встречается в виде желваков и конкреций, образуя горизонты (до 0,5 м) в алеволитах, реже – песчаниках по всему разрезу ниже-среднеюрских образований от плинсбах до бата. К верхам разреза приурочено проявление алунита. Установленные в пределах зоны литогеохимические ореолы фосфора (I-1-10; I-3-3), видимо, обусловлены горизонтами фосфоритов желвакового типа. Для ореолов висмута, мышьяка, ванадия, марганца и др. источник не ясен.

Черек-Кубанская минерагеническая зона (4) в пределах листа К-37-VI развита незначительно (бассейн р. Кубань) и представлена западной частью Маринского рудного узла.

Маринский потенциальный рудный узел (4.0.1) в пределах изученной территории, по аналогии с соседней к востоку территорией [352], ассоциирует с полями развития вулканоплутонических образований маринского комплекса, прорывающего осадки нижней юры. Рудные объекты в пределах листа не установлены, золоторудные объекты, известные восточнее изученного района, представлены образованиями золото-серебро-полиметаллической и золото-серебряной формаций [297, 352]. В пределах западного сегмента Маринского рудного узла отмечаются литогеохимический ореол золота (II-4-8), приуроченный к вулканитам маринского комплекса. Характер геохимического поля на соседней территории с повышенными содержаниями сереб-

ра, бария, мышьяка, сурьмы указывает на надрудный характер ореола рассеяния Маринского рудного узла [352].

Самуро-Белореченская минерагеническая зона (7) развита в южной части изученной территории и охватывает структурно-вещественные комплексы южной части поднятия Переводового хребта и, большей частью, складчато-глыбового поднятия Главного хребта Центрального Кавказа. Регионально в пределах Северо-Кавказского региона Самуро-Белореченская зона приурочена к продольной зоне растяжения, располагающейся в северной тыловой части субдукционной зоны, связанной с раздвигом Закавказского задугового бассейна и формированием Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса в раннем байосе [36, 87, 353, 378]. На всем протяжении зона растяжения трассируется юрскими дайками долеритов (казбекский, лаврский, кахетинский комплексы), с которыми парагенетически связано полиметаллическое оруденение [243, 244, 378].

В пределах листов К-37-VI,(XII) в Самуро-Белореченской зоне выделяется **Софийско-Тибердинский потенциальный рудный район (7.1)**, представленный своим восточным флангом. Профилирующим типом оруденения как в пределах зоны, так и в пределах рудного района является гидротермальное жильное свинцово-цинковой и медно-кварц-сульфидной формаций, которое пространственно тяготеет к зоне диагональных складчато-разрывных зон (Архыз-Клычской и Домбайской). Рудные объекты, представленные в основном пунктами минерализации свинца и цинка, реже – меди с попутными свинцом и цинком, приурочены к разрывным нарушениям и трещинно-разрывным зонам преимущественно северо-западного, реже северо-восточного простирания, развитых как в породах доюрского фундамента, так и в породах осадочного чехла (до средней юры включительно). К тектоническим зонам приурочены также единичные пункты минерализации золота (III-1-23; IV-2-18). В породах фундамента развиты дайки долеритов казбекского комплекса, а в нижнеюрских вулканогенно-терригенных породах Домбайской зоны – силлы, дайки андезитов и дацитов домбайского комплекса, с которыми парагенетически связаны проявления свинца и цинка, меди. Оруденение локализуется в кварцевых и кварц-карбонатных жилах, зонах дробления и окварцевания, наиболее распространенной рудной минерализацией является прожилково-вкрапленная, полисульфидная – сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, нередко присутствует кобальт. Известные проявления и точки минерализации локализуются в пределах Пхия-Чучурской потенциальной рудной зоны Софийского потенциального рудного района.

Основная часть пунктов минерализации свинца и цинка локализуется в *Пхия-Чучурской потенциальной рудной зоне (7.1.1)*, протягивающейся вдоль Архызско-Клычской и Домбайской депрессий и их бортов. Структурный контроль оруденения четко проявляется с группой северо-западных разломов в кристаллических породах, сопровождающих депрессию, менее отчетливо в связи с дайками и силлами домбайского комплекса [297]. Оруденение представлено жильной свинцово-цинковой рудной формацией.

Методами автоматизированного прогноза, выполненного сотрудниками ВИМСа, в Пхия-Чучурской рудной зоне оконтурено *Дукка-Софийское потенциальное рудное поле (7.1.1.1)*, объединяющее 12 пунктов минерализации свинца и цинка (III-1-44, 45, 53; IV-1-1, 2, 4, 5, 12, 13, 14, 15, 20). Рудное поле приурочено к узлу пересечения разломов северо-западного простирания, протягивающихся вдоль Архыз-Клычской депрессии и трещинно-разрывной зоне северо-восточного простирания. Оруденение приурочено к тектоническим нарушениям и локализовано в кварцевых жилах, зонах дробления, окварцевания, иногда кальцитизации в гнейсах и сланцах дуппукского подкомплекса, а также в гранитах белореченского и уллукамского комплексов, реже – в мигматитах гондарайского комплекса.

АЛЬПИЙСКАЯ ЭПОХА

Включает стратиформное свинцово-цинковое и медное оруденение прогнозируемой минерагенической зоны Скалистого хребта и россыпные проявления золота зоны Уруп-Кяфарского россыпного района.

Минерагеническая зона Скалистого хребта (2) расположена в северо-восточной части территории и приурочена к Северо-Кавказской моноклинали Северо-Кавказского краевого массива. Охватывает область развития терригенно-карбонатных мелководных осадков внутреннего шельфа, по особенностям литологического состава здесь выделяются две формации: нижняя известняково-глинисто-песчаная эвапоритовая средне (келловей)-верхнеюрская и верхняя песчано-глинистая нижнемеловая. Минерагения зоны Скалистого хребта, в целом, представлена проявлениями, пунктами минерализации свинцово-цинковой стратиформной формации в карбонатных толщах, известных к западу и востоку от изученной территории. Про-

явления свинцово-цинковой минерализации с золотом, а также осадочные проявления железа известны также в келловейских терригенно-карбонатных отложениях нижней части разреза [243]. В целом, келловейские отложения, содержащие металлы и органическое вещество, представляют собой региональный горизонт-коллектор, в котором активно проявляются постседиментационные диа-, ката- и метагенетические, а также наложенные гидротермальные процессы, приводящие к мобилизации и концентрации металлов. Рудные концентрации железа здесь присутствуют в сульфидной, карбонатной и оксидной минеральных формах. Сульфидная, колчеданного типа рудная минерализация представлена повсеместно диа-катагенетической пирит-марказитовой минеральной ассоциацией, в меньших количествах (до 5 %) проявляются халькопирит, галенит и сфалерит [48]. С последними связаны повышенные содержания золота, в отдельных участках они колеблются от 0,04 до 0,20 г/т, достигая первых грамм на тонну. В изученном районе повышенных содержаний золота в породах зоны Скалистого хребта не установлено. Из нерудных полезных ископаемых, приуроченных к зоне Скалистого хребта, следует отметить месторождения гипса, приуроченные к известняково-песчано-глинистой эвапоритовой лагунной фации позднеюрского возраста (мезмайская свита). В составе гипсоносной толщи (прослои и линзы пестроцветных глин, доломитов, песчаников и известняков) гипс образует пласты мощностью до 55 м.

С альпийской минерагенетической эпохой связано формирование аллювиальных россыпей четвертичного возраста. Промышленные россыпи золота описываемой территории известны лишь в *Урупо-Кяфарском россыпном районе* (0.1), охватывающим верховья рек Уруп и Кяфар, протягиваясь к востоку до р. Маруха. В геоморфологическом плане россыпной район приурочен к северному склону поднятия Передового хребта и южной части Североюрской депрессии. В пределах северного склона поднятия Передового хребта обнажаются породы, являющиеся вероятным источником россыпного золота – вулканогенные образования раннегерцинской рудоносной формации Урупо-Лабинского и Марух-Зеленчукского рудных районов, содержащие медно-колчеданные залежи и зоны сульфидной минерализации с золотом, а также карбон-пермские золотоносные конгломераты. В пределах Североюрской депрессии отмечается широкое развитие по долинам рек аккумулятивных форм рельефа, выработанных на пологозалегающих песчано-глинистых отложениях нижней–средней юры. К аллювиальным образованиям Урупо-Кяфарского россыпного района приурочены известные россыпные месторождения золота (I-1-12; II-1-25; II-2-4, 6, 10), в его пределах отмечаются многочисленные шлиховые потоки и ореолы золота по долинам рек Уруп, Чилик, Ацгара, Бульварка, Кяфар и др. (I-1-8; II-1-10, 17, 22, 24; II-2-1; III-2-5), а также отдельные шлиховые пробы с повышенными содержаниями золота. Россыпи и шлиховые потоки встречаются в долинных, русловых и террасовых аллювиальных отложениях, по р. Уруп золотоносными являются аллювиальные образования всех уровней – от русла до третьей надпойменной террасы. Ширина россыпей изменяется от 8 до 100 м, длина – от 2 до 13 км, а мощность – от 0,3 до 6 м. Среднее содержание золота колеблется в пределах от 92 до 269 мг/т, редко достигая 761–819 мг/т. По некоторым россыпям были подсчитаны запасы золота. Золото крупное, максимальный размер самородков – 12 мм вдоль длинной оси. Зерна неправильной формы, окатанные и неокатанные. В русле Чилика на протяжении 9 км от верховьев максимальное содержание золота – до 50 г/м³.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ НАЛИЧИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Анализ собранного материала позволяет наметить закономерности размещения полезных ископаемых, выделить основные факторы контроля оруденения и дать на этой основе перспективную оценку территории листов К-37-VI,(XII) на основные виды полезных ископаемых. Главные факторы контроля основных для изученной площади типов оруденения приведены в приложении 4, таблица 1.

Стратиграфический фактор является основным для размещения месторождений каменного угля, второстепенное значение имеет структурно-тектонический. Месторождения и проявления каменного угля Кубано-Лабинского угленосного района приурочены к отложениям средневерхнекаменноугольной сероцветной молассы, представленной в пределах данного района образованиями толстобугорской и малоурупской свит, отдельные проявления каменного угля встречаются в терригенных породах караджелмасской и гремучинской свит. Накопление угленосных отложений происходило в континентальных условиях в межгорных прогибах в лимнических бассейнах. В настоящее время угленосные образования размещены в линейно координированных впадинах, в пределах данной территории в Урупской и Кяфаро-Зеленчукской частях (бассейнах) Урупо-Лабинской впадины и в Аксаутской впадине, в пределах Срединного

поднятия между ними сохранились только нижние горизонты угленосной толщи. Уменьшение же мощности угленосных образований приводит к уменьшению количества угольных пластов и их мощности. Наиболее перспективно Толстобугорское месторождение, в настоящее время законсервированное по экономическим условиям. Месторождения и проявления каменного угля Кубанского угленосного района приурочены к терригенной угленосной формации ранней юры, представленной в пределах данного района песчаниками, алевролитами, аргиллитами, прослоями и линзами конгломератов и углей хумаринской свиты. Месторождения каменного угля размещены в пределах Кубанской впадины. Перспективы на каменный уголь в Кубанском районе отрицательные, наиболее крупное Хумаринское месторождение отработано, остальные объекты относятся к малым по запасам, а горно-геологические условия их отработки неблагоприятны – труднодоступные районы, малая мощность пластов, могут использоваться лишь для удовлетворения потребности местных организаций и населения.

Проявления черных металлов (железо, хром), известные в пределах зоны Передового хребта и Лабино-Малкинской, малочисленны и не имеют практического значения. Приуроченность проявлений железа к пропилитизированным вулканитам карабекской свиты нижнего палеозоя и к отложениям средней юры (ааленский ярус, джигиатская свита) определяет главным фактором контроля магматический в первом случае и стратиграфический – во втором. Магматический фактор является основным и для размещения проявлений хрома (приуроченность к серпентиниты кяфарского плутонического комплекса).

Основными факторами контроля медно-колчеданного оруденения являются стратиграфический, магматический, тектонический и геодинамический. Последний из них является важным, так как по мнению В. Е. Хаина, Н. С. Скрипченко, Г. И. Баранова и др. [26, 32, 212–214, 236, 237] колчеданные рудоносные формации типичны для образований ранне-среднегерцинских островодужных комплексов и океанической коры. Стратиграфический, магматический и тектонический факторы обусловлены тем, что медно-колчеданные месторождения района вулканогенно-осадочного генетического типа и локализованы в вулканитах базальт-андезитовой последовательно дифференцированной формации развитой в даутской свите (силур–нижний девон) Кизилкольского тектонического покрова. Накопление рудоносного комплекса происходило в сближенных палеовпадинах (палеодепрессиях) второго порядка, характеризующихся одинаковым типом магматизма и тектоники. Медно-колчеданные объекты (проявления и пункты минерализации) гидротермально-метасоматического типа приурочены также к вулканогенно-терригенным и терригенным образованиям пцицерской и семиродниковской свит (средний–верхний девон). В их размещении определенную роль играли разрывные нарушения и трещинные зоны. В Марухском тектоническом покрове развиты медно-колчеданные объекты, зоны пиритизации гидротермально-метасоматического генезиса, приуроченные к вулканогенно-терригенной, кремнисто-терригенной и андезит-базальтовой формациям в составе карабекской, тебердинской, касаевской и новомарухской свитах (ордовик–верхний девон). Часто рудные объекты локализуются в метасоматически измененных породах в тектонических зонах. Перспективы выявления новых медно-колчеданных объектов приурочены, в первую очередь, к Урупскому рудному полю, возможно их открытие и в пределах Марух-Зеленчукского и Теберда-Кубанского рудных районов.

Основными факторами контроля гидротермального медного оруденения медно-кварц-сульфидной формации, а также оруденения свинцово-цинковой жильной формации являются магматический и тектонический. Первый из них обусловлен парагенетической связью, а также приуроченностью части проявлений к дайкам казбекского, силам и дайкам домбайского комплексов. Тектонический фактор, в целом, обуславливает как размещение дайковых образований, так и различных гидротермальных образований. Для проявлений свинца и цинка, железа в пределах потенциальной зоны Скалистого хребта определяющим является стратиграфический фактор. Осадочное свинцово-цинковое железорудное оруденение приурочено и отложениям келловейского яруса, отлагающихся после перерыва в осадконакоплении и активизации тектонических движений. Гидротермальное оруденение медно-кварц-сульфидной и свинцово-цинковой жильной формаций, развитое преимущественно Самуро-Белореченской минерагенической зоне, частично в других зонах, в настоящее время не перспективно.

Основными факторами контроля гидротермального вольфрамового оруденения шеелит-кварц-полевошпатовой формации, развитого в пределах позднегерцинской минерагенической зоны Главного хребта, являются магматические, тектонические и структурно-тектонические, стратиграфические и литологические. В настоящее время считается, что вольфрамовое оруденение генетически связано с гранитами уллукамского комплекса [36, 87, 198, 297 и др.], обладающих максимальным флюидообразованием, повышенной рудоносностью и специализированы на редкие металлы – вольфрам, молибден, бериллий, олово, тантал, ниобий и другие эле-

менты. Граниты белореченского комплекса также несут редкометалльное оруденение, однако низкой интенсивности, что, возможно, обусловлено его регенерацией (разубоживанием) в ходе внедрения гранитов уллукамского комплекса [296, 297]. Ряд исследователей в целом выделяет позднегерцинскую диорит-гранитную формацию, продуктивную на вольфрамовое оруденение [92 и др.]. Тектонический фактор контроля регионально обусловлен тем, что размещение подавляющего количества наиболее крупных массивов уллукамских гранитов, формирующих рудно-магматические системы и связанное с ними вольфрамовое оруденение, контролируется региональной поверхностью раздела между инфраструктурой и супраструктурой. Продуктивные рудно-магматические системы, обычно, располагаются на флангах синформ супраструктуры, в эндоконтактах гранитных массивов. Вольфрамовое оруденение обычно локализуется в разрывных и трещинных зонах в метаморфических образованиях и мигматитах, залегающих в куполовидных участках кровли гранитов либо без видимой связи с последними. Рудные залежи с промышленными скоплениями шеелита приурочены к узлам пересечения крутопадающих разрывных и трещинных зон различной ориентировки с пологозалегающими и смятыми в мелкие складки телами амфиболитов. Стратиграфический фактор обусловлен приуроченностью основной части вольфрамового оруденения к метаморфическим образованиям дуппукского подкомплекса супраструктуры. Литологический фактор контроля заключается в наличии в кровле гранитных массивов наиболее крупных тел, горизонтов основных пород, в первую очередь, амфиболитов, являющимся по особенностям химического состава геохимическими барьерами. Это подтверждается пространственной приуроченностью проявлений вольфрама к амфиболитам, подвергшимся калиевому метасоматозу (биотитизация и калишпатизация). Локализуется оруденение также в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах и прожилках, зонах милонитизации и окварцевания. Вольфрамовое оруденение шеелит-сульфидной скарноидной формации приурочено к скарноидам, развивающимся по амфиболитам.

Главными факторами контроля позднегерцинского гидротермального молибденового, ртутного, уранового, мышьякового, редкометалльного (бериллий, тантал, ниобий) оруденения, а также золоторудного кварцевого являются магматические и тектонические, меньшее значение имеет литологический фактор. Магматический контроль оруденения заключается в практически повсеместной пространственной и, вероятно, парагенетической связи рудных объектов и геохимических аномалий с потенциально рудоносными гранитоидами позднегерцинского орогенного этапа. Так, проявления молибдена связаны с образованиями озеракьяфарского комплекса в зоне Передового хребта, белореченского и уллукамского в зоне Главного хребта, проявления ртути – с кинырчадским комплексом, урана – с пскентским, редких металлов, мышьяка, золота – белореченским и уллукамским. Практически все гидротермальные жильные проявления приурочены к разрывным нарушениям или трещинно-разрывным зонам, локализуясь, в большинстве своем, в форме кварцевых жил, жильных и штокверковых зон, зонах брекчирования, окварцевания с прожилками и гнездами рудной минерализации. С массивами гранитоидов, имеющих сиалофемическую кровлю (сланцы и амфиболиты), обычно приурочено вольфрамовое и молибденовое оруденение с сопутствующим мышьяковым и золоторудным кварцевым. Со слабо эродированными массивами гранитов, имеющих сиалическую (гнейсы, мигматиты, граниты) кровлю и, часто, сопровождаемые пегматитами, дайками, связаны преимущественно локальные рудно-магматические системы с редкометалльным (Be, Ta, Nb) оруденением, встречаются также проявления мышьяка и золота. Редкометалльное оруденение, а также проявления молибдена часто приурочены к участкам грейзенизированных пород. Неблагоприятным фактором, обусловившим низкую рудоносность гранитных образований комплекса на изученной площади, является широкое развитие денудационных процессов, практически разрушивших большинство кровельных частей гранитных массивов.

Для гидротермального золоторудного оруденения золоторудной малосульфидной формации, тесно связанного с вулканогенными и вулканогенно-терригенными образованиями зоны Передового хребта, главными факторами контроля являются магматические и тектонические. Первый из них обусловлен приуроченностью части золотоносных зон сульфидной минерализации к вулканогенным образованиям Кизилкольского и Марухского покровов. Терригенные и туфогенные толщи, если содержат сульфидную минерализацию с золотом, то только наложенную, в зонах брекчирования и метасоматоза тектонических нарушений и зон трещиноватости. Для золотого оруденения, присутствующего в виде примеси в рудах медно-колчеданных месторождений, главными факторами, как и для медно-колчеданной формации, основными факторами контроля являются стратиграфический, магматический и тектонический. Стратиграфический и тектонический факторы являются главными для оруденения золотоносной черносланцевой формации. Черносланцевые образования, содержащие золоторудное оруденение, отмечаются в метаморфических образованиях ацгаринского подкомплекса в пределах одно-

именного тектонического покрова зоны Передового хребта, а также в тоханской свите нижнего карбона. Повышенные содержания золота в пределах черносланцевых толщ увязываются с зонами их метасоматической проработки – рассланцевания, окварцевания, интенсивного ожелезнения и лимонитизации в тектонических нарушениях и зонах трещиноватости. Для формации золотоносных конгломератов главным фактором является стратиграфические – оруденение приурочено к пермским молассовым отложениям большелабинской свиты.

Для уранового с фосфором оруденения формации ураноносных лигнитов, фосфатных пород и известняков основным фактором контроля являются стратиграфический – месторождения и проявление данного района приурочены к пермским отложениям зоны Передового хребта (аксаутская свита), представленные континентальными формациями орогенных впадин и тектонический (приуроченность к зоне Передового хребта).

Важное значение для выявления конкретных рудных объектов имеют прямые и косвенные признаки. К числу первых относятся минерагенические, минералогические и геохимические. Минерагенические признаки включают в себя присутствие на изученной площади месторождений, рудопроявлений, точек минерализации, наличие ореолов контактово-измененных пород, зон окварцевания, интенсивного ожелезнения. Минералогические (шлиховые потоки) и геохимические (литогеохимические аномалии и ореолы) вынесены на карту закономерностей и, частично, охарактеризованы в главе «Полезные ископаемые». К числу косвенных поисковых признаков относятся геофизические аномалии, при этом наибольшего внимания заслуживают электроразведочные аномалии (естественного поля и вызванной поляризации) перспективные для поисков медно-колчеданных руд.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Исследованный район находится в благоприятных экономических условиях и характеризуется довольно богатым набором полезных ископаемых, перспективы которых оцениваются по-разному.

Горючие полезные ископаемые, представленные месторождениями и проявлениями каменного угля, как энергетическое сырье промышленного интереса не представляют. Объекты относятся к малым по запасам, сложные горно-геологические условия, экономические условия отработки на данный период неблагоприятны. Учитывая отмеченное, изученная площадь оценивается как неперспективная на обнаружение промышленных месторождений горючих полезных ископаемых, имеющиеся месторождения могут использоваться лишь для удовлетворения потребности местных организаций и населения.

Перспективы на **металлические полезные ископаемые** рассматриваются отдельно по каждому виду полезного ископаемого. Локализация прогнозных ресурсов и их оценка имеют смысл только для тех рудных формаций, которые в условиях исследуемого региона оцениваются как перспективные в смысле формирования месторождений технологичных промтипов и имеющих в потенциале крупные или средние размеры (крупнообъемные). Промышленно значимым для данной территории, как отмечалось, является медно-колчеданное с золотом оруденение, вольфрамовое оруденение шеелит-кварц-полевошпатовой формации, а также золоторудное малосульфидной и черносланцевой формаций. В определенных условиях промышленный интерес может представлять осадочное урановое оруденение формации ураноносных лигнитов, фосфатных пород и известняков. Отрицательные перспективы данной территории на выявления промышленно значимых проявлений черных металлов (железо, хром), свинца и цинка, молибдена, мышьяка, ртути, редких металлов (бериллия, тантала, ниобия).

Перспективы территории на медно-колчеданное оруденение приурочены, в основном, к *Урупскому рудному полю* (РП) **Урупо-Лабинского рудного района** (РР), где на площади листа К-37-VI уже выявлены и разведаны четыре месторождения, а западнее имеются еще два разведанных месторождения. Обнаружение новых объектов возможно в пределах западного фланга **Теберда-Кубанского** и **Марух-Зеленчукского потенциальных рудных районов** (ПРР). Учитывая, что оставшиеся запасы медной руды одного Урупского месторождения обеспечит работу Урупского ГОКа как минимум на 50 лет [372], а также имеющиеся запасы разведанных месторождений оценка прогнозных ресурсов на данной территории нецелесообразна и предусматривалась. Однако следует отметить, что медно-колчеданные руды могут рассматриваться как комплексные, так как содержат в качестве попутных компонентов цинк, золото, серебро, редкие и рассеянные элементы (селен, теллур, индий, галлий, германий, таллий) и играть важную роль для оценки потенциала этих компонентов, в первую очередь золота.

Для позднегерцинского вольфрамового оруденения в минерагенической зоне Главного хребта главным геолого-промышленным типом является штокверковый шеелит-кварц-поле-

вошпатовый, он же – «кти-тебердинский» [148–151]. Подсчет прогнозных ресурсов триоксида вольфрама (WO_3) для кти-тебердинского типа ранее проводился различными исследователями как по категории P_3 , так и по P_2 . В качестве эталона для прогнозной оценки принималось либо Кти-Тебердинское месторождение, либо *Кургашинчатское РП*. Прогнозные ресурсы категории P_3 по состоянию на 01.01.1988 г. были посчитаны А. И. Гусевым по наиболее перспективным участкам зоны Главного хребта в количестве 493 тыс. т [294]. В последующем по состоянию на 01.01.1993 г. некоторые участки были отбракованы как неперспективные, по некоторым они были переведены в категорию P_2 , и прогнозные ресурсы зоны Главного хребта по категории P_3 были оценены в количестве 297,5 тыс. т. При расчетах прогнозных ресурсов была обоснована продуктивность Кургашинчатского РП, принятого за эталон – $1\,750\text{ т/км}^2$, не потерявшая свою актуальность и на настоящее время. По трем участкам Кургашинчатского РП (Усть-Джаловчатский, Каракая и Ак) были посчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 34,33 тыс. т WO_3 . В пределах *Верхне-Учкуланского потенциального рудного поля* (ПРП) по результатам проведенных поисковых работ [376] были подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_3 в количестве 78 тыс. т WO_3 при содержании 0,31 % [294]. Учитывая, что восточная часть рудного поля с прогнозными ресурсами 13,2 тыс. т находится в пределах листа К-38-I [352], то в пределах его западной части прогнозные ресурсы категории P_3 могут составить 64,8 тыс. т. На площади *Верхне-Лабинского ПРП* по результатам литогеохимических поисков были выделены перспективные участки Пхиинский и Дучинский [375]. Посчитанные прогнозные ресурсы категории P_3 триоксида вольфрама Пхиинского участка составили 21,7 тыс. т, а Дучинского – 10,9 тыс. т. Апробированные по состоянию на 01.09.2005 г. прогнозные ресурсы категории P_2 в Кургашинчатском РП составили 32,9 тыс. т, а прогнозные ресурсы категории P_3 в Верхне-Лабинском ПРП – 32,6 тыс. т.

При составлении прогнозно-металлогенической карты Центрального Кавказа масштаба 1 : 200 000 в 2001 году, охватывающей территорию листов К-37-VI,(XII), была проведена переоценка прогнозных ресурсов (P_3) основных металлических полезных ископаемых, включая вольфрам [297]. Для выделенного Маруха-Учкуланского РР, включающего Кургашинчатское и Верхне-Лабинское рудные поля, прогнозные ресурсы категории P_3 составили 550 тыс. т WO_3 . Учитывая, что в пределах эталонного РР вряд ли может быть выявлено еще более двух месторождений, аналогичных Кти-Тебердинскому, прогнозные ресурсы эталонного РР не должны были бы превышать 300 тыс. т.

Выполненная при ГДП-200 оценка перспектив территории на вольфрамовое оруденение и подсчет прогнозных ресурсов в пределах минерагенической зоны Главного хребта базируется как на результатах ранее проведенных работах, так и собственных геологосъемочных и поисковых работ (совместно с сотрудниками ВИМСа), дополнительно включавших морфоструктурный анализ, изучение трещинной тектоники, структурно-магматических факторов, сравнительного анализа минералого-геохимических особенностей шеелитов; разработку разноранговых моделей эталонных промышленных месторождений, их рудных полей, узлов и районов и др.

Подсчет прогнозных ресурсов WO_3 проводился для наиболее перспективных *Кургашинчатского РП* и *Верхне-Лабинского ПРП Лабина-Аксаутского РР*, а также для слабо изученного западного фланга **Теберда-Баксанского ПРР**. Выявленная в пределах последних вольфрамовая минерализация, в целом, соответствует шеелит-кварц-полевошпатовой формации (кти-тебердинскому типу), геолого-структурная позиция оруденения, сходная с Кургашинчатским РП, принятым за эталон, что позволяет использовать при оценке перспективных участков метод аналогии. Рассчитанная ранее продуктивность рудного поля (q) составляет $1\,750\text{ т/км}^2\text{ }WO_3$, коэффициент подобия 1, коэффициент подобия (k) для Верхне-Лабинского ПРП принимается 0,8, для Теберда-Баксанского ПРР – 0,3. Площадь (S) Кургашинчатского РП, оконтуренного в результате проведенного ГДП-200, составляет $175,48\text{ км}^2$ и по своим размерам может быть отнесено к рангу рудного узла. Учитывая наличие в пределах рудного поля локализованных запасов, площадь его уменьшается и составляет $171,43\text{ км}^2$. Площадь Верхне-Лабинского ПРП составляет $91,18\text{ км}^2$, Теберда-Баксанского ПРР – $249,73\text{ км}^2$. Расчет прогнозных ресурсов WO_3 ($Q=S\times q\times k$) по категории P_3 методом аналогии приведены в таблице 2 и составляют для Кургашинчатского РП 300 тыс. т, для Верхне-Лабинского ПРП – 127,65 тыс. т, для Теберда-Баксанского ПРР – 131,11 тыс. т.

В пределах западной части *Верхне-Учкуланского ПРП* пределах его прогнозные ресурсы категории P_3 принимаются по предшествующим работам 64,8 тыс. т.

Расчет прогнозных ресурсов WO₃ категории P₃ методом геологической аналогии

№ объекта и его название	Полезные компоненты	Коэфф. подобия эталонному объекту	Удельная рудоносность, тыс. т/км ²	Площадь расчетного контура, км ²	Прогнозные ресурсы по категории P ₃ , тыс. т
6.1 Лабино-Аксаутский РР					
6.1.0.2 Кургашинчатское РП (РУ)	W	1	1750	171,43	300
6.1.0.1 Верхне-Лабинское (Аркасарское) ПРП (ПРУ)	W	0,8	1750	91,18	127,65
6.2 Теберда-Баксанский ПРП (в пределах листа)	W	0,3	1750	249,73	131,11

Первоочередным объектом для проведения дальнейших поисковых работ является *Кургашинчатское РП*, в пределах которого выделено 7 первоочередных участков. При благоприятных условиях, прирост запасов со стороны юго-западного фланга месторождения, оцененный по категории P₁, может составить около 40 %. *Верхне-Лабинское ПРП* как потенциальный промышленно-рудный объект менее значим. В геодинамическом плане Верхне-Лабинское ПРП характеризуется, в отличие от Кургашинчатского, существенно более низкими значениями коэффициента интенсивности расчленения рельефа (K_{ир}), колеблющимися от 15 до 10 и менее. Изучение спектров локальной лазерной люминесценции шеелитов Пхиинского участка и сравнение их с другими вольфрамовыми месторождениями, показало слабо выраженное или вовсе не выраженное присутствие в спектрах люминесценции трехвалентного европия (в отличие от других крупных вольфрамовых объектов, включая Кти-Тебердинское месторождение). Перспектива выявления промышленного вольфрамового оруденения штокверкового типа в пределах Верхне-Лабинского ПРП на эрозионном уровне выхода уллукамских гранитоидов на поверхность по морфоструктурным, структурно-магматическим и минералого-геохимическим данным представляется слабовероятной. Более вероятно выявление здесь скрытого оруденения. Проведение дальнейших поисков на рассматриваемой площади, рекомендуется во вторую очередь.

Прогнозные ресурсы WO₃ по металлогеническим таксонам приведены в таблице 3.

Таблица 3

Прогнозные ресурсы WO₃ по основным объектам

Наименование рудного объекта и его №	Год работы и № по списку литературы	Прогнозные ресурсы по категории P ₃ , тыс. т	Оценка перспективности/надежности
Минерагеническая зона Главного хребта (6)			
Лабино-Аксаутский РР (6.1)			
Кургашинчатское РП (6.1.0.2)	2008	300	в/с
Верхне-Лабинское ПРП (6.1.0.1), в т.ч. по Пхиинскому уч-ку	2008	127,65	с/с
по Дучинскому уч-ку	1993, [375]	21,7	с/с
	1993, [375]	10,9	с/с
Теберда-Баксанский ПРП (6.2) (в пределах листа), в т.ч. по Верхне-Учкуланскому уч-ку	2008	131,11	с/с
	1984, [294]	64,8	с/с

Основные перспективы изученной территории на золоторудное оруденение связаны с минерагенической зоной Передового хребта, где имеются предпосылки выявления крупнообъемных объектов золоторудное малосульфидной и золотоносной черносланцевой формаций, эксплуатация которых может осуществляться с применением извлечения золота методами кучного выщелачивания. Как показывает современный опыт, рентабельными для переработки при этом оказываются руды со средним содержанием золота около 1 г/т и даже ниже [411]. В современных условиях для мелкого и среднего бизнеса, могут представлять интерес и мелкие объекты, но с благоприятными физико-географическими условиями, позволяющими отработку значительного объема горных пород карьером и без вскрыши.

Наиболее полный обзор состояния ресурсного потенциала золотого оруденения Северного Кавказа, включая площадь листов К-37-VI,(XII), перспективная оценка региона на обнаружение золоторудных объектов, проведены с участием специалистов ЦНИГРИ в рамках прогнозно-поисковых работ в 2004 г. [411]. Апробированные по состоянию на 01.09.2003 г. прогнозные ресурсы золота категории P₃ в пределах минерагенической зоны Передового хребта составили для **Марух-Зеленчукского ПРП** 40 т, для **Теберда-Кубанского** – 100 т, а для *Маринского*

потенциального рудного узла (ПРУ) – 16 т. По результатам прогнозно-поисковых работ [411] прогнозные ресурсы золота в пределах минерагенической зоны Передового хребта были уточнены и составили для Марух-Зеленчукского рудного района 90 т категории P₃, для Теберда-Кубанского – 150 т категории P₂, для Маринского ПРУ оставлены без изменения – 16 т.

Проведенная при ГДП-200 оценка перспектив выявления золоторудных объектов с промышленными параметрами в пределах герцинских минерагенических зон Передового и Главного хребтов в пределах Центрального Кавказа базируется на выполненных геологосъемочных работах, а также дополнительных поисковых литогеохимических работах на отдельных участках в пределах Ацгаринского, Карабекского и Мухинского потенциальных рудных полей.

Как ранее отмечалось, в составе Ацгаринского тектонического покрова, к которому приурочено *Ацгаринское ПРП*, установлено три полосы (зоны) пород черносланцевого формационного семейства мощностью до 250 м, протяженностью до 6 000 м. Повышенные содержания золота увязываются с породами, подвергнутыми метасоматической проработке (пиритизация, окварцевание), мощность таких зон до 15 м, количество – до 5, что составляет, в целом, около 30 % мощности черносланцевой толщи. Соответственно, объемный коэффициент рудоносности, рассчитанный как отношение суммарной мощности интервалов с повышенными содержаниями золота к мощности интервалов без них, составляет 0,3. Среднее содержание золота составляет 1,5 г/т. Золото, видимо, свободное, связей с отдельными группами элементов по результатам корреляционного анализа не образует. Коэффициент неоднородности распределения золота, принимается 0,1. Прогнозные ресурсы золота по категории P₃ подсчитывались прямым расчетом по формуле: $P=L \times m_{cp} \times H \times d \times C_{cp} \times K_p \times K_n \times 10^{-6}$ (по аналогии с ранее проведенными прогнозно-поисковыми работами [411]), где P – прогнозные ресурсы металла (т), C_{cp} – среднее содержание золота – 1,5 г/т, m_{cp} – средняя мощность – 250 м, L – длина – 6 000 м, H – расчетная глубина по падению – 200 м, d – объемный вес – 2,6 т/м³, K_p – объемный коэффициент рудоносности – 0,3, K_n – коэффициент неоднородности распределения золота – 0,1. Расчет прогнозных ресурсов золота по категории P₃ приведен в таблице 4, по трем рудоносным зонам Ацгаринского ПРП они составляют 105,3 т.

Таблица 4

Расчет прогнозных ресурсов золота методом прямого расчета

№ объекта и его название	Коэфф. подобия эталонному объекту	Удельная рудоносность, тыс. т/км ²	Площадь расчетного контура, км ²	Протяженность, длина зоны, м	Расчетная глубина по падению, м	Мощность рудной зоны, м	Объемный вес, т/м ³	Среднее содержание золота, г/т	Коэфф. рудоносности	Коэфф. неоднородности	Прогнозные ресурсы, т
5 МЗ Передового хребта											
5.2 Марух-Зеленчукский ПРП											
5.2.0.1 Ацгаринское ПРП	0,1	5,8	41,1	6000×3	200	250	2,6	1,5	0,3	0,1	P ₃ - 105,3
5.2.0.2 Карабекское ПРП				2000	200	12	2,6	1,5	0,75	-	
5.3 Теберда-Кубанский РР											
5.3.0.2 Мухинское ПРП	0,1	10,2	40,6								
Рудная зона				1200	100	4,5	2,6	3,93	1	-	
6 МЗ Главного хребта											
6.2 Теберда-Баксанский ПРП											
6.2.0.2 Верхне-Учкуланское ПРП	1			1300	600	800	2,6	1,19	0,6	0,1	P ₃ - 115,8

Золотое оруденение золоторудной малосульфидной формации в пределах *Карабекского ПРП* приурочено к зонам пропилитизации и пиритизации в вулканогенах карабекской свиты. По результатам дополнительного опробования в процессе ГДП-200 одной из зон Карабекского проявления были оценены прогнозные ресурсы категории P₂. Протяженностью рудной зоны – 2 км, мощность – 12 м, содержания золота – от 0,6 до 2,1 г/т. Прогнозные ресурсы золота подсчитывались прямым расчетом. Объемный коэффициент рудоносности, рассчитанный как отношение суммарной мощности интервалов с содержанием выше бортового, принятого по аналогии с ранее проведенными прогнозно-поисковыми работами [411] как 0,7 г/т, к общей мощности рудной зоны (тела) составляет 0,75, среднее содержание золота по зоне с содержаниями C_{борт.} > 0,7 г/т составляет 1,5 г/т. Прогнозные ресурсы золота по категории P₂ по зоне подсчиты-

вались по формуле [411]: $P=L \times m_{cp} \times H \times d \times C_{cp} \times K_p \times 10^{-6}$, где P – прогнозные ресурсы металла (т), C_{cp} – среднее содержание золота – 1,5 г/т, m_{cp} – средняя мощность – 12 м, L – длина – 2 000 м, H – расчетная глубина по падению – 200 м, d – объемный вес – 2,6 т/м³, K_p – объемный коэффициент рудоносности – 0,75. Расчет прогнозных ресурсов золота по категории P_2 приведен в таблице 4, по рудной зоне они составляют 14 т. Оценку прогнозных ресурсов по Карабекскому ПРП (площадь – 41,1 км²) по категории P_3 проводим по удельной продуктивности выше оцененной рудной зоны с коэффициентами рудоносности (0,1) и неравномерности распределения оруденения (0,1), составляющей 5,8 т/км². Учитывая, что рудные зоны в пределах рудного поля составляют около 10 % площади, прогнозные ресурсы по категории P_3 будут составлять $P=S \times q \times k=41,1 \times 5,8 \times 0,1=23,8$ т.

Золотое оруденение золоторудной малосульфидной формации в пределах *Мухинского ПРП* приурочено к зонам пиритизации в туфах кислого и смешанного состава верхней части даутской свиты, чередующихся с прослоями кислых лав и многочисленными силами диабазов (микрогаббро) и риолитов. По результатам дополнительного опробования в процессе ГДП-200 одной из зон Мухинского проявления были оценены прогнозные ресурсы категории P_2 . Протяженностью рудной зоны – 1,2 км, мощность – 4,5 м, содержания золота – от 1,9 до 6,4 г/т. Прогнозные ресурсы золота подсчитывались прямым расчетом. Объемный коэффициент рудоносности, рассчитанный как отношение суммарной мощности интервалов с содержанием выше бортового, принятого по аналогии с ранее проведенными прогнозно-поисковыми работами [411] как 0,7 г/т, к общей мощности рудной зоны (тела) составляет 0,75, среднее содержание золота по зоне с содержаниями $C_{борт.}>0,7$ г/т составляет 3,93 г/т. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 по зоне подсчитывались по формуле [411]: $P=L \times m_{cp} \times H \times d \times C_{cp} \times K_p \times 10^{-6}$, где P – прогнозные ресурсы металла (т), C_{cp} – среднее содержание золота – 3,93 г/т, m_{cp} – средняя мощность – 4,5 м, L – длина – 1 200 м, H – расчетная глубина по падению – 100 м, d – объемный вес – 2,6 т/м³, K_p – объемный коэффициент рудоносности – 0,75. Расчет прогнозных ресурсов золота по категории P_2 приведен в таблице 4, по рудной зоне они составляют 5,5 т. Оценку прогнозных ресурсов по Мухинскому ПРП (площадь – 40,6 км²) по категории P_3 проводим по удельной продуктивности выше оцененной рудной зоны с коэффициентами рудоносности (0,1) и неравномерности распределения оруденения (0,1), составляющей 10,2 т/км². Учитывая, что зоны пиритизации в пределах рудного поля составляют около 10 % площади, прогнозные ресурсы по категории P_3 будут составлять $P=S \times q \times k=40,6 \times 10,2 \times 0,1=20,7$ т.

Для золотого оруденения в зоне Главного хребта основной рудной формацией является золоторудная кварцевая, реализованная в различных минеральных ассоциациях. В пределах **Теберда-Баксанского ПРП** зоны Главного хребта наиболее детально был изучен Верхне-Учкуланский участок (*Верхне-Учкуланское ПРП*). По его восточной части (за пределами листа) ранее были оценены прогнозные ресурсы золота по категории P_2 в количестве 19,5 т. В процессе ГДП-200 оценен его западный фланг в рамках выявленной рудно-минеральной зоны одноименного проявления. Протяженностью рудной зоны – 1,3 км, мощность – 800 м, содержания золота – от 0,001 до 5 г/т по золотоспектральному анализу и от 0,3 до 3,2 г/т – по пробирному. Прогнозные ресурсы золота подсчитывались прямым расчетом. Объемный коэффициент рудоносности, рассчитанный как отношение суммарной мощности интервалов с содержанием выше бортового, принятого по аналогии с ранее проведенными прогнозно-поисковыми работами [411] как 0,7 г/т, к общей мощности рудной зоны (тела) составляет 0,6, среднее содержание золота по зоне с содержаниями $C_{борт.}>0,7$ г/т составляет 1,19 г/т. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 по зоне подсчитывались по формуле [411]: $P=L \times m_{cp} \times H \times d \times C_{cp} \times K_p \times 10^{-6}$, где P – прогнозные ресурсы металла (т), C_{cp} – среднее содержание золота – 1,19 г/т, m_{cp} – мощность зоны – 800 м, L – длина – 1 300 м, H – глубина по падению в соответствии с врезом рельефа – 600 м, d – объемный вес 2,6 т/м³, K_p – объемный коэффициент рудоносности – 0,75, K_n – коэффициент неоднородности распределения золота – 0,1. Расчет прогнозных ресурсов золота по категории P_3 приведен в таблице 4, по рудному полю они составляют 115,8 т.

Прогнозные ресурсы золота по металлогеническим таксонам приведены в таблице 5.

Первоочередными объектами для проведения дальнейших поисковых работ являются Карабекское и Мухинское ПРП Марух-Зеленчукского ПРП зоны Передового хребта, которые частично уже вовлечены в поисковые работы, а в зоне Главного хребта – Верхне-Учкуланское ПРП. Объектом второй очереди является Ацгаринское ПРП Марух-Зеленчукского ПРП.

Урановое оруденение, развитое в пределах зоны Передового хребта, приурочено к пермской континентальной формации орогенных впадин, что роднит их с Карпатами, где в указанных обстановках выявлено до 30 объектов, в т. ч. промышленно урановорудных. Не исключено, что и в пределах пермо-триасовых межгорных впадин Передового хребта будут найдены новые рудные объекты. На Пскентском месторождении, где уран связан с твердыми битумами, пред-

полагаются определенные перспективы на нескрытое оруденение. Все это заставляет обратить внимание на зону Передового хребта и, исходя из принципа аналогии, по экспертной оценке специалистов ВСЕГЕИ (А. М. Афанасьев и др.), предусмотреть для территории листов К-37-VI,(XII) прогнозные ресурсы урана по категории P₃ в объеме 10 тыс. т.

Таблица 5

Прогнозные ресурсы золота по основным объектам

Наименование рудного объекта и его №	Год работы и № по списку литературы	Прогнозные ресурсы, т	Оценка перспективности/надежности
МЗ Передового хребта (5)			
Марух-Зеленчукский ПРП (5.2)	2004, [411]	P ₃ - 90	в/с
Ацгаринское ПРП (5.2.0.1)	2008	P ₃ - 105,3	с/с
Карабекское ПРП (5.2.0.2)	2008	P ₃ - 23,8	с/с
Рудная зона	2008	P ₂ - 14	в/с
Геберда-Кубанский РР (5.3)	2004, [411]	P ₂ - 150	с/с
Мухинское ПРП (5.3.0.2)	2008	P ₃ - 20,7	с/с
Рудная зона	2008	P ₂ - 5,5	в/с
МЗ Главного хребта (6)			
Геберда-Баксанский ПРП (6.2)			
Верхне-Учкуланское ПРП (6.2.0.2)	2008	P ₃ - 115,8	с/с
Черек-Кубанская МЗ (4)			
Маринский ПРУ (4.0.1)	2004, [411]	P ₃ - 16	в/с

Однако, несмотря на положительную перспективную оценку территории листов К-37-VI,(XII) на основные типы развитого здесь оруденения (вольфрам, золото и др.), следует учитывать, что большая часть территории работ имеет статус природоохранной и в экономическом плане относится к категории труднодоступных из-за слабо развитой дорожной сети. Это является основной отрицательной причиной при оценке рудных и нерудных объектов ранга месторождений. По этой же причине постановку поисковых работ на перечисленных потенциальных рудных полях нельзя считать актуальной.

Перспективы изученной территории на **неметаллические полезные ископаемые** могут быть связаны с месторождениями фарфорового камня, огнеупорных глин, строительных материалов и гипса. Имеющиеся проявления и месторождения исландского шпата, барита, алунита, фосфоритов, хризотил-асбеста, магнезита, поделочных камней, мраморов практического значения не имеют. Частично они могут обрабатываться для местных нужд или использоваться как коллекционный, отчасти поделочный материал.

Огнеупорные глины Красногорского-II месторождения и фарфоровый камень Кишкитского месторождения в течение многих десятилетий оставались невостребованными, однако в нынешних рыночных условиях, с применением новых технологий, могут послужить основой для создания предприятий по выпуску современной, пользующейся спросом продукции. Сырье Красногорского месторождения, отличающееся высоким калиевым модулем – основным лимитирующим показателем такого рода сырья, может послужить основой для изготовления шамотных огнеупорных изделий, а также использоваться для производства облицовочной плитки, керамогранита, санфаянса.

Месторождения строительных материалов, используемые преимущественно для республиканских нужд, имеют наиболее широкое применение. Среди них выделяются месторождения эффузивных (андезиты) и осадочных (песчаники) пород с запасами в сотни тысяч и миллионы кубических метров, которые используются как штучный камень, бутовый камень, щебневой наполнитель, материал для изготовления облицовочных плит и др. Однако экологические ограничения в разведке и эксплуатации ряда месторождений, снижает их перспективность, так прекращена добыча камня и законсервировано Домбайское месторождение гранитов. Месторождения глин, суглинков, песчано-гравийной смеси сосредоточены преимущественно в бассейнах рр. Кубань, Кардоник, Бол. Зеленчук, Уруп, перерабатываются в конечную продукцию (кирпич, керамзит, черепицу и т. п.) мелкими предприятиями, расположенными непосредственно вблизи месторождений, что позволяет исключить транспортные расходы и получать дешевую продукцию. Сырьевая база для поддержания такого производства практически неисчерпаема, однако перспективы их определяется местными нуждами и экономической рентабельностью разработки (зачастую с учетом сложностей горнотехнических условий).

Перспективы месторождений гипса, приуроченных к титонским отложениям, также определяются горнотехническими условиями разработки, местными нуждами в формовочных, вяжу-

щих и прочих материалах и ограничиваются экологическими требованиями к разведке и эксплуатации горнорудного сырья.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Исследованная территория, согласно гидрогеологическому районированию ВСЕГИНГЕО (2004 г.) входит в состав **Кавказской гидрогеологической провинции (IV-25)** в границах выделенных в ней **Центрально-Кавказской (IV-25А)** и **Большекавказской (IV-25Б) областей**. Площадь листа включает следующие гидрогеологические районы: *Северный Центрально-Кавказский (IV-25А-1)*, *Южный Центрально-Кавказский (IV-25А-2)* с Софийско-Лабинским, Архызо-Клычским и Тебердинско-Дигорским подрайонами и *Центральный Северо-Кавказский (V-2Б-1)* с Шедокско-Чегемским и Лабино-Зинцарским подрайонами (см. схему гидрогеологического районирования).

Подземные воды на изученной площади приурочены к четвертичным, нижнемеловым, юрским, палеозойским и верхнепротерозойским отложениям. Практически вся территория листов относится к области питания всех расположенных здесь горизонтов и комплексов. Характер обводненности отложений показывает, что водоносность коренных пород определяется наличием зон повышенной трещиноватости, приуроченных к субмеридиональным структурам. Здесь развиты грунтовые трещинные воды в зоне экзогенной трещиноватости (до 300 м), напорные и субнапорные трещинно-жильные воды в раскрытых трещинах. Значительно реже распространены пластово-поровые подземные воды в аллювиальных, делювиальных, коллювиальных, флювиогляциальных четвертичным отложениях. В гидрогеодинамическом отношении можно выделить две зоны: первую, тяготеющую к уровню коренного ложа речных долин и балок, и вторую, охватывающую толщ коренных пород, располагающиеся ниже современных и древних местных базисов эрозии. В первой зоне осуществляется активное движение вод с полным дренажом водоносных горизонтов в долинах рек и балок, вследствие чего породы характеризуются хорошей проницаемостью и содержат пресные и ультрапресные воды [305]. Во второй зоне активность водообмена зависит от условий разгрузки водоносных горизонтов, происходящей по тектоническим нарушениям. В условиях замедленного водообмена в кристаллических сланцах палеозоя, песчано-глинистых породах юры и трещинных зонах интрузивных пород, в области их погружения ниже переуглубленного вреза рек, подземные воды имеют повышенную минерализацию. Породы перечисленных стратиграфических подразделений характеризуются фациальной невыдержанностью, различной водопроницаемостью, а заключенные в них воды – пестротой минерализации и химического состава.

По совокупности основных гидрогеологических показателей (глубина залегания уровня грунтовых вод, общая мощность слабопроницаемых пород зоны аэрации, фильтрационные свойства пород) на площади листа степень защищенности подземных вод является весьма низкой. Почти повсеместно отмечается повышенное содержание в них бария ($0,24 \text{ мг/дм}^3$), железа ($1,0 \text{ мг/дм}^3$), марганца ($3,45 \text{ мг/дм}^3$) и хрома ($0,007 \text{ мг/дм}^3$).

Ниже приведена характеристика стратифицированных гидрогеологических подразделений исследованной территории.

Водоносный голоценовый горизонт аллювиальных отложений русел, пойм и низких стадильных террас (aQ_n) развит полосами шириной от 600 до 2 000 м вдоль русел рек Уруп, Большой и Малый Зеленчук, Кыфар, Аксаут, Теберда, верховья Кубани и их притоков. Водовмещающие породы представлены валунно-галечниковыми и гравийно-галечниковыми образованиями с песчаным заполнителем. Мощность этих отложений колеблется от 0,5 до 20 м. Воды горизонта поровые безнапорные с глубиной залегания от 0,2 до 7,0 м. Они дренируются родниками, а также каптируются колодцами и скважинами. Дебиты родников – от 0,04 до 5,0 $\text{дм}^3/\text{с}$, колодцев – от 0,8 до 2,5 $\text{дм}^3/\text{с}$, скважин – от 0,1 до 5,0 $\text{дм}^3/\text{с}$ при понижениях уровня на 2,4–3,8 м. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и натриево-кальциевые с минерализацией от 0,2 до 1,0 г/дм^3 , в нижнем течении р. Теберда минерализация вод горизонта возрастает до 2,5 г/дм^3 . Область питания горизонта совпадает с площадью его распространения. Питание осуществля-

ется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Воды горизонта широко используются местным населением для хозяйственно-питьевых нужд, полива, а также водопоя скота. Переуглубленные долины рек Уруп, Зеленчук, Теберда и др. являются естественными дренами для всех пересекаемых ими водоносных горизонтов и комплексов. Однако рекомендовать их для централизованного водоснабжения нельзя из-за незначительной водообильности, достаточно обширной области накопления и распространения ультрапресных гидрокарбонат-агрессивных ледниковых вод, недостаточной защищенности от загрязнения.

Водоносный голоценовый горизонт пролювиальных отложений временных водотоков (pQ_{II}) распространен в верховьях рек Даут, Архыз, Аманауз и большинства глубоко врезанных балок. Горизонт представлен валунами, галькой, щебнем, гравием и песком мощностью до 50 м. Практически на всем протяжении данные отложения являются водопроницаемыми и, благодаря достаточно большим углам наклона, не образуют постоянных водных объемов. В основном, они служат областью питания для аллювиальных четвертичных и нижележащих отложений. Исключение составляет время весенне-летнего снеготаяния, когда из данных отложений возникают родники с небольшими (до $0,1 \text{ дм}^3/\text{с}$) дебитами и гидрокарбонатными и гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми и магниевыми-кальциевыми водами с невысокой (до $0,6 \text{ г/дм}^3$) минерализацией. В связи с временным характером обводнения данный горизонт не эксплуатируется. На контакте голоценовых отложений с корой выветривания коренных пород вскрываются слабоуглекислые воды.

Водопроницаемый (водоносный) голоценовый горизонт коллювиальных отложений крутосклонных массивов и хребтов (cQ_{II}) представлен щебнисто-глыбовыми образованиями на склонах и у подножья Главного и Передового хребтов. Данные отложения имеют мощность до 50 м, повсеместно водопроницаемы, не образуют единого водоносного массива и имеют лишь временную локальную незначительную обводненность. Образуют многочисленные родники у подножия в период весенне-летнего снеготаяния с весьма небольшими дебитами и зонами высачивания. В объеме настоящих работ опробование вод данного горизонта не проводилось. Горизонт не эксплуатируется.

Водоносный верхнеоплейстоцен-голоценовый горизонт моренных отложений (gQ_{III-II}) представлен моренными отложениями (глыбы, щебень, галька, дресва, песок) мощностью свыше 120 м. Практически по всей мощности горизонта отложения дренированы. В исключительных случаях глубина залегания вод данных отложений колеблется от $0,3$ до 20 м, чаще – 3 – 5 м. Дебиты родников – от $0,1$ до 10 – $15 \text{ дм}^3/\text{с}$ и более, в зависимости от времени года. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, магниевыми-кальциевыми с минерализацией от $0,06$ до $0,5 \text{ г/дм}^3$. Воды комплекса используются для хозяйственно-питьевых нужд многочисленных населенных пунктов и отдельных кошар и пастбищ.

Водоносный верхнеоплейстоцен-голоценовый горизонт аллювиальных отложений речных террас (aQ_{III-II}) приурочен к высоким террасам крупных рек (Зеленчук, Аксаут, Теберда и др.) и представлен валунно-галечными, гравийно-песчаными отложениями, песками и супесями мощностью до 20 м. Воды горизонта безнапорные. Основная часть водного объема накапливается по уплотненным супесчаным, редко – суглинистым, прослоям. Глубина залегания горизонта от $0,5$ до $5,2$ м. По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже – гидрокарбонатно-сульфатные кальциевого и магниевыми-кальциевого состава с минерализацией от $0,1$ до $0,8 \text{ г/дм}^3$. Область его питания совпадает с областью распространения. Горизонт эксплуатируется колодцами и скважинами неглубокого заложения на территории различных населенных пунктов.

Водоносный среднеоплейстоцен-голоценовый горизонт флювиогляциально-аллювиальных отложений (f,aQ_{II-II}) широко распространен на южной части территории листа и приурочен к переуглубленным участкам троговых долин, выпаханных ледниками последнего оледенения, а так же прослеживается в верхнем течении рек Кубань, Архыз, Аксаут, Теберда, Кяфар и др. Водовмещающими породами являются валунно-галечные отложения изверженных и метаморфических пород с песчано-глинистым заполнителем, песками, чередующихся с прослоями ленточных глин, алевролитов, мощность которых колеблется от 30 до 180 м. Водупором являются кристаллические сланцы и гнейсы палеозоя–протерозоя. Водоносный горизонт, в основном, безнапорный. Глубина залегания уровня вод – от $0,3$ до 20 м. Дебиты родников составляют от $0,1$ до 5 – $6 \text{ дм}^3/\text{с}$. Дебиты скважин колеблются от $6,5$ до $30,7 \text{ дм}^3/\text{с}$ при понижениях от $1,0$ до $4,1$ м. Воды описываемого горизонта пресные, по химическому составу – гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциевые с минерализацией от $0,04$ до $0,91 \text{ г/дм}^3$. В основном воды комплекса ультрапресные с недонасыщенностью карбонатами, поэтому, использование вод данного горизонта должно быть ограничено. Южнее воды комплекса широко используются для хозяйственно-питьевых нужд населенных пунктов.

Водоносный шагиртско-кубинский терригенный горизонт (K₁šg+kbn) сложен сравнительно однообразной литологической толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов, бронирующей куэстообразные отложения Скалистого хребта в северной части площади. К зонам экзогенной трещиноватости приурочены родники пресных вод с минерализацией 0,5–2,7 г/дм³ в основном гидрокарбонатного кальциевого состава. Наибольшее распространение имеют родники с дебитами 0,05–0,5 дм³/с. Температура воды источников колеблется от 5 до 10 °С, реже – 12–15 °С. Напорные воды, вскрываются скважинами севернее рассматриваемой площади, где они залегают на различных глубинах от 40 до 200 м. Пьезометрический уровень их устанавливается в зависимости от рельефа местности, ниже и выше устья скважин от –10 до +45 м и более. В области питания водоносность комплекса низкая, дебиты скважин – от 0,1 до 0,5 дм³/с, в области транзита, по мере продвижения на север, за пределами описываемой территории, дебиты скважин возрастают до 35 дм³/с.

Относительно водоносный жанхотекско-кичмалкинский карбонатно-терригенный комплекс (K₁žn+kč) является относительным местным водоупором и представлен готерив-барремской толщей аргиллитов, глинистых алевролитов с редкими прослоями песчаников и известняков. Выходит на поверхность на севере листов, мощностью до 173 м. На погружении, севернее рассматриваемой площади, водообильность комплекса весьма низкая. Практического значения не имеет.

Водоносный кобанско-баксанский терригенно-карбонатный горизонт (K₁kb+bk) представлен глинами, известняками, доломитами и мергелями с маломощными прослоями брекчированных известняков, песчаников, конгломератов. Общая мощность горизонта – до 45 м. Подземные воды горизонта целенаправленно не изучались. В основном, опробование велось совместно с нижележащим мезмайским горизонтом. Отдельными скважинами в этих отложениях были вскрыты углекислые гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с дебитом около 1,5 дм³/с. Минерализация составляет 6,7 г/дм³, содержание свободной углекислоты – 2 дм³/с.

Водоносный каменноостско-мезмайский терригенно-карбонатный комплекс (J₂₋₃kmm+mm) распространен в северной части листа К-37-VI в Шедокско-Чегемском подрайоне. Комплекс представлен известняками, песчаниками, ангидритами, гипсами, гравелитами, прослоями мергелей и алевролитов общей мощностью от 45 до 242 м, мощность водосодержащих пород увеличивается на северо-восток. Карбонатные и галогенные породы в области питания горизонта характеризуются значительной водообильностью, обусловленной высокой степенью их трещиноватости и закарстованности. Дебиты родников в зоне активного водообмена достигают 5–10 дм³/с, но чаще – 0,5–3 дм³/с. Химический состав родниковых вод гидрокарбонатный и сульфатный кальциевый с минерализацией от 0,5 до 1 г/дм³. Дебиты скважин колеблются от 0,45 до 4,54 дм³/с. Увеличение напоров воды в скважинах происходит по мере погружения горизонта на север. По химическому составу воды горизонта пестрые – гидрокарбонатные кальциевые, сульфатные кальциево-натриевые с минерализацией от 1 до 3 г/дм³. При погружении горизонта на север состав воды меняется на хлоридный натриевый с минерализацией от 10,6 до 56,47 г/дм³, при этом в них содержатся йод (14,5 мг/дм³), бром (57,3 мг/дм³) и бор (17,7 мг/дм³). Питание горизонта происходит в полосе выходов его отложений на дневную поверхность за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Пресные и слабосоленоватые воды горизонта используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов и сельхозпредприятий.

Относительно водоносный джангурский терригенный горизонт (J₂dg) приурочен к отложениям джангурской свиты. Расположен в Лабино-Малкинской зоне и представлен толщей аргиллитов, песчаников, алевролитов и конгломератов. Водовмещающими породами являются, в основном, песчаники. Наиболее обводненная часть приурочена к зоне активного водообмена. Дебиты родников здесь достигают 1,0–2,5 дм³/с. По химическому составу воды родников гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,4 г/дм³. На погружении минерализация возрастает до 5,0–25,0 г/дм³. Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод.

Относительно водоносный хумаринско-джиригатский вулканогенно-терригенный комплекс (J₁₋₂hm+dž) распространен в восточной части Лабино-Зинцарского подрайона Центрального Северо-Кавказского гидрогеологического района. Горизонт приурочен к отложениям хумаринской и джиригатской свит и представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами, туффитами, туфоконгломератами, мергелями с прослоями сидеритовых конкреций, углей, углито-глинистых сланцев. Водоносными породами являются песчаники и алевролиты суммарной мощностью до 42 м. В зоне активного водообмена встречены пресные грунтовые воды, разгружающиеся в эрозионных врезках в виде родников с дебитами 0,5–1,8 дм³/с. Родниковые воды по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5 г/дм³. На

погружении воды горизонта встречены скважинами на глубинах до 450 м. Дебиты скважин – от 0,21 до 3,48 дм³/с при понижениях уровня на 25 и 94 м. По химическому составу напорные воды горизонта хлоридные натриевые с минерализацией от 47,2 до 61 г/дм³ и температурой 35,0–41,5 °С (на устье скважин). Область питания горизонта находится в полосе выходов отложений на дневную поверхность. Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Пресные грунтовые воды горизонта не используются в связи с отсутствием в районе выходов родников, а напорные воды не пригодны для использования ввиду их высокой минерализации.

Водоносный бугунжинско-псебайский терригенный комплекс (J₁₋₂bg+pb) распространен в Лабино-Малкинской СФЗ. Отложения горизонта представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, аргиллитами общей мощностью 1 730 м. Обводнены в основном песчаники и алевролиты. Дебиты родников, выходящих из этих пород в долинах рек, составляют от сотых долей до 4 дм³/с. Химический состав родниковых вод гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриевый при минерализации 0,1–1,55 г/дм³. В области активной циркуляции воды комплексов пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5 г/дм³. Воды источников приуроченные к тектоническим нарушениям относятся к напорным водам глубокой циркуляции с повышенной минерализацией до 10 г/дм³ и содержанием свободной углекислоты 1–2 г/дм³ и более. По химическому составу воды пестрые. Слабоминерализованные воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым, кальциево-магниевым, с повышенной минерализацией – к гидрокарбонатным натриевым, гидрокарбонатно-хлоридным натриевым. Температура воды большинства источников колеблется от 4 до 12 °С. В зоне затрудненной циркуляции воды горизонта вскрыты на глубине 98 м. Дебиты скважин – от 0,8 до 1,2 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 3,0 г/дм³ [322]. Воды горизонта используются для хозяйственно-питьевых нужд населенных пунктов.

Относительно водоупорный песчано-алевролитово-тубинский терригенный комплекс (J₁₋₂pa+tb) развит в Архыз-Гузерикульской СФЗ и приурочен к отложениям песчано-алевролитовой толщи, чубинской и тубинской свит. Литологический состав горизонта представлен аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, мощностью более 2 000 м. Обводнены в основном песчаники и алевролиты в зонах тектонических нарушений. Дебиты родников в зоне активного водообмена изменяются от 0,02 до 5,5 дм³/с. По химическому составу родниковые воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые с минерализацией 0,2–0,8 г/дм³. Пресные воды комплекса используются для хозяйственно-питьевых нужд населенных пунктов.

Водоносная зона трещиноватости нижне-среднеюрских магматических комплексов (J₁₋₂) приурочена к серии интрузий от истоков р. Бол. Лаба до р. Кизгыч и в междуречье Теберда–Кубань. Горные породы представлены габбро, диоритами, гранодиоритами, долеритами, андезитами, дацитами. В зоне экзогенной трещиноватости развиты грунтовые воды. Водообильность этих отложений незначительная, дебиты родников – до 0,3 дм³/м. Встречаются как пресные (минерализация – 0,1–0,5 г/дм³), преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава, так и минеральные источники (минерализация – 1,7–2,5 г/дм³) сульфатно-хлоридного натриевого, магниево-натриевого состава. В междуречье Теберда–Кубань трещинно-жильные воды зоны распространены спорадически на участках развития маринского комплекса. Дебиты родников изменяются от 0,02 до 0,3 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и натриевые с минерализацией от 0,3 до 1,1 г/дм³. Родники используются для хозяйственно-питьевых нужд населенных пунктов.

Водоносный власенчихинско-ахызыртинский терригенный комплекс (J₁₋₂vl+ah) развит в Южной подзоне Лабино-Малкинской зоны, представлен песчаниками, алевролитами, конгломератами, аргиллитами общей мощностью 1 240 м. Обводнены в основном песчаники и алевролиты. Дебиты родников, выходящих из этих пород в долинах рек, составляют от 0,03 до 3,2 дм³/с. Химический состав родниковых вод гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриевый при минерализации 0,1–0,5 г/дм³. В зоне затрудненной циркуляции воды горизонта вскрыты на глубине 98 м. Дебиты скважин от 0,8 до 1,2 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,73 г/дм³ [352]. Воды горизонта используются для хозяйственно-питьевых нужд населенных пунктов.

Относительно водоносный вулканогенно-терригенно-алевролит-аргиллитовый вулканогенно-терригенный комплекс (J₁vt+aa) развит локально в пределах Домбайской депрессии и представлен аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туфами, туфопесчаниками и лавами различного состава. Водообильность комплекса незначительна и связана, в основном, с областью экзогенной трещиноватости. Дебиты родников здесь не превышают 0,12–0,5 дм³/с. Минерализа-

ция невысока (до $0,7 \text{ г/дм}^3$), воды гидрокарбонатные с различным катионным составом. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и, частично, таяния ледников и снежников. Подземные воды глубокой циркуляции не изучены. К комплексу приурочены как пресные, так и минеральные (углекислые) источники. Расходы первых, как правило, значительно превышают расходы вторых. Так, источники, расположенные в долинах рек Теберда, Аксаут и приуроченные к тектоническим нарушениям, имеют дебиты $10\text{--}16,5 \text{ дм}^3/\text{с}$. Воды комплекса практически не используются.

Водоносный архызский терригенный горизонт (T_{ar}) распространен в грабен-синклинии Передового хребта в Архызской и Аксаутской впадинах и приурочен к конгломератам, гравелитам, песчаникам, алевролитам и аргиллитам архызской свиты. В зоне экзогенной трещиноватости отмечаются выходы родников с дебитами от сотых долей до $3 \text{ дм}^3/\text{с}$. Родниковые воды в основном гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией от $0,04$ до $0,1 \text{ г/дм}^3$ [322]. Воды комплекса в зоне затрудненной циркуляции не изучены. Из-за отсутствия в горной части населенных пунктов родниковые воды здесь практически не используются.

Водоносный карбон-пермский вулканогенно-терригенный комплекс (С+Р) распространен в грабен-синклинии Передового хребта в Архызской, Аксаутской, Эпчикской и Кольтюбинской впадинах. Воды комплекса приурочены к отложениям песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов, туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов, андезитов и др. общей мощностью более $2\ 500 \text{ м}$. В зоне экзогенной трещиноватости отмечаются выходы родников с дебитами от $0,4$ до $4 \text{ дм}^3/\text{с}$. Родниковые воды в основном гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией от $0,04$ до $0,1 \text{ г/дм}^3$ [378]. В зоне затрудненной циркуляции воды комплекса не изучены. Родники используются для хозяйственно-питьевых нужд. На юго-востоке территории дебиты родников изменяются в широких пределах от $0,01$ до $5\text{--}7 \text{ дм}^3/\text{с}$. Более значительные расходы родников связаны с тектоническими трещинами [307, 334, 410]. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. Минерализация от $0,03$ до $0,2 \text{ г/дм}^3$. Питание вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод ледников. Вследствие отсутствия в горной части населенных пунктов родниковые воды здесь практически не используются.

Относительно водоупорный карбонатно-терригенный андрюкский комплекс (D_{2-3an}) распространен локально на западе листа в долине р. Пскент. Представлен филлитовыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников и известняков. По характеру циркуляции воды трещинные, пластово-трещинные, приуроченные к зонам экзогенной и тектонической трещиноватости. Отмечаются блоково-пластовые и трещинно-пластовые, приуроченные к прослоям песчаников и известняков. В основном, изучены воды родников, преимущественно нисходящих. Дебиты их не превышают $0,01\text{--}0,1 \text{ дм}^3/\text{с}$. По химическому составу они гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные с пестрым катионным составом и минерализацией не превышающей $1,2 \text{ г/дм}^3$. К данному комплексу приурочено небольшое количество восходящих родников, связанных с тектоническими трещинами субширотной ориентации. Воды этих родников отличаются большими (до $2,0 \text{ дм}^3/\text{с}$) дебитами, сульфатным и хлоридно-сульфатным магниевым и магниевым-натриевым составом. Минерализация также повышена (до $3,5\text{--}5,0 \text{ г/дм}^3$). Дебиты вод немногочисленных поисково-разведочных скважин при самоизливе составляют $0,05\text{--}1,1 \text{ дм}^3/\text{с}$. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией $0,1\text{--}0,3 \text{ г/дм}^3$. Воды горизонта используются для хозяйственно-питьевых нужд.

Относительно водоносный полянско-тоханский карбонатно-терригенный комплекс (D₂-C₁pl+th) распространен фрагментарно на небольших участках рек Маруха и Кубань. Водоносные породы представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, линзами доломитов и известняков общей мощностью около $700\text{--}800 \text{ м}$. Воды горизонта изучены лишь в зоне экзогенной трещиноватости по выходам родников. Дебиты родников колеблются от $0,2$ до $5 \text{ дм}^3/\text{с}$, обычно $\text{--} 0,5\text{--}1,2 \text{ дм}^3/\text{с}$ [378]. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией до $0,3 \text{ г/дм}^3$ и сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевый с минерализацией до $0,07 \text{ г/дм}^3$. Воды комплекса практически не используются из-за отдаленности родников от населенных пунктов.

Относительно водоносный комплекс силурийско-нижнекарбонатовых вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений (S-C₁) представлен алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, гравелитами, известняками, сланцами, лавами, туфами, туффитами и туфопесчаниками, слагающими Кизилкольскую структурно-формационную зону. Наиболее обводнены карбонатные породы, где дебиты родников составляют от 1 до $10 \text{ дм}^3/\text{с}$. К вулканогенным образованиям приурочены воды неглубокой циркуляции. Дебиты родников $\text{--} 0,01$ до $1 \text{ дм}^3/\text{с}$. По химическому составу воды родников гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией $0,1\text{--}0,5 \text{ г/дм}^3$. В зоне погружения горизонта воды вскрыты одиночными скважинами с глубины

18,5–35,6 м. Дебиты скважин – до 0,4 дм³/с при понижении уровня 2–3 м. Воды скважин гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,7–0,9 г/дм³. Воды горизонта используются для хозяйственно-питьевых нужд.

Относительно водоупорный карабекско-касаевский терригенно-вулканогенный комплекс (O₂-D₂kr+ks) распространен в зоне Передового хребта и представлен туфами, лавами, базальтами, сланцами, филлитами и метаалевролитами. Эти породы водонепроницаемы в своей массе, но имеют локальную водоносность, связанную с трещиноватостью в зонах выветривания и тектонических разломов. По характеру циркуляции воды трещинные, пластово-трещинные и приурочены к корам выветривания указанных пород, мощность которой по площади не превышает 20–30 м. Дебиты родников изменяются в широких пределах от 0,01 до 5–7 дм³/с. Более значительные расходы у родников, связанных с тектоническими трещинами. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. Минерализация вод от 0,03 до 0,2 г/дм³. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и таяния ледников. Вследствие отсутствия в горной части населенных пунктов родниковые воды здесь практически не используются.

Водоносные зоны трещиноватости палеозойских магматических комплексов (PZ) приурочены к районам экзогенной трещиноватости и тектонического дробления магматических пород, развитых в поднятиях Передового и Главного хребтов. Водоносность приурочена к области выхода пород на дневную поверхность, где воды в интрузивных породах циркулируют по системам трещин различного генезиса. К этому комплексу относятся источники в долинах рек Аксаут, Уруп, Бол. Зеленчук, в верховьях рек Кубани и Кяфара. В областях погружения, где фундамент перекрыт осадочным чехлом, комплекс практически безводен. Магматические породы представлены здесь гранитами, диоритами, габбро, габбродиоритами. Подземные воды приурочены к корам выветривания указанных пород, мощность которых не превышает 20–30 м. Воды зоны дренируются многочисленными родниками в балках и долинах рек. Дебиты родников изменяются в широких пределах от 0,01 до 5–7 дм³/с. Более значительные расходы родников связаны с тектоническими трещинами [378]. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. Минерализация вод – от 0,03 до 0,2 г/дм³. Воды глубокой циркуляции здесь не изучены. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод ледников. Из-за отсутствия в горной части населенных пунктов родниковые воды здесь практически не используются.

Водоносная зона трещиноватости верхнепротерозойских метаморфических комплексов (PR₂) приурочена к коре выветривания кристаллических сланцев, гнейсов, а также к тектоническим трещинам и зонам, имеющим региональный характер распространения. Дебиты родников весьма незначительны, в подавляющем большинстве они измеряются сотыми и десятими долями дм³/с. Дизъюнктивные нарушения, представленные часто мощными (иногда несколько десятков метров) зонами дробления пород, обладают высокой водообильностью. К ним приурочены как пресные, так и минеральные (углекислые) источники. Расходы первых, как правило, значительно превышают расходы вторых. По химическому составу пресные воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, минерализация не превышает 0,1–0,2 г/дм³.

Трещинно-жильные воды тектонических нарушений имеют несколько повышенное содержание натрия и иногда хлора. Выходы минеральных углекислых вод имеют локальное распространение и контролируются дизъюнктивной тектоникой. Все они приурочены к разрывным нарушениям глубокого заложения, преимущественно, субширотного и субмеридионального простирания. В их формировании важное значение имеют магматические очаги, поскольку с ними генетически связана углекислота. Разгрузка углекислых минеральных вод происходит по трещинам в местах наиболее пониженного рельефа, часто в аллювиальные отложения. По химическому составу воды, в основном, гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией от 0,5 до 4,5 г/дм³, с содержанием свободной углекислоты от 0,6 до 2,2 г/дм³ [352]. По правому борту в верховьях р. Теберда выходят минеральные восходящие источники.

На изученной территории имеется большое количество ценных минеральных источников [314]. В связи с невысокой степенью защищенности их области питания, требуется проведение постоянного мониторинга подземных вод и усиление мероприятий по охране и контролю за режимом.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В пределах рассматриваемой территории экологическая ситуация складывается в результате сложного взаимодействия антропогенных и природных факторов с явным приоритетом последних. Это обстоятельство обуславливает преимущественно природный облик большинства компонентов развитых здесь ландшафтов. Признаки антропогенного воздействия, без полного преобразования природных ландшафтов, проявляются лишь в пределах наиболее крупных населенных пунктов (Карачаевск, Архыз, Зеленчукская, Преградная), за исключением как немасштабных, так и выражаемых в масштабе схемы участков многолетних и интенсивных геологоразведочных, а также эксплуатационных работ (р. Власенчиха, участок Урупского ГОКа). Модуль техногенной нагрузки на этих территориях составляет более 1 000 т на 1 км² в год.

Ландшафт 1 прослеживается в общекавказском направлении на значительном протяжении в южной части листа и занимает около 30 % рассматриваемой площади. Геолого-геоморфологической основой ландшафта являются высокие сильно расчлененные эрозионно-тектонические горы Главного хребта с мощным современным оледенением, выработанных в протерозойских метаморфических и палеозойских интрузивных породах, содержащих рудопроявления свинца, цинка, меди, мышьяка, вольфрама, молибдена, радиоактивных элементов и др. Концентрация тяжелых металлов (ТМ) в почвах, имеющая преимущественно природное происхождение, доходит до 8, 16 и 32 ПДК. Во многих водотоках ландшафта донные отложения также аномально (8, 16, 32 фоновых значений) загрязнены ТМ. Еще одним типичным загрязнителем почв и коренных пород ландшафта являются радиоактивные элементы. Как показано на схеме эколого-геологических условий (СЭГУ), их природные концентрации колеблются от 8–16 до 16–32 ПДК. Эрозионный тип ландшафта (по условиям миграции загрязнителей), стимулирующий сравнительно быстрое их удаление, низкая способность пород к сорбции поллютантов, относительно невысокие значения атмосферных осадков, мощное развитие ледников, присутствие которых понижает температуры всех компонентов ГС и, следовательно, сдерживает скорости химических реакций, – все это позволяет оценивать геохимическую устойчивость рассматриваемого ландшафта, как среднюю (см. табл. 3, прил. 8). Прочие геохимические параметры ландшафта, указанные в таблице, не противоречат такой оценке. Еще одним доказательством ее логичности, является широкое распространение древних метаморфических пород, состоящих преимущественно из физически и химически устойчивых минералов. Геодинамическая устойчивость ландшафта 1 не более чем средняя, до низкой. Обоснованность такого определения вытекает из высокой пораженности площади ландшафта постоянно сходящими здесь селями, лавинами, осыпями. Интенсивность указанных процессов объясняется крутизной склонов, морозным выветриванием, слабым развитием почв и растительности, высокой тектонической активностью.

Ландшафт 2 высоких и средних сильно расчлененных эрозионно-тектонических гор Передового хребта и эрозионных гор в пределах Североюрской депрессии, выработанных преимущественно на палеозойских вулканогенно-осадочных, интрузивных породах и протерозойских метаморфических образованиях с месторождениями цветных металлов, не повсеместно перекрытых различными по мощности элювиальными, делювиальными, коллювиальными отложениями. Данный ландшафт является эрозионно-денудационным по типу миграции загрязняющих веществ. Сорбционная способность пород колеблется от низкой до средней, что при довольно высоком коэффициенте увлажнения ($K_u > 1$), низком потенциале загрязнения атмосферы и среднем содержании гумуса в почвах позволяет оценить геохимическую устойчивость ландшафта от низкой до средней. Геодинамическую ситуацию характеризует средняя вероятность проявлений катастрофических ЭГП. Возможны сели, лавины, оползни из-за высокой (30–40°) крутизны склонов и низкой закрепленности большей части поверхности растительностью. Как и на ландшафте 1 имеет место широкое распространение солифлюкционных процессов. Учитывая также прочие критерии указанные в таблице 1 (прил. 8), геодинамическую устойчивость

данного ландшафта можно оценить в целом как среднюю, а на отдельных участках и до низкой. Как указывалось выше, на территории ландшафта имеют место месторождения меди, полиметаллов и редких металлов, что обуславливает природное загрязнение почв тяжелыми элементами в концентрациях, превышающих на отдельных участках 32 ПДК. Еще одним типичным элементом-загрязнителем, характерным для изверженных и вулканогенно-осадочных пород, является уран, аномальные значения которого, превышают 64 ПДК.

Ландшафт 3 занимает около 25 % рассматриваемой площади. Геолого-геоморфологической его основой явились средние и низкие (до 1 700 м), в различной степени расчлененные горы, сложенные ниже-среднеюрскими песчано-глинистыми осадками. Характерными особенностями ландшафта 3 является практически полное отсутствие природных загрязнителей за исключением области, прилегающей к району Урупского ГОКа, где наблюдается интенсивное загрязнение практически всех компонентов геологической среды. В пределах ландшафта 3 условия миграции возможных поллютантов меняются от эрозионно-денудационных к денудационным. Способность горных пород к сорбированию загрязнителей и объем биомассы (природные лиственные и хвойные леса и локальные участки лугов, а также сельхозугодий) являются средними, происходит дальнейшее снижение годового уровня атмосферных осадков. Здесь достаточно широко развиты оползни, овраги, речная эрозия. Геохимическая и геодинамическая устойчивость ландшафта 3 является средней.

Для ландшафтов 1–3 характерен инфильтрационный коэффициент увлажнения, больше 1.

Ландшафт 4 является среднегорным и, также как и предыдущие, имеет общекавказское площадное распространение. Геологическим субстратом ландшафта являются преимущественно песчано-глинистые осадки средней юры. Абсолютные отметки изменяются от 999 до 1 396 м. Геолого-геоморфологические особенности ландшафта определяют его важнейшие геохимические и геодинамические параметры. Тип ландшафта по условиям миграции загрязнителей является эрозионно-денудационным, что определяет тенденцию к удалению поллютантов любого происхождения, однако средняя (для песчаников) и высокая (для глинистых пород) сорбционная способность коренных пород и перекрывающих их четвертичных отложений снижает способность ГС к самоочищению. Коэффициент увлажнения здесь переходит от инфильтрационного к инфильтрационно-испарительному, несколько повышается вероятность штилей и возрастает содержание гумуса в почвах. Указанные особенности ландшафта 6 в комплексе дают основание для обозначения его геохимической устойчивости, как низкой. Категорией «низкая» обозначена и геодинамическая устойчивость ландшафта 4, что вытекает из: наличия достаточно типичных для него оползней и оврагов, предрасположенность к которым определяется песчано-глинистым субстратом и значительной крутизной склонов; не более чем средней закрепленности поверхности растительностью; регулярности осадков. В границах ландшафта 4 в коренных породах и почвах выявлены аномалии ТМ, радиоактивных и прочих поллютантов (Pb, Sr, As, U) с концентрациями от первых 16 ПДК и более. На территории ландшафта было опробовано также несколько родников и колодцев и установлено достаточно высокое (до 32 ПДК) содержание тяжелых металлов – бария, стронция, бериллия и свинца, а в меньших количествах – марганца, хрома и никеля.

Ландшафт 5 распространен в северной части листа К-37-VI. Данный ландшафт представлен средневысотными (абс. высоты до 1 600 м) горами Скалистого хребта, сложенными преимущественно карбонатными осадками верхней юры–нижнего мела. Ландшафт занимает около 7 % всей площади. Эрозионно-денудационный тип по условиям миграции возможных загрязнителей, низкая и средняя способность горных пород сорбировать поллютанты любого происхождения, понижение годового уровня атмосферных осадков до 600–800 мм, повсеместное (за исключением обрывов куэсты Скалистого хребта) развитие среднегумусных почв, в целом определяет среднюю геохимическую устойчивость рассматриваемого ландшафта. К средней отнесена и геодинамическая устойчивость ландшафта 5. Он сложен скальными, но карстующимися породами (известняками). Процессы карстообразования на данной территории имеют среднюю интенсивность. Крутизна склонов здесь колеблется от 20–30 до 90°, закрепленность поверхности растительностью также средняя. В пределах листа в Скалистом хребте не установлены рудопроявления каких-либо химических элементов, кроме медно-колчеданного месторождения в районе с. Важное. Основными геоэкологически негативными факторами на данной территории являются процессы карстообразования и образование осыпей, наиболее интенсивно проявленное в районе с. Важное.

Ландшафт 6 является интразональным. Он сформировался в многочисленных речных долинах и сложен преимущественно рыхлым аллювием различного петрографического и гранулометрического (от валунов до гравийно-песчаных отложений) состава. Редколесье и кустарники здесь встречаются лишь на более-менее равнинных участках на низкогумусных аллюви-

альных почвах. Данный ландшафт, пересекая различные геолого-геоморфологические зоны, в свою очередь испытывает на себе их влияние, поэтому разные отрезки речных долин иногда существенно различаются. В связи с этим, в приложении 8 приведены «усредненные» геохимические и геодинамические сведения. К экогеохимически важнейшим из них относится постоянное стремление переместить загрязнители любого происхождения вниз по течению от места их поступления и отложить на отрезке, благоприятном для аккумуляции. Отсюда вытекает устойчивая самоочищающая способность ландшафта 6 в горной зоне, резко снижающаяся при выходе на равнины. Если рассматривать речные долины в геодинамическом аспекте, то следует иметь в виду, что днища, особенно после начала их интенсивного хозяйственного освоения, являются полосой интенсивного проявления таких ЭПП (природных и антропогенно спровоцированных), как эрозия, оползни, обвалы, сели. В связи с тем, что современные тальвеги являются зоной естественной концентрации жидкого и твердого стока любого происхождения, для характеристики экологического состояния ландшафта 6 приводятся сведения о результатах опробования и поверхностных вод и донных осадков. По результатам опробования донных отложений выявлены участки, имеющие загрязнение до 32 ПДК. Основными загрязнителями являются: по р. Уруп (в порядке убывания) – цинк, ванадий, никель и марганец, по рр. Кяфар–Бижгон – хром, по р. Аксаут – никель, марганец, хром, свинец, по р. Теберда – цинк, марганец, хром, ванадий. Оценка территории по гидрохимическому загрязнению не проводилась. Геодинамическая устойчивость данного ландшафта крайне низкая, поскольку практически на всем протяжении помимо речной эрозии, оползней и обвалов развиты лавинные и селевые участки, имеющие наивысшую на территории Северного Кавказа, степень вероятности ЭПП и интенсивность, вплоть до катастрофической.

Ландшафт 7 выделяется в левом борту р. Уруп, в районе деятельности Урупского ГОКа (пос. Медногорский). Он характеризуется высоким загрязнением и уничтожением природных почв, созданием техногенных почв, терриконов, отстойников, деформацией природных ландшафтов. Загрязнение почв Cu, Mo, W, As, Sn, U превышает 128 ПДК. Интенсивные горные разработки способствуют развитию опасных ЭПП (сели, оползни, затопления), приводящих к катастрофическим последствиям. Помимо загрязненных почв, в области, прилегающей к данной территории, отмечено загрязнение подземных вод. Основными загрязнителями подземных вод являются (в порядке убывания) – барий, бериллий, марганец, кобальт, титан, хром, бор. Как уже говорилось выше, характеристика поверхностных вод отсутствует, поэтому невозможно оценить влияние комбината на загрязнение речных вод.

Важнейшим природным параметром, влияющим на устойчивость всех, без исключения, ландшафтов, является сейсмичность территории. В соответствии с сейсмическим районированием территории Российской Федерации, разработанной Институтом физики Земли (1999 г.), на территории листа возможны катастрофические землетрясения силой от 8 до 9 баллов по шкале ОСР-97. В случае их проявления следует ожидать активизацию уже существующих и возникновение новых оползневых и обвальных процессов. Сейсмичность нарастает от низкогогорья к горной области, а также в тектонически ослабленных зонах (участки разломов и т. п.).

В таблице 3 приложения 8 указаны основные типы хозяйственного освоения, характерные для рассматриваемой территории и негативные последствия этого освоения. Из-за особенностей развития ландшафтов антропогенная нагрузка на площади распределена крайне неравномерно. Основная нагрузка приходится на долины рек, где сосредоточены селитебные зоны и участки где проводились горноразведочные и горнодобычные работы как открытого, так и закрытого типа. Также следует отметить негативные последствия от выпаса домашних животных, в результате чего происходит вытаптывание тонкого слоя почв, уничтожение скудной альпийской растительности и, как следствие, провоцирование опасных ЭПП (солифлюкции, осыпных и оползневых явлений). Как показывает таблица 3, все компоненты ландшафтов в той или иной мере антропогенно изменены. В максимальной мере эти изменения коснулись почв, поверхностных вод, причем, прежде всего, речь идет о химическом загрязнении. Их антропогенное загрязнение относится ко всем функциональным типам. Но на описываемой территории, прежде всего, к горнодобывающему и селитебному, что вкупе с наличием природных источников загрязнения (геохимические особенности отдельных свит, влияние интрузивных и метаморфических комплексов и пр.) дает высокую степень загрязнения. Характеристики степени и возможных источников загрязнения приведены при описании ландшафтов.

Загрязненность донных отложений на описываемой площади консолидирована с загрязненностью подземных вод и пространственно приурочена к источникам загрязнения, указанным на СЭГУ. Элементами-загрязнителями здесь являются Ba, Fe, Mn, Zn, Cr (16–32 ПДК). Компонентом ГС, экологически охарактеризованным на глубинах, измеряемых несколькими сотнями метров, но загрязненным вследствие влияния хозяйственных объектов, расположенных на по-

верхности, являются подземные воды. Как следует из СЭГУ, наиболее загрязнены подземные воды в районах с интенсивной антропогенной нагрузкой. Наиболее типичными загрязнителями являются металлы. Их концентрация достигает по отдельным пробам 16 ПДК. Вблизи населенных пунктов и транспортных магистралей в подземных водах появляются марганец, цинк, нефтепродукты (от 8 до 16 ПДК). Наличие на описываемой территории рудопроявлений урана и тория в коренных породах определили концентрации этих элементов в отдельных аномалиях, превышающих 100 ПДК.

Для оценки экологической ситуации в ГС рассматриваемой площади использованы принципы, изложенные в действующей «Инструкции-95» и «Критерии оценки экологической обстановки территории для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия» [128]. В соответствии с указанными нормативными документами, на рассматриваемой территории экологическое состояние ГС следует обозначить как *благоприятное* на 5 % площади и *удовлетворительное* на 60 % площади. К объективным факторам, определяющим сравнительное экологическое благополучие территории, относится то обстоятельство, что наиболее высокогорные районы, представленные прежде всего ландшафтами 1, 2, 3, сложены устойчивыми горными породами. Низкая заселенность территории и весьма высокая стоимость любых строительных работ так же относятся к факторам, способствующим сохранению объектов геологической среды в ненарушенном состоянии. Наконец, положительную роль играет присутствие природоохранных территорий высокого статуса (район Тебердинского заповедника) и курортных зон. Есть основание полагать, что экологическое благополучие, наблюдаемое на площадях, ГС которых находится в благоприятном состоянии в настоящее время, будет оставаться таковым и впредь. Такое предположение базируется на вышеуказанной сложности хозяйственного освоения, достаточно надежной геологической изученности территории, исключающей выявление новых крупных запасов высококонъюнктурного сырья, способного привести к радикальной экономической переоценке площади. Что же касается территорий низко-среднегорных и равнинных, хозяйственное освоение которых несравнимо проще, ландшафты менее устойчивы, а природные ресурсы вполне приспособлены для наращивания селитебных, сельскохозяйственных, горнодобывающих площадей, то здесь следует ожидать переход ГС из удовлетворительного к менее благополучному состоянию. Остальная часть рассматриваемой территории относится к *напряженному состоянию* ГС, причем в указанном состоянии находятся как высокогорные, так и низко-среднегорные ландшафты. Основанием к отнесению ГС соответствующих районов к указанному уровню экологической опасности, являются соответствующие степени природного загрязнения (до 16–32 ПДК) почв, коренных пород и донных отложений радиоактивными элементами и ТМ, а также широкое развитие здесь целого комплекса природных ЭГП высокого уровня негативности. Основными факторами, позволяющими отнести к напряженному состоянию территории Урупского МОКа и районов интенсивной разработки различных месторождений (Власенчиха, Черемуховая и др.), являются антропогенные факторы, вызывающие высокую степень загрязнения и сильно нарушающие природное состояние геологической среды. Состояние ГС района курортных зон и область Тебердинского заповедника также оценено как напряженное потому что, несмотря на принимаемые противолавинные, противоселевые и др. работы, сохраняется высокая (до катастрофической) вероятность негативных ЭГП, осложненных в последнее время строительством и развитием горнолыжных курортов, увеличением численности населения, высокой сейсмичностью и расположением в данном районе коренных пород с высокой степенью радиоактивности. Однако учитывая высокую устойчивость и труднодоступность ландшафтов, развитых в пределах площадей напряженного состояния ГС, природным происхождением указанных экологически негативных явлений, есть основание ожидать, что указанный уровень неблагоприятия в высокогорной зоне не будет прогрессировать. В среднегорных районах можно ожидать постепенное ухудшение экологической ситуации.

В связи с тем, что ГС рассматриваемых районов является радиоактивно загрязненной, необходимо при проведении хозяйственных работ любого направления включать в их комплекс детальные радиометрические исследования.

Прочий комплекс мер и работ, рекомендуемых на данной территории, приведен в рекомендациях к схеме эколого-геологической опасности (СЭГО).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С учетом накопленного фактического материала по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике и глубинному строению района, с момента последнего издания геологических карт К-37-VI,(XII) и данных, полученных при ведении работ по ГДП-200, составлен комплект Госгеолкарты-200 на обновленной геологической основе. Он сопровождается базой данных первичных геологических материалов и производной информации, пригодных для работ по переоценке минеральных ресурсов и планированию геологоразведочных работ. По результатам работ были внесены существенные коррективы и дополнения в представления о геологическом строении района, тектонике и металлогении. Сводятся они к следующему:

1. В зоне горст-антиклинория Главного хребта выделены буульгенский (автохтон) и гондарайский, макерский (аллохтон) метаморфические комплексы. Контакты между ними тектонические или «залечены» гранитоидами белореченского и уллукамского комплексов. Местами вдоль контактов отмечаются тела бластомилонитов, своеобразных тектонизированных пород. Отмечается интенсивная тектоническая расслоенность аллохтонных образований на отдельные литопластины. Поля развития мигматит-гнейсовых образований гондарайского мигматитового комплекса разделены на подкомплексы (галдорский, сабалахский, верхнебалкарский). В составе метаморфических комплексов выделены метаморфические подкомплексы: в буульгенском – клычский и домбайский, в макерском – ктитебердинский, дуппухский, кургашинчатский.

2. В зоне грабен-синклинория Передового хребта в кристаллическом основании выделены образования блыбского метаморфического комплекса (армовский подкомплекс). Выше залегает пакет герцинских тектонических покровов (снизу вверх): Тоханский, Кизилкольский, Марухский, Ацгаринский. В составе Ацгаринского покрова откартированы отдельные литопластины с разнородными магматическими комплексами (гипербазитовый, заканский, чиликский) и метаморфическими подкомплексами – ацгаринским, чиликским, кяфар-заканским. В Марухском покрове среди офиолитовых образований и перекрывающих пород выделены 3 литопластины. Нижняя и верхняя представлены вулканогенно-осадочными образованиями кяфар-агурской, касаевской толщ и новомарухской свиты. Средняя сложена офиолитами (гипербазиты кяфарского и габброиды архызского комплексов, базальтоиды карабекской свиты) и перекрывающими их отложениями тебердинской и ачхиминарской свит, часто находящихся в опрокинутом залегании. В Кизилкольском покрове, среди образований относящихся к островодужным, выделены урупская, карачаевская, пастуховская, абиширская, гидамская серии различных структурно-фациальных подзон. Карбоновые, пермские и нижнетриасовые отложения представлены серо- и красноцветной молассовой формацией и разделены на свиты и толщи. Среди них выделены трансгрессивно залегающие неавтохтонные отложения и тектонически сорванные, несогласно перекрывающие подстилающие образования, осадки.

3. В Западной подзоне Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоны выделены два разновозрастных типа разрезов нижней–средней юры, уточнен их возраст, окартирован надвиг в зоне их контакта.

4. Выделены и оконтурены потенциальные рудные районы и рудные поля с подсчетом прогнозных ресурсов вольфрама и золота по категории P_2 и P_3 .

5. Уточнены границы и площади развития рудных формаций, перспективных на обнаружение значимых объектов золота и остродефицитных видов минерального сырья.

Наряду с этим, полученный материал не позволяет в силу различных причин однозначно решить некоторые проблемы и дискуссионные вопросы.

Для увязки схем магматизма и метаморфизма необходимо уточнение абсолютного возраста этих образований. Получение таких данных возможно лишь при использовании комплекса изотопных методов и различных по происхождению объектов датирования одного и того же метаморфического комплекса. В большей части это является научной проблемой, особенно в районах со сложной тектонотермальной историей глубокометаморфизованных комплексов, кото-

рые слагают кристаллический фундамент Большого Кавказа, в том числе и данного района.

Не выработаны однозначные критерии прогнозирования полезных ископаемых на выделенных перспективных участках.

Для приведенных прогнозных ресурсов дано слабое их обоснование из-за неудовлетворительной лабораторной базы для нетрадиционных видов анализов и недостаточной детальности изучения объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абдулаев Р. Н., Афанасьев Г. Д.* Материалы к геохронологии Кавказа // Тр. XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. – М.: Наука, 1970. С. 76–87.
2. *Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М.* Геодинамика Кавказа (опыт палиспастических реконструкций) // В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. – М.: Наука, 1982. С. 13–21.
3. *Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. Н.* Геология Большого Кавказа (новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа). – М.: Недра, 1976. 263 с.
4. *Анисимова О. И.* Флора и фитогеостратиграфия среднего карбона Северного Кавказа // Изв. АН УССР. – Киев: Наукова думка, 1979. 108 с.
5. *Анисимова О. И., Чегодаев Л. Д.* Флористические комплексы переходных слоев нижнего и среднего карбона Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 11, 1976. С. 62–66.
6. *Аракелянц М. М., Борсук А. М., Шанин Л. Л.* Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования // Доклады АН СССР. Т. 182, № 5, 1968. С. 1157–1160.
7. *Аракелянц М. М., Борсук А. М., Гурбанов А. Г.* О термальном ореоле гранитоидного интрузива // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 6, 1988. С. 124–128.
8. *Аристов В. А., Белов А. А., Омельченко В. Л.* Возраст олистостром полянской свиты и становление покровной структуры Передового хребта (Северный Кавказ) // Изв. ВУЗов. № 3, 1990. С. 21–26.
9. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о возрасте магматических пород Северного Кавказа // Бюлл. комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (АН СССР). Вып. 1., 1955. С. 9–21.
10. *Афанасьев Г. Д.* Проблемы возраста магматических пород Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 4, 1955. С. 57–79.
11. *Афанасьев Г. Д.* О применении К-Аг метода для целевой геологии в свете различных исследований горных пород и минералов Большого Кавказа // Тр. VI сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Б. м., 1960. С. 15–21.
12. *Афанасьев Г. Д.* О геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 1, 1962. С. 26–41.
13. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 7, 1967. С. 3–26.
14. *Афанасьев Г. Д.* Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста // В кн.: Геология СССР. Т. IX. – М.: Недра, 1968. С. 473–485.
15. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые итоги сверочных измерений абсолютного возраста горных пород Кавказа // Бюлл. комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Вып. IX. – М., 1970. С. 19–27.
16. *Афанасьев Г. Д., Бенеш К., Бойко А. К. и др.* Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапов развития подвижных поясов в сочленении с платформой // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 11, 1973. С. 3–5.
17. *Афанасьев Г. Д., Борсук А. М.* Конкретные магматические формации Северного Кавказа // Изв. АН СССР. № 7, 1971. С. 3–27.
18. *Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б. и др.* Калий-аргоновые данные о новейшем гранитном магматизме // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 6, 1964. С. 3–9.
19. *Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П. и др.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ) // Доклады АН СССР. Т. 148, № 2, 1963. С. 397–399.
20. *Афанасьев Г. Д., Рубинштейн М. М.* Кавказ: Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой. – Л.: Недра, 1974. С. 59–72.
21. *Афанасьев Г. Д., Рубинштейн М. М., Шенгелия Д. М.* Новые данные о каледонских гранитоидах Северного Кавказа // Доклады АН СССР. Т. 189, № 2, 1969. С. 363–365.
22. *Баранов Г. И.* Некоторые особенности взаимоотношений интрузии кварцевых диоритов хр. Чилик с породами верхней метаморфической свиты нижнего палеозоя // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 9, 1959. – Ставрополь, 1959. С. 94–101.
23. *Баранов Г. И.* Фрагменты досреднепалеозойской структуры Большого Кавказа // Тез. докладов VI конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1985. С. 122–124.

24. Баранов Г. И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука, 1987. С. 106–111.
25. Баранов Г. И. Новые данные по магматизму и метаморфизму пород Северного Кавказа // В сб.: Тез. докладов VII краевой конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Эссентуки, 1991. С. 62–63.
26. Баранов Г. И. Геодинамическое развитие Большого Кавказа в палеозое // В кн.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Мат-лы VIII Юбилейной конф. по геологии и полезным ископаемым. – Эссентуки, 1995. С. 254–256.
27. Баранов Г. И., Белов А. А., Дотдугев С. И. Большой Кавказ // В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. – М.: Наука, 1990. С. 196–214.
28. Баранов Г. И., Греков И. И. Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе // Тез. докладов IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Эссентуки, 1974. С. 101–102.
29. Баранов Г. И., Греков И. И. Тектоническая карта палеозойского фундамента Северного Кавказа // Тез. докладов V конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Эссентуки, 1980. С. 118–121.
30. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа // В сб.: Проблемы геодинамики Кавказа. – М.: Наука, 1982. С. 51–59.
31. Баранов Г. И., Греков И. И. Проблемы докембрия на Северном Кавказе // В сб.: Докембрий Северной Евразии (Тезисы докладов). – СПб: ИГГД РАН, 1997. С. 242.
32. Баранов Г. И., Греков И. И., Пруцкий Н. И. Палеогеодинамические обстановки формирования колчеданного оруденения на Северном Кавказе и некоторые общие вопросы металлогении // В сб.: Новые направления в изучении колчеданных месторождений (Южно-Российский НЦ АЕН РФ). – Новочеркасск, 1997. С. 7–23.
33. Баранов Г. И., Кропачев С. М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // В кн.: Геология Большого Кавказа. – М.: Недра, 1976. С. 45–154.
34. Баранов Г. И., Омельченко В. Л., Пруцкий Н. И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (Мат-лы VIII Юбилейной конф. по геологии и полезным ископаемым). – Эссентуки, 1995. С. 63–77.
35. Баранов Г. И., Пруцкий Н. И. Металлогеническое районирование Большого Кавказа. Научная мысль Кавказа. – Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ, № 1, 1995. С. 34–36.
36. Баранов Г. И., Пруцкий Н. И. Металлогения Большого Кавказа. Научная мысль Кавказа. – Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ, № 2–3, 1995. С. 42–47.
37. Баранов Г. И., Пруцкий Н. И. Альпийские геодинамические обстановки и металлогения Большого Кавказа // В сб.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. – Новочеркасск: НГТУ, 1996. С. 3–15.
38. Безносков Н. В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа // Тр. ВНИИГаз. Вып. 28/36, 1967. М., 1967. 179 с.
39. Безносков Н. В., Буриштар М. С. и др. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа (ВСЕГЕИ). – М.: Недра, 1973. 194 с.
40. Безносков Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Тр. ВНИИГаз. Вып. 10(18), 1960. С. 109–191.
41. Беликов Б. П. Геологическое, петрографическое и физико-механическое исследование уллукамского гранита // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 89, Петрография, сер. № 28, 1948. С. 21–61.
42. Белов А. А. Новые данные по стратиграфии красноцветной толщи нижней перми центральной части Северного Кавказа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. № 12, 1958. С. 52–63.
43. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 347. – М.: Наука, 1981. 212 с.
44. Белов А. А., Кизевальтер Д. С. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон–нижний триас) // В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа (Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ, МГУ. Т. 3). – М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 275–314.
45. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолитовый аллохтон Передового хребта // В кн.: Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. С. 69–80.
46. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. № 2, 1976. С. 44–56.
47. Бибикина Е. В., Сомин М. Л., Красивская И. С. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 9, 1991. С. 23–34.
48. Богуш И. А., Энна Н. Л. Перспективы гидрогенного оруденения Северного Кавказа // В сб.: Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы. – М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 30–31.
49. Борсук А. М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. 299 с.
50. Буадзе В. Н. Фации регионального метаморфизма и околорудного метасоматоза на колчеданных месторождениях Передового хребта Северного Кавказа // Тр. КИМС. Вып. VIII, 1969. 187 с.
51. Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа // Изв. РГО. Т. LXV, 1933, вып. 2, с. 116–139; вып. 3, с. 187–211.
52. Варданянц Л. А. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма Альпийской области // Тр. II Международн. конф. АИЧПЕ, вып. II, 1933. С. 15–20.
53. Вихтер Б. Я. Золото-вольфрамовые месторождения «богемского» типа и перспективы Северного Кавказа на их обнаружение // Руды и металлы. № 2, 2004. С. 56–67.

54. Временные требования к организации, проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеокарты-200 (второе издание). – М.: МПР РФ, 1999. 160 с.
55. *Гамкрелидзе И. П., Шенгелиа Д. М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. – М.: Научный мир, 2005. 460 с.
56. *Гвоздецкий Н. А.* Физическая география Кавказа. Вып. I. – МГУ, 1954. 205 с.
57. Геодинамика Кавказа // Сб. научных трудов под ред. Шеина Л. П. – М.: Наука, 1989. 212 с.
58. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист К-(37), (38) – Тбилиси (Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, КИМС, ПГО «Севкавгеология»). – Л., 1986. 160 с.
59. Геологические и геохронологические исследования метаморфического фундамента зоны Главного хребта Большого Кавказа: Новые данные и проблемы / Сомин М. Л., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. и др. // Тр. ГИН АН Грузии. Новая серия, вып. 119. – Тбилиси, 2004. С. 521–533.
60. Геологические предпосылки прогнозирования стратифицированного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах на примере зоны Скалистого хребта Северного Кавказа / Буадзе В. И., Мардалеишвили О. Д., Цаболов Г. С. и др. // В сб.: Геология, прогнозирование и технологическая оценка месторождений полезных ископаемых Кавказа (КИМС). – М.: Недра, 1991. 190 с.
61. Геология Большого Кавказа (новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа) / Аджирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. Н. и др. – М.: Недра, 1976. 263 с.
62. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. Геологическое описание. – М.: Недра, 1968. 760 с.
63. Геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области / Греков И. И., Компаниец М. А., Литовко Г. В. и др. // В сб.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 124–127.
64. Геолого-геофизический разрез вдоль Кубанского профиля / Шемпелев А. Г., Швец А. И., Золотов Е. Е., Фельдман И. С. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI тект. совещ. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2003. С. 301–305.
65. *Герасимов В. Ю., Лебедев В. А., Аракелян М. М.*, Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа // Тез. докладов XVII симпозиума по геохимии изотопов (6–9 декабря 2004 г.). – М.: ГЕОХИ, 2004.
66. Гидрогеология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. – М.: Недра, 1968. 488 с.
67. Гидрогеология Северного Кавказа. Объяснительный текст к гидрогеологической карте Северного Кавказа масштаба 1 : 500 000. – М., 1970. 401 с.
68. *Глазырин Е. А., Лаврищев В. А.* Дуккинский магматический комплекс (Большой Кавказ) // В сб.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. – Новочеркасск: ЮРГТУ, 1999. С. 182–193.
69. Глубинное строение Большого Кавказа: содвиговая модель / Расцветаев Л. М., Греков И. И., Компаниец М. А. и др. // В сб.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы XXXVII тектонич. совещ. Т. 2. – Новосибирск: СО РАН, 2004. С. 100–103.
70. *Гниловской В. Г., Савельева В. В.* Озера Архыза // Тр. Тебердинского государственного заповедника. Вып. VII. – М., 1967. С. 123–140.
71. *Горецкий Г. И.* О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. Т. XIX, 1962. С. 195–210.
72. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ на 1 января 2001 г. Вып. 11. Медь. Ч. 3. ЮФО, КЧР. – МПР РФ, 2001. 117 с.
73. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV. Объяснительная записка / Корсаков С. Г., Семенуха И. Н., Горбова С. М. и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 182 с.
74. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист K-37-V (Красная Поляна). Объяснительная записка / Лаврищев В. А., Пруцкий Н. И., Семенов В. М. и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 2002. 214 с.
75. Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа / Обут А. М., Морозова Ф. И., Москаленко Т. А. и др. // Тр. ИГиГ им. 60-летия СССР. Вып. 698. – Новосибирск: Наука, 1988. 221 с.
76. *Греков И. И.* О возрасте тоханской свиты // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. XIII. – Ставрополь, 1972. С. 108–111.
77. *Греков И. И.* Структурно-морфологические типы вольфрамородных полей Центрального Кавказа // В сб.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск, 2002. С. 116–118.
78. *Греков И. И., Баранов Г. И.* Тектоническая карта. Геологический атлас Северного Кавказа. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. – Ессентуки: ФГУП «Кавказгеолсъемка», 1999. С. 16–37.
79. *Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П. и др.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа // Советская геология. № 2, 1974. С. 77–85.
80. *Греков И. И., Лаврищев В. А.* О номенклатуре, корреляции и возрасте метаморфических комплексов Центрального Кавказа // В сб.: Проблемы геологии докембрия Юга России. – Новочеркасск, 2003. С. 26–38.
81. *Греков И. И., Лаврищев В. А., Энна Н. Л.* Проблемы тектонического районирования Северо-Кавказского сегмента Евразийской литосферной плиты // В сб.: Региональная геология и металлогения. – СПб: ВСЕГЕИ, № 25, 2005. С. 60–72.
82. *Греков И. И., Литовко Г. В., Расцветаев Л. М.* Глубинное строение Большекавказской коллизионной зоны на примере Восточного Кавказа // В сб.: Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI тектон. совещ. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2003. С. 167–172.

83. Греков И. И., Лунев А. Л., Михеев Г. А. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 6, 1969. С. 5–52.
84. Греков И. И., Омельченко В. Л. Палеогеодинамика и колчеданосность девонского вулканизма на Северном Кавказе // В сб.: Геодинамические и генетические модели рудных месторождений. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. С. 93–110.
85. Греков И. И., Потапенко Ю. Я., Снежко В. А. Некоторые особенности развития досилурийского вулканизма на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 11, 1974. С. 101–110.
86. Греков И. И., Потапенко Ю. Я., Снежко В. А. Описание опорного разреза хасаутской серии (протерозой) по р. Малка // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. XIII. – Ставрополь, 1972. С. 112–127.
87. Греков И. И., Пруцкий Н. И. Проблемы тектоники и металлогении Северного Кавказа // В сб.: Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. – Ессентуки, 2000. С. 208–226.
88. Греков И. И., Пруцкий Н. И., Энна Н. Л. Тектоно-магматические (очаговые) зоны фанерозоя Северного Кавказа // Литосфера. № 3, 2004. С. 127–136.
89. Греков И. И., Снежко В. А. Региональная стратиграфическая схема бечасынского метаморфического комплекса Центрального Кавказа (Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий). – Ессентуки: Деп. ВИНТИ, № 2015-, 2002. С. 69.
90. Гукасян Р. Х., Сомин М. Л. Rb-Sr изохронное датирование метаморфических пород Главного Кавказского хребта // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Мат-лы VIII Юбилейной конф. по геологии и полезным ископаемым. – Ессентуки, 1995. С. 239–240.
91. Григорьев Н. А., Мельникова Е. П. Гидрогеология Северного Кавказа. Объяснительный текст к гидрогеологической карте Северного Кавказа масштаба 1 : 500 000. – М., 1970. 413 с.
92. Гурбанов А. Г., Рехарский В. И., Андрианов В. И. О временной связи вольфрамового оруденения с гранитами позднепалеозойской диорит-гранитной формации (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 6, 1992. С. 124–132.
93. Доклад о состоянии окружающей природной среды Краснодарского края в 1997 г. (Госкомитет по охране окружающей среды Краснодарского края). – Краснодар, 1998. С. 168.
94. Дотдугев С. И. Денудационный срез территории Большого Кавказа в позднем кайнозое // Бюлл. МОИП. Отделение геологическое. Т. 56, вып. 6, 1981. С. 22–31.
95. Дотдугев С. И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // В сб.: Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. С. 82–92.
96. Друщиц В. В., Михайлова И. А. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. – М.: МГУ, 1966. 190 с.
97. Ефремов Н. Е. Серпентиниты Карачая // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. VIII. – Ессентуки, 1940. С. 3–74.
98. Закиев Х. Я. Последнее оледенение Большого Кавказа. – Ростов-на-Дону: РГУ, 1969. 123 с.
99. Закруткин В. В., Иванов В. В. О химизме амфиболитов Центрального Кавказа // В сб.: Проблемы геологии юга России и Кавказа. – Новочеркасск, 1997. С. 132–133.
100. Закруткин В. В., Попов Ю. В., Иванов В. В. Формационный анализ как метод стратиграфических корреляций древних метаморфических комплексов Кавказа // В сб.: Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат-лы IX Международн. геол. конф. – Ессентуки, 2000. С. 56–67.
101. Заридзе Г. Н., Татришвили Н. Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа. – Тбилиси: Мецниереба, 1974. 200 с.
102. Зубанов В. А. Корреляция оледенений плейстоцена с трансгрессиями Черного и Каспийского морей // В кн.: Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. – М., 1989. С. 103–110.
103. Изотопно-геохимическая реконструкция первичной природы вулкаников в метаморфических комплексах Большого Кавказа / Ханнел М., Липпольт Х. Й., Кобер Б. и др. // Петрология. Т. 1, № 2, 1993. С. 171–188.
104. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты / Чернышев И. В., Лебедев В. А., Гольцман Ю. В. и др. – М.: Геос, 2000. С. 387–389.
105. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1995. С. 241.
106. Йодер Г. С., Тили К. Э. Происхождение базальтовых магм. – М., 1965. 248 С.
107. Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. – М.–Л.: АН СССР, 1956. 291 с.
108. Карпушин В. М. Позднепалеозойский кислый магматизм Бескесско-Марухской геолого-структурной зоны Северного Кавказа в междуречье Бол. Лабы–Урупа // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 2, 1974. С. 51–70.
109. Карпушин В. М., Болтрукевич Б. Н. Характеристика Пскентского массива гранитоидов по р. Уруп // В кн.: Тез. докладов III конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1968. С. 27–28.
110. Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш. Нижне- и среднеюрские отложения западной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии // Тр. ГИН АН Гр. ССР. Серия геологическая. Т. X(XV), 1957. С. 28–35.
111. Казинцев Б. А., Громов В. Л. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Краснодарского края. – М.: МГ СССР, 1981. С. 64.
112. К стратиграфии метаморфического комплекса Бечасынской зоны по р. Кубань / Снежко В. А., Потапенко Ю. Я., Добродородный В. Н., Доля А. Н // В сб.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Мат-лы II Международн. научн. конф. Т. 1. – Новочеркасск, 1999. С. 88–89.

113. *Кизевальтер Д. С.* Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа // В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ. Т. 2. – М.: Гостехиздат, 1960. С. 67–116.
114. *Кизевальтер Д. С.* Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. № 1, 1963. С. 11–30.
115. *Кизевальтер Д. С. и др.* Новые данные о возрасте и условиях образования красноцветов Теберды и Аксаута // Тез. докладов IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1974. С. 16–17.
116. *Кнорре К. Г., Студеникова З. В. и др.* Определение абсолютного возраста пород Северного Кавказа К-Аг методом // Тр. VII сессии комиссии по определению абсолютного возраста. – Б. м., 1960. С. 188–194.
117. *Кожевников А. В.* Антропоген гор и предгорий. – М.: Недра, 1985. 180 с.
118. *Кожевников А. В.* Антропоген орогенных областей Центральной Евразии (стратиграфия, межрегиональные корреляции). – М.: МГУ, 1989. 165 с.
119. *Кожевников А. В., Милановский Е. Е., Саядян Ю. В.* Очерк стратиграфии антропогена Кавказа (ВНИИГИ). – Ереван: АН АССР, 1977. 89 с.
120. *Козлов В. Д.* Геохимия и рудоносность гранитоидов внутриконтинентальных редкометалльных провинций. – Иркутск, 1981. 156 с.
121. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. – М.: Недра, 1973. 256 с.
122. *Кондаков Л. А.* Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны Северный Кавказ). – М.: Наука, 1974. 150 с.
123. *Короновский Н. В., Милановский Е. Е.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. – М.: Недра, 1973. 279 с.
124. *Короновский Н. В., Белов А. А.* Геология Большого Кавказа и Предкавказья: достижения и проблемы // В сб.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука, 1987. С. 5–21.
125. *Короновский Н. В., Демина Л. И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. № 2, 1999. С. 17–35.
126. *Корсаков С. Г., Семкин В. А.* Чешуйчато-надвиговое строение доюрского фундамента бассейна р. Кубань // В кн.: Проблемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых юга России. – Новочеркасск: НГТУ, 1995. С. 14–16.
127. *Красивская И. С.* Догерцинские магматические формации в составе кристаллического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа // В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Наука, 1977. С. 9–69.
128. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия (МПР РФ). – М., 1992. 58 с.
129. Кристаллиникум Блыбского и Бескесского выступов Северного Кавказа: изотопно-геохронологические данные и проблема их интерпретации / Сомин М. Л., Герасимов В. Ю., Лаврищев В. А. и др. // В сб.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск: ООО НПО «ТЕМП», 2004.
130. *Кропачев С. М.* Стратиграфия отложений среднего палеозоя Передового хребта в междуречье Даут и Мал. Лаба // В кн.: Геология Центрального и западного Кавказа. – М.: Гостехиздат, 1962. С. 253–274.
131. *Кропачев С. М.* Геологическое строение и история развития Передового хребта в среднем палеозое (междуречье Лаба и Теберда). Автореф. дисс. – М.: МГУ, 1964. 24 с.
132. *Кропачев С. М., Баранов Г. И.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // В кн.: Геология Большого Кавказа. – М.: Недра, 1976. С. 45–153.
133. *Кропачев С. М., Круть И. В.* Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа // Доклады АН СССР. Т. 153, № 1, 1963. С. 172–175.
134. *Круглов С. С.* К вопросу о стратиграфическом положении пермской красноцветной толщи Северного Кавказа // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 9. – Ставрополь, 1959. С. 78–85.
135. *Круглов С. С., Робинсон В. Н.* Пермская система. Геология СССР. Т. IX. – Недра, 1968. С. 135–150.
136. *Лебедев А. П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Тр. ИГН. Вып. 113, Петрография, сер. № 33. – М.: АН СССР, 1950, 182 с.
137. *Лебедько Г. И., Усик В. И.* Геохронология Северного Кавказа. – Ростов-на-Дону: РГУ, 1985. 147 с.
138. *Логинова Г. А.* О границе верхней юры и нижнего мела на территории Кисловодского района и в бассейнах рек Кубани и Малого Зеленчука // Вестник МГУ. Сер. 4, Геология, № 4, 1960. С. 8–13.
139. *Логинова Г. А.* Стратиграфия верхнеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Вестник МГУ. Сер. 4, Геология, № 5, 1970. С. 66–76.
140. *Логинова Г. А.* Регионально-стратиграфическая схема верхнеюрских отложений Северного Кавказа // Вестник МГУ. Сер. 4, Геология, № 1, 1974. С. 70–79.
141. *Ломизе М. Г.* Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали // В сб.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука, 1987. С. 21–34.
142. *Лунев А. Л.* О гранитах Главного Кавказского хребта в верховьях Кубани // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. 10. – Ставрополь, 1969. С. 43–56.
143. *Лунев А. Л., Резников А. П.* Каменноугольная система // В кн.: Геология СССР. Т. IX, ч. 1, 1968. С. 124–130.
144. *Лупанова Н. П.* Формации магматических пород нижнего и среднего палеозоя (Северный Кавказ). – М.: Наука, 1975. 192 с.

145. Магматические комплексы Северного Кавказа и проблема их систематизации / Срабонян М. Х., Снежко В. А., Доля А. Н. и др. // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. – Ессентуки, 1995. С. 43–63.
146. *Макридин В. П., Камышан В. П.* Стратиграфическое распределение брахиопод в юрских отложениях западной и центральной частей Северного Кавказа // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. XI, 1964. С. 54–61.
147. Материалы к геохронологии Кавказа / Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П. и др. // Тр. XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. – М.: Наука, 1970. С. 76–87.
148. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (Второе издание, переработанное). Ч. 1. Принципы и методы оценки (ВСЕГЕИ). – М., 1989. 183 с.
149. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (Второе издание, переработанное). Ч. 2. Оценка прогнозных ресурсов твердых горючих полезных ископаемых, черных и легирующих металлов (ВСЕГЕИ). – М., 1988. 200 с.
150. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (Второе издание, переработанное). Ч. 3. Оценка прогнозных ресурсов цветных металлов (ВСЕГЕИ). – М., 1989. 208 с.
151. Методические рекомендации по оценке металлогенического потенциала (металлогенических ресурсов) и прогнозных ресурсов категории P_3 металлических и неметаллических полезных ископаемых. – СПб: ВСЕГЕИ, 2005. 46 с.
152. *Миклухо-Маклай К. В.* Фораминиферы верхнепермских отложений Северного Кавказа // Тр. ВСЕГЕИ. – М.: Гостоптехиздат, 1954. 163 с.
153. *Миклухо-Маклай К. В.* О возрасте некоторых конгломератовых толщ Северного Кавказа // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 9, 1955. С. 127–130.
154. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра, 1976. 280 с.
155. *Мирчинк Г. Ф.* Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа // Изв. Ассоциации НИИ. Т. II, вып. 3–4, 1928. С. 327–359.
156. *Михеев Г. А.* Интрузивные комплексы области Главного Кавказского хребта в истоках рек Аксаута, Большого Зеленчука и Лабы // Советская геология. № 9, 1965. С. 134–142.
157. *Мордовилко Т. А.* Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. – М.: АН СССР, 1960. 240 с.
158. *Мстиславский М. М.* Условия формирования отложений нижней красноцветной свиты нижней перми Северного Кавказа (междуречье рек Теберды и Белой) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. № 10, 1958. С. 14–31.
159. Нижне- и среднеюрские отложения западной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии / Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш. и др. // Тр. геол. ин-та АН ГССР. Серия геологическая. Т. X(XV), 1957. С. 28–35.
160. *Новик Е. О.* Флора и фитостратиграфия верхнего карбона Северного Кавказа (АН УССР). – Киев: Наукова думка, 1978. 164 с.
161. Нормы радиационной безопасности (Роскомсанэпиднадзор). – М., 1996. С. 126.
162. О раннепалеозойском возрасте метагранодиоритов в зоне Главного хребта Большого Кавказа / Ханель М., Липпольт Х. Й., Кобер Б. и др. // Петрология. Т. 1, № 5, 1993. С. 487–498.
163. *Обут А. М., Морозова Ф. И., Москаленко Т. А.* Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа // Тр. ИГиГ им. 60-летия СССР. Вып. 698. – Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1988. 221 с.
164. *Омельченко В. Л.* Сравнительная характеристика кишкитского гранит-порфинового и чучурского гранодиорит-порфинового комплекса // В сб.: Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. – Ессентуки, 2000. С. 175–180.
165. *Омельченко В. Л.* Некоторые особенности среднепалеозойского магматизма бассейна р. Маруха (Западный Кавказ) // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 12, 1971. С. 44–55.
166. *Омельченко В. Л., Белов А. А., Греков И. И.* Ранне-среднепалеозойский вулканизм Передового хребта и палеотектоническая зональность Большого Кавказа // Геотектоника. № 5, 1984. С. 61–72.
167. *Островский А. Б., Файнер Ю. Б., Черных В. И.* Государственная геологическая карта СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000. Карта верхнеплиоценовых и четвертичных отложений К-(37),(38) – Тбилиси (Министерство геологии СССР). – Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
168. *Панов Д. И.* Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа. Автореф. дисс. – М., 1965. 20 с.
169. *Панов Д. И., Бызова С. Л., Снежко Е. А.* Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа (Баксан–Белая) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. № 4, 1964. С. 35–47.
170. *Панов Д. И., Гуцин А. И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука, 1987.
171. *Панов Д. И., Леонов Ю. Г.* Основные вопросы стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природного газа. Вып. 7(15), 1959. С. 59–87.
172. *Панов Д. И., Шевченко В. Н.* К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе // Доклады АН СССР. Т. 155, № 1, 1964. С. 92–95.

173. Петрогенезис и возраст пород макерской и буульгенской серий в зоне Главного хребта Большого Кавказа / Гурбанов А. Г., Ханнел М., Липпольт Х. Й., Кобер Б. // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. – Ессентуки, 1995. С. 168–171.
174. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа / Шенгелиа Д. М., Кориковский С. П., Чичинадзе Г. Л. и др. – М.: Наука, 1991. 231 с.
175. *Пиллюченко Г. Е.* Геологический очерк области Передового хребта в западной части Карачая (верховья Урупа и Кяфара) // Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. IV, 1939. С. 65–88.
176. *Пиллюченко Г. Е.* К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рр. Урупа и Кубани на Северном Кавказе // В кн.: Новые данные по геологии и гидрогеологии Северного Кавказа. – М.–Л.: Госгеоллиздат, 1946. С. 33–48.
177. *Потапенко Ю. Я.* Некоторые проблемы стратиграфического расчленения и возраста древних свит Северного Кавказа // В сб.: Тез. докладов III конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1968. С. 3–5.
178. *Потапенко Ю. Я.* Генезис и особенности минерального и химического состава лейкократовых гнейсов р. Аксаута // В сб.: Минералого-петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе. – Ростов-на-Дону: РГУ, 1972. С. 17–23.
179. *Потапенко Ю. Я.* Додевонские метаморфизованные формации Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 2, 1982. С. 36–46.
180. *Потапенко Ю. Я.* Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. – Тбилиси: КИМС, 1982. 168 с.
181. *Потапенко Ю. Я.* Бечасынская зона. Бечасынский метаморфический комплекс // В сб.: Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. – М.: Наука, 1991. С. 9–16.
182. *Потапенко Ю. Я.* Геология Карачаево-Черкесии (Учебное пособие). – Карачаевск: Карачаево-Черкесский Госуниверситет, 2004. 154 с.
183. *Прокуронов П. В.* Экологическая ситуация в геологической среде Северного Кавказа, как результат взаимодействия природных и антропогенных факторов // В сб.: Мат-лы Международн. научн. конф. по геологии и геоэкологии юга России и Кавказа. – Новочеркасск, 1997. С. 5–8.
184. *Прокуронов П. В.* Опыт прогнозирования экологической ситуации в геологической среде Северного Кавказа // Мат-лы Международн. научн. конф. по геологии и геоэкологии юга России и Кавказа. – Новочеркасск, 1997. С. 12–14.
185. *Прокуронов П. В., Мельникова Г. М., Диковский А. Л.* Экология геологической среды Северного Кавказа // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. – Ессентуки, 1995. С. 132–151.
186. *Прокуронов П. В., Шемпелев А. Г.* Патогенные территории Северного Кавказа // В сб.: Проблемы геологии юга России и Северного Кавказа. Т. 2. – Новочеркасск, 1999. С. 9–17.
187. Проявление дальних катастрофических землетрясений в структуре гидрогеодеформационного поля Северного Кавказа // Пронин А. П., Пруцкая Л. Д., Кругкина О. Н. и др. // В сб.: Геологический вестник центральных районов России (МПР РФ, ДПР по Центральному региону). № 3–4, 2001. С. 17–21.
188. Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа / Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю., Курдин Н. Н. и др. // В сб.: Общие вопросы тектоники. Тектоника России (Мат-лы XXXIII тектонического совещ.). – М.: ГЕОС, 2000. С. 420–424.
189. *Растворова В. А.* О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геологическое. Вып. 6, 1963. С. 17–23.
190. *Расцветаев Л. М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука, 1987. С. 69–96.
191. *Расцветаев Л. М.* Сосдвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // В кн.: Структурные парагенезы и их ансамбли. – М.: ГЕОС, 1997. С. 136–140.
192. *Расцветаев Л. М., Греков И. И., Компаниец М. А. и др.* Глубинное строение Большого Кавказа: содвиговая модель // В сб.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы XXXVII тектонич. совещ. Т. 2. – Новосибирск: СО РАН, 2004. С. 100–103.
193. *Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю.* О содвиговой природе Тырныаузской шовной зоны // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. – Ессентуки, 1995. С. 281–283.
194. *Расцветаев Л. М., Тверитинова Т. Ю., Курдин Н. Н.* Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // В сб.: Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат-лы XXXIII тектон. совещ. – М.: ГЕОС, 2000. С. 420–424.
195. Региональная стратиграфическая схема триасовых отложений Западного Предкавказья и Западного Кавказа. – Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 75 с.
196. Решение 2-го межвед. регион. стратиграф. совещ. по мезозою Кавказа (юра) 1977 г. с регион. стратиграф. схемами. – Л., 1984. 47 с.
197. *Рейнгард А. Л.* Четвертичная система Северного Кавказа // Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. – М.–Л., 1947. С. 329–356.
198. *Рейф Ф. Г.* Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. – М.: Наука, 1990. 181 с.
199. *Робинсон В. Н.* Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа // В сб.: Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. – М.: Госгеоллиздат, 1946. С. 5–32.
200. *Родзянко Н. Г. и др.* Геология и геохимия центральной части Северного Кавказа. – Ростов-на-Дону: РГУ, 1971. 98 с.

201. *Ростовцев К. О.* К вопросу о возрасте угленосной свиты междуречья Кубани и Урупа // Тр. КФ ВНИИ. Геологический сборник. Вып. 3. – М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 13–18.
202. *Ростовцев К. О.* О предбайосском перерыве на северном склоне Западного Кавказа // В кн.: Тр. КФ ВНИИ. Геологический сборник. Вып. 10. – М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 168–176.
203. *Ростовцев К. О.* Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Гузерильской подзоны северного склона Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 2, 1967. С. 95–108.
204. *Ростовцев К. О., Никанорова Л. А.* Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре // Советская геология. № 5, 1970. С. 3–19.
205. *Рубинштейн М. М.* О времени формирования кристаллического субстрата Кавказа // Бюлл. комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Вып. 4. – М.: АН СССР, 1961. С. 59–63.
206. *Рубинштейн М. М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии // Тр. ГИН АН ГССР. Вып. 11, 1967. С. 123–129.
207. *Рубинштейн М. М.* Об аргоновом возрасте домезозойских образований Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Вып. 43, 1974. С. 62–72.
208. Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения. – М.: Минздрав СССР, 1988. 69 с.
209. *Сафронов И. Н.* Геоморфологические основы поисков россыпей на Северном Кавказе // Геоморфология. № 3, 1973. С. 34–37.
210. *Сафронов И. Н.* Палеогеоморфология Северного Кавказа. – М.: Недра, 1972. 160 с.
211. *Семкин В. А., Корсаков С. Г., Котов А. Б.* Результаты самарий-неодимовых и уран-свинцовых изотопных исследований пород Бечасынской зоны Центрального Кавказа // В сб.: Геология, полезные ископаемые. Мат-лы Международн. научн. конф. по проблемам геологии и геоэкологии юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск: Набл, 1997. С. 42–44.
212. *Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). – М.: Недра, 1966. 300 с.
213. *Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. – М.: Недра, 1972. 216 с.
214. *Скрипченко Н. С.* Вулканиды и руды девонского базальтового пояса Северного Кавказа // В сб.: Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. – Ессентуки, 2000. С. 613–629.
215. *Скрипченко Н. С., Пруцкий Н. И.* Проблемы геодинамики и металлогении Большого Кавказа // В сб.: Региональная геология и металлогения. – СПб: ВСЕГЕИ, 2005, № 25. С. 39–52.
216. *Снежко В. А., Греков И. И.* Литостратиграфия пермской красноцветной толщи Передового хребта // В сб.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Мат-лы II Международн. научн. конф. Т. 1. – Новочеркасск, 1999. С. 91–93.
217. *Снежко В. А., Потапенко Ю. Я.* Проблемы стратиграфии метаморфических толщ Северного Кавказа // В сб.: Проблемы геологии докембрия Юга России. – Новочеркасск: ЮРГТУ, 2003. С. 68–84.
218. *Снежко Е. А.* Петрохимические типы ультрабазитов Северного Кавказа. – Новочеркасск: Новочеркасский политехнический ин-т, 1985. 162 с.
219. *Соболев Н. Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. – М., Госгеолиздат, 1952. 147 с.
220. *Сомин М. Л.* Датировка абсолютного возраста кристаллических сланцев Главного Хребта аргоновым методом и их интерпретация // Бюлл. МОИП. Т. 44, № 6, 1969. С. 48–53.
221. *Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. – М.: Наука, 1971. 245 с.
222. *Сомин М. Л.* Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Дисс. в форме научн. доклада на соиск. уч. степ. д. г.- м. н. (РАН, ИФЗ им. О. Ю. Шмидта). – М., 2007. 60 с.
223. *Сомин М. Л., Баянова Т. Б., Сумин Л. В.* Метаморфиты Большого Кавказа: новые результаты изотопного датирования. Мат-лы Всеросс. конф.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (8–10 октября 2002 г.). Т. 3. Геофизика. – М.: Б.м., 2002. С. 208–209.
224. *Сомин М. Л., Лаврицев В. А.* Совмещенные комплексы в структуре Передового хребта Большого Кавказа // Докл. РАН. Т. 401, № 3, 2005. С. 370–372.
225. *Сомин М. Л., Лепехина Е. Н., Конилов А. Н.* О возрасте высокотемпературного гнейсового ядра Центрального Кавказа // Докл. РАН. Т. 414, № 6, 2007. С. 793–797.
226. *Сомин М. Л., Баянова Т. Б., Лаврицев В. А.* Геологические и геохронологические исследования метаморфического фундамента зоны Главного хребта Большого Кавказа: новые данные и проблемы // Тр. ГИН АН Грузии. Новая серия. Вып. 119, 2004. С. 521–536.
227. *Срабонян М. Х., Гурбанов А. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-VI. Объяснительная записка. – М.: Мингео СССР, 1969. 125 с.
228. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (Т. 2) (ВСЕГЕИ). – М.: Недра, 1984. 556 с.
229. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. 622 с.
230. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. – Л.: Недра, 1977. 535 с.
231. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. 592 с.
232. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. 180 с.
233. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа / Герасимов В. Ю., Лебедев В. А., Аракелян М. М. и др. // Тез. докладов XVII симпозиума по геохимии изотопов (6–9 декабря 2004 г.). – М.: ГЕОХИ, 2004.

234. *Ткачук Г. А., Мартиросян Г. Н.* Верхний валанжин Северного Кавказа // Тез. докладов VI краевой конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1985. С. 55–57.
235. *Тушинский Г. К.* Геоморфологический очерк Тебердинского государственного заповедника // Тр. Тебердинского государственного заповедника. – Ставрополь, 1957. С. 3–49.
236. *Хаин В. Е.* Основные этапы тектономагматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. № 1, 1975. С. 13–27.
237. *Хаин Е. В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа // Тр. ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1984. 96 с.
238. *Ханнелъ М., Липпольт Х. Й., Гурбанов А. Г. и др.* Изотопно-геохимическая реконструкция первичной природы вулканитов в метаморфических комплексах Большого Кавказа // Петрология. Т. 1, № 2, 1993. С. 171–188.
239. *Хильтов Ю. Н.* Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ) (АН СССР). – М.–Л., 1959. 148 с.
240. *Чаицкий В. П.* Пирокластические породы верхнего байоса Северного склона Западного Кавказа и Западного Предкавказья // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 5, 1971. С. 69–73.
241. *Цветков А. А.* Мезозойский магматизм Центральной части Северного Кавказа (АН СССР, ИГЕМ). – М.: Наука, 1971. 135 с.
242. *Чегодаев Л. Д. и др.* Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Северного Кавказа. – Ессентуки, 2000. 87 с.
243. *Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф.* Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. – М.: Недра, 1971. 207 с.
244. *Черницын В. Б.* Металлогения Большого Кавказа. – М.: Недра, 1977. 191 с.
245. *Черных В. И.* О позднеплейстоценовом оледенении бассейна р. Кубани // Тез. докладов VI краевой конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1985. С. 186–189.
246. *Черных В. И.* К вопросу о переуглубленных долинах главных поперечных рек бассейна Кубани // Бюлл. МОИП. Отделение геологическое. № 4, 1989. С. 15–19.
247. *Черных В. И.* Особенности миграции и накопления золота в аллювии главных поперечных рек бассейна Кубани // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. – Ессентуки, 1995. С. 337–339.
248. *Черных В. И.* К стратиграфии и палеогеографии плио-плейстоцена Эльбрус-Чегемской и Казбекской вулканических областей // В сб.: Проблемы геологии и геоэкологии юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск, 1997. С. 96–100.
249. *Черных В. И.* Последний ледниковый период Северного Кавказа в свете новых палеогляциологических данных // В сб.: Проблемы геологии и геоэкологии юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск, 1997. С. 45–48.
250. *Черных В. И.* К проблеме гляциального морфогенеза Центрального и Западного Кавказа // В сб.: Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат-лы IX Международн. конф. – Ессентуки, 2000. С. 115–120.
251. *Черных В. И.* О возможных причинах и путях миграции палео-Кубани // В сб.: Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат-лы IX Международн. конф. – Ессентуки, 2000. С. 105–113.
252. *Черных В. И.* О некоторых малоизученных геолого-геоморфологических процессах и явлениях горной части Большого Кавказа // В сб.: Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат-лы IX Международн. конф. – Ессентуки, 2000. С. 120–135.
253. *Черных В. И.* О некоторых тектонически обусловленных геолого-геоморфологических процессах Западного Кавказа // В сб.: Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. – Краснодар, 2002. С. 90–101.
254. *Черных В. И.* Краткая история исследований и некоторые проблемы россыпной золотоносности Центрального и Западного Кавказа // В сб.: Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск, 2006. С. 202–220.
255. *Черных В. И.* Местные базисы флювиальной аккумуляции в горных долинах Северного Кавказа и их генезис // В сб.: Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск, 2006. С. 88–96.
256. *Черных В. И., Зарина Е. П., Измайлов Я. А. и др.* Новая схема стратификации четвертичных отложений Северного Кавказа // Всеросс. совещ.: Главные итоги в изучении четвертичного периода. – СПб, 1998.
257. *Черных В. И., Перфильев В. А.* Геоморфологическая карта Ставропольского края (по программе КИПР). – Л., 1986.
258. *Чесноков С. М., Захарова Э. Н., Лебедев-Зиновьев А. А.* Посленижнепермские малые интрузии среднего течения р. Аксаут // В сб.: Тез. докладов по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. – Ессентуки, 1968. С. 34–35.
259. *Шавишвили И. Д., Абесадзе М. Б., Чхотуа Т. Г.* Особенности состава и условия образования Ацгаринского тектонического покрова Передового хребта Большого Кавказа // В кн.: Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. С. 73–81.
260. *Шевченко В. И.* Роль чешуйчатых надвигов в структуре Центрального Кавказа // Советская геология. № 5, 1973. С. 107–115.
261. *Шевченко В. И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. – М.: Наука, 1984. 158 с.
262. *Шемтелев А. Г.* Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. – Киев, 1982, № 4. С. 97–99.

263. *Шемпелев А. Г.* Зоны субвертикальной нарушенности земной коры // В сб.: Мат-лы VI Междунардн. конф.: Новые идеи в науках о Земле. – М., 2003. С. 133–135.
264. *Шенгелия Д. М.* Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа // Тр. АН ГССР. Новая серия. Вып. 34. – Тбилиси: Мецниереба, 1972. 247 с.
265. *Шенгелия Д. М.* Петрология метаморфитов Ацгаринского покрова на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 5, 1986. С. 17–27.
266. *Шенгелия Д. М., Заридзе Г. М., Чичинадзе Г. Л.* Метаморфические формации Большого Кавказа. Объяснительная записка к карте метаморфических формаций кристаллического фундамента Большого Кавказа масштаба 1 : 200 000. – Тбилиси, 1998. 108 с.
267. *Шеголев А. К.* Верхний карбон Северного Кавказа в Зеленчук–Тебердинском междуречье (АН УССР). – Киев: Наукова думка, 1979. 196 с.
268. *Щербакова Е. М.* Древнее оледенение Большого Кавказа. – М.: Изд-во МГУ, 1973. 273 с.
269. *Энна Н. Л.* Домезозойские магматические и ультраметаморфические образования в Горной Балкарии // В сб.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. – Ессентуки, 1995. С. 245–246.
270. Юра Кавказа / Ростовцев К. О., Агаев В. Б., Азарян Н. Р. и др. – СПб: Наука, 1992. 183 с.
271. *Яцинин С. Б.* Геология, металлогения, рудноминеральные ресурсы Северного Кавказа в начале XXI столетия (ОАО «Кавказгеология»). – Минеральные Воды, 2008. 194 с.

Фондовая*

272. *Авдеев Н. С. и др.* Отчет о детальной разведке Центральной части Кти-Тебердинского вольфрамового месторождения по состоянию на 01.01.1987 г. Т. 1–6. 1987.
273. *Ажгирей Г. Д., Кизивальтер Д. С. и др.* Окончательный отчет Кавказской экспедиции МГУ по работам 1955–1960 гг. Т. 1–26. – М.: МГУ, 1961.
274. *Андреанов В. И. и др.* Отчет о предварительной разведке на юго-восточном фланге Кти-Тебердинского месторождения. Т. 1–6. 1993.
275. *Афанасьев Г. Д.* О магматизме Северного Кавказа и проявлениях оруденения с ним связанного (Доклад СКЦМР). Т. 1. 1954.
276. *Баранов Г. И.* Объяснительная записка к карте магматизма и метаморфизма Северного Кавказа масштаба 1 : 200 000. Т. 1. 1977.
277. *Баранов Г. И., Мартыненко А. А.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ в бассейне рр. Аксаут, Маруха и Теберда в пределах восточной половины листа К-37-24-В (Окончательный отчет Кти-Тебердинской партии за 1966–1968 гг.). Т. 1–2. 1968.
278. *Быков Н. В.* Отчет по изучению разрезов карбона в бассейнах рр. Бол. Зеленчук и Теберда за 1974–1975 гг. Т. 1–2. 1975.
279. *Воробьев Я. Г., Федорович А. И.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки Кавказской партии за 1966 г. Т. 1–3. 1967.
280. *Выгодниер М. А., Тиманов А. М.* Отчет о площадной гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории Северного Кавказа (листы К-37, К-38, L-38) с целью изучения глубинного строения площади, выявления основных структурных элементов, разломов и блоков, контролирующих полиметаллическое и редкометалльное оруденение. Т. 1–2. 1975.
281. *Газеев В. М.* Петролого-геохимическое изучение палеозойских гранитов с целью выделения перспективных рудно-магматических систем (ЦГСЭ, г. Ессентуки). Т. 1–3. 1991.
282. *Гаркави А. Г., Агамирзоев С. Р.* Изучение глубинного строения земной коры в центральной части Большого Кавказа (Отчет опытно-методической сейсмологической партии № 11 по теме № 370-85). Т. 1. 1988.
283. *Гиоргадзе О. А.* Сводный отчет по разведке месторождений юрских углей бассейна рр. Кубань–Малка. Т. 1–5. 1957.
284. *Гладких Н. А.* Совершенствование местных и региональных стратиграфических схем силурийских, триасовых, юрских, палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Кавказского региона. Подготовка к утверждению на МСК стратиграфических схем силурийских и палеогеновых отложений (Приложение № 15 к отчету по ГДП-200 и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листов К-37-IV, К-37-V). Т. 1–2. 2001.
285. *Гонсировский Д. Г., Царев П. В.* Отчет по теме № В.1.1./1108-4/201: Составление инженерно-геологической карты Северного Кавказа масштаба 1 : 500 000. Т. 1–4. 1975.
286. *Гордеева Г. В., Зимаков С. Ф.* Отчет о работах по ведению водного кадастра глубоких скважин по разделу «Подземные воды». Т. 1–29. 1991.
287. *Грабовский Э. Э., Резников Н. В.* Обработка геохимической информации по месторождению Кти-Теберда за 1984–1987 гг. Т. 1–3. 1988.
288. *Греков И. И., Губкина А. Н., Белуженко Е. В.* Составление и совершенствование легенды геологической карты масштаба 1 : 200 000 Скифской и Кавказской серии листов (г. Ессентуки). Т. 1–6. 1998.
289. *Греков И. И., Момот С. П.* Составление схемы тектонического строения района Зеленчукской ГЭС масштаба 1 : 25 000. Т. 1–2. 1968.
290. *Греков И. И., Семкин В. А.* Отчет по теме № 179: Геолого-структурное изучение Пшекиш-Тырныауской шовной зоны с целью определения ее рудоносности за 1970–1974 гг. Т. 1–3. 1974.

* Работы, для которых не указано место хранения находятся в Северо-Кавказском филиале ФГУ «ТФИ по ЮФО» в г. Ессентуки.

291. Греков И. И., Семкин В. А. Отчет по теме № А.П.1(1)3/258: Определение границ и объемов подразделений палеозоя СССР (карбон Северного Кавказа) за 1974–1975 гг. Т. 1–3. 1975.
292. Гриднев Г. Д. Отчет о результатах геологоразведочных работ на Красногорском месторождении огнеупорных глин за период 1952–1954 гг. Т. 1–5. 1955.
293. Григорьев Н. А., Мельникова Е. П. Отчет о составлении карты минеральных вод Северного Кавказа масштаба 1 : 500 000 и монографии к ней. Т. 1–3. 1972.
294. Гусев А. И., Кузубов П. П., Вединятин В. Я. Отчет по теме № Б.П.4/305,308,318(18)/391: Оценка прогнозных ресурсов вольфрама, свинца, цинка и меди на основе металлогенического и палеогеодинамического анализа территории Северного Кавказа за 1985–1988 гг. Т. 1–9. 1988.
295. Доля А. Н., Добrorодный В. Н. Сравнительное изучение метаморфических формаций кристаллического ядра Центрального Кавказа в связи с размещением полезных ископаемых. Т. 1–3. 1984.
296. Доля А. Н., Семкин В. А., Сыровацкий С. И. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Листы К-37-23-Г; К-37-24-В; К-37-36-А-а; К-37-36-А-б (Отчет Кти-Тебердинской геологосъемочной партии по работам 1985–1989 гг. по геологическому доизучению в Аксаутском рудном районе). Т. 1–5. 1989.
297. Доля А. Н., Яцинин С. Б., Шемпелев А. Г. и др. Прогнозно-металлогеническая карта Центрального Кавказа масштаба 1 : 200 000. Ч. I. // Отчет по теме № 425: Составление прогнозно-металлогенической карты Центрального Кавказа масштаба 1 : 200 000. Ч. 1–4. Т. 1–5 (г. Ессентуки). 2001.
298. Дотдугев С. И., Черных В. И. Неотектоническая карта Северного Кавказа (г. Ессентуки). Т. 1–2. 1976.
299. Дружинин А. В., Горохов В. А. Закономерности размещения вольфрамового оруденения на Кти-Тебердинском рудном поле с целью рационального направления поисково-разведочных работ. Т. 1–2. 1975.
300. Ермаков В. А. Отчет по составлению геологической карты Северного Кавказа и прилегающих территорий масштаба 1 : 500 000 (г. Ессентуки). Т. 1–3. 1993.
301. Ермаков В. А. и др. Отчет по составлению и подготовке к изданию комплекта карт масштаба 1 : 1 000 000 (Новая серия). Листы L-(37),(38) (г. Ессентуки). Т. 1–2. 1993.
302. Ермаков В. А., Письменная Н. С., Греков И. И. и др. Составление легенды Кавказской серии листов Госгеолкарты-200. Т. 1–5. 1998.
303. Живаго Н. Б., Безносков Н. В., Леонов Ю. Г. Отчет по теме № 70, раздел 4: Стратиграфия и фации юрских отложений северного склона Кавказа и Предкавказья. Кн. 1–4. 1960.
304. Зайцева Н. Г. Информационный отчет по итогам работы за 2001 г. по мониторингу геологической среды по Северо-Кавказскому региону (составление классификаторов названий месторождений и участков месторождений подземных вод Северо-Кавказского региона). Т. 1–2. 2001.
305. Зайцев Н. М., Зайцева Н. Г. и др. Сводный отчет по результатам второго этапа работ по оценке обеспеченности населения Северо-Кавказского региона ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Т. 1–7. – СК РФ, 2001.
306. Золотов Е. Е. Проведение опытных сейсмологических исследований МОВЗ с применением аппаратного комплекса АСС 6/12 «Черепаша» вдоль Кубанского профиля (Отчет по договору № 2 от 23.06.1997 г.). Т. 1–2. – М.: ГЕОН, 2000.
307. Кадастр буровых на воду скважин подземных вод территории деятельности СКТГУ масштаба 1 : 500 000. Т. 1–23. 1970–1990.
308. Канчели Б. Х., Хамасурадзе Т. В. Отчет Марухского геологосъемочного отряда по работам 1958 г. Т. 1–2. 1958.
309. Карнаух Ю. В. Покровная структура и рудоносность Урупо-Лабинского рудного района. Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. (г. Новочеркасск). Т. 1–2. 1990.
310. Карнаух Ю. В., Омельченко В. Л. Отчет о результатах детальных поисковых работ на медь в пределах восточной части Урупо-Лабинского рудного поля за 1980–1983 гг. Т. 1–4. 1983.
311. Кизевальтер Д. С., Белов А. А. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Лист К-37-24-А. Т. 1–3. 1957.
312. Кожевников А. В., Милановский Е. Е., Сафронов И. Н. и др. Окончательный отчет Кавказской экспедиции МГУ. Ч. III, раздел 13 (г. Москва). Т. 1. 1961.
313. Компаниец М. А., Потапенко Ю. Я., Калюга С. Е. и др. Отчет о поисковых геофизических работах в рудных районах металлогенической зоны Передового хребта за 1984–1990 гг. Т. 1–5. 1991.
314. Копецкая Л. Н., Пруцкая Л. Д., Ласкаржевская Т. Д. и др. Отчет по теме № В.1.1./700(18)-364: Составление серии гидрогеологических карт Северного Кавказа масштаба 1 : 1 500 000. Т. 1–3. 1985.
315. Коростелев П. П., Квят З. Г. и др. Отчет о площадной гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 (партия № 15/71). Т. 1–3. 1972.
316. Коростелев П. П., Квят З. Г. и др. Отчет о площадной гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 (партия № 15/72) в 1972 г. Т. 1–2. 1973.
317. Корсаков С. Г., Овсянц Ю. А., Добrorодный В. Н. и др. Отчет Верхне-Кубанской ГСП по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 листов К-37-24-Г; К-37-36-Б-а, б; К-38-13-В-в, г; К-38-13-Г-в, г; К-38-25-А-а, б; К-38-25-В-а, б за 1988–1995 гг. Т. 1–4. – Фонды ФГУГП «Кавказгеолсъемка», 1995.
318. Кременецкий А. А. Методика корреляции рудных пересечений амфиболитов различного генезиса и изучение распределения редкоземельных элементов в рудах и продуктах их обогащения (Кти-Тебердинское месторождение вольфрама Северного Кавказа). Т. 1. 1981.
319. Кудрин Н. И. Отчет о поисковых работах на минеральные воды в районе г. Карачаевска за 1973–1974 гг. Т. 1–3. 1974.
320. Лаврищев В. А., Семенуха И. Н. и др. Отчет Лабинского отряда о результатах поисков вольфрамового оруденения масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000, проведенных в Верхнелабинском поле минерализации. Т. 1–2. 1993.

321. *Лаврицев В. А., Семенуха И. Н., Кравченко В. А. и др.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Листы К-37-10-В; К-37-22-Б; К-37-23-А, В-а, б (Отчет Лабинской геологосъемочной партии по работам за 1986–1994 гг.). Т. 1–5. 1995.
322. *Лаврицев В. А., Семенов В. М., Баширов А. Н. и др.* Отчет по ГДП-200 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листов К-37-IV,V. Т. 1–2. 2001.
323. *Лотиев Б. К.* Отчет по теме № 157: Результаты геологического изучения Сторожевской площади Ставропольского края. Лист К-37-11-Б. Т. 1–3. 1956.
324. *Лотиев Б. К., Васин Б. Г.* Результаты геологосъемочных работ на Зеленчукской площади (Северный Кавказ). Масштаб 1 : 50 000. Т. 1–3. 1957.
325. *Лотиев Б. К., Стерленко Ю. А.* Результаты геологосъемочных работ на Красногорской площади (Северный Кавказ). Масштаб 1 : 50 000. Т. 1–2. 1958.
326. *Лунев А. Л.* Геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Листы VI и XII (Приложение к прогнозно-металлической карте масштаба 1 : 200 000). Т. 1–2. 1976.
327. *Лучников Б. П., Нагалева В. С., Коваленко Е. И.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Лист К-37-12-Г (Отчет Карачаевской геологосъемочной партии по специализированным работам 1966 г.). Т. 1–3. 1967.
328. *Маева Е. А., Дубинский А. Я.* Отчет Кавказской аэромагнитной партии за 1960 г. Т. 1–2. 1961.
329. *Мамедов А. И.* Отчет отряда на золото ЦГХП по оценке перспектив промышленной золотоносности Западной и Центральной части Северного Кавказа за 1988–1991 гг. Т. 1–3. 1991.
330. *Макаров В. Н.* Разработка методики комплексной оценки перспектив междуречья Кубань—Чегем на выявление промышленных месторождений цветных, редких и благородных металлов. Т. 1–2. 1982.
331. *Махнев А. М., Сапунов И. И.* Изучение литолого-фациальных особенностей и геологического строения юрских отложений с целью выявления перспективных участков для поисков ловушек нефти и газа в междуречье Белая—Уруп Краснодарского края. Т. 1–3. 1985.
332. *Мединцев П. Д.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ Кти-Тебердинской партии за 1956 г. Т. 1–4. 1958.
333. *Меньков В. М.* Отчет Аксаутской партии № 54 и группы ВИМС о результатах геолого-поисковых и тематических работ в Аксаут-Гидамском районе Северного Кавказа. Т. 1–5. 1969.
334. *Меньков В. М., Якишин В. М., Васильев А. Т.* Отчет Аксаутской партии № 54 и группы КИМСа о результатах геолого-поисковых и тематических работ в Аксаут-Гидамском районе Северного Кавказа. Т. 1–3. 1970.
335. *Михеев Г. А., Долгих А. Г., Егоров А. К.* Отчет по теме № 41: Интрузивные образования Северного Кавказа, их геохимическая и металлогеническая специализация (1964–1967 гг.). Т. 1–3. 1967.
336. *Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я.* Геологическая карта Кавказа масштаб 1 : 50 000. Лист К-37-22-Б (Отчет Архызской геологосъемочной партии по работам 1956 г.). Т. 1–3. 1957.
337. *Нетреба А. В., Савин С. В., Баранов Г. И. и др.* Сводный отчет по составлению прогнозно-металлогенической карты Кавказа и Закавказья масштаба 1 : 200 000. Т. 1–27. 1977.
338. *Нижегородова И. С.* Геолого-геофизическая интерпретация региональных профилей (Отчет о работах тематической партии № 13/92). Т. 1. 1992.
339. *Омельченко В. Л., Мартыненко А. А., Трофименко Е. А.* Определение направления ГРП на колчеданное оруденение в пределах покровно-складчатой структуры раннегерцинского комплекса Передового хребта с разработкой поисковой модели колчеданных месторождений (Отчет по теме № Б.11.4./308/18.05001-03/398 за 1987–1991 гг.). Т. 1–4. 1991.
340. *Омельченко В. Л., Рахмин Е. П., Андрианов В. И.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ, проведенных в Марух-Зеленчукском районе в 1973–1976 гг. Т. 1–4. 1977.
341. *Омельченко В. Л., Родченков Р. А., Черенков В. И.* Отчет о поисково-ревизионных работах, проведенных в бассейне рр. Маруха, Аксаут, Эшакон в 1966–1967 гг. Т. 1–3. 1967.
342. *Омельченко В. Л., Скрипченко Н. С., Тамбиев А. С.* Отчет о результатах работ на медь в Урупо-Лабинском районе за 1976–1979 гг. Т. 1–4. 1979.
343. *Омельченко В. Л., Скрипченко Н. С., Тамбиев А. С.* Отчет о результатах поисковых работ на медь в Кубано-Малкинском районе за 1979–1982 гг. Т. 1–3. 1982.
344. *Омельченко В. Л., Шкурят О. В.* Отчет по теме № 425: Составление прогнозно-металлогенической карты Центрального Кавказа масштаба 1 : 200 000. Ч. III. Карта золотоносности доюрского основания Карачаево-Черкесского сегмента зоны Передового хребта масштаба 1 : 100 000. Т. 1–4. 2001.
345. *Онищенко А. Д.* Отчет по анализу результатов работ по применению изотопно-свинцового метода за 1975–1976 гг. Т. 1. 1976.
346. *Островский А. Б.* Отчет о детальном поисках пресных подземных вод для водоснабжения населенных пунктов Урупского района с оценкой эксплуатационных ресурсов переуглубленных речных долин бассейна р. Кубани в пределах КЧАО Ставропольского края за 1983–1987 гг. Т. 1–5. 1987.
347. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа / Семенова Л. Р., Снежко В. В., Забирченко Д. Н. и др. // Составление ГИС-Атласа карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Южного федерального округа (Государственный контракт № ГР-4 от 12.09.2002 г.). Т. 1. 2003.
348. *Панарина Н. Д., Забелова Л. А. и др.* Отчет по теме № VIII.В.П.1/700(18)-69-1/305: Региональная оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных термальных вод Северного Кавказа. Т. 1–5. 1980.
349. *Панарина Н. Д., Терещенкова Л. А.* Отчет по теме № VIII.В.П.1/700(18)-69-1/354: Региональная оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных промышленных вод Северного Кавказа. Т. 1–7. 1985.
350. *Печенюк В. Ф., Прокуронов П. В. и др.* Отчет о экогеохимических работах масштаба 1 : 500 000 на территории Ставропольского края. Т. 1–7. 1994.

351. *Письменный А. Н., Терещенко В. В., Перфильев В. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Листы К-38-VIII, XIV (Советское). Т. 1–7. 2002.
352. *Письменный А. Н., Корсаков С. Г.* Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (ГДП-200 по листам К-38-I; К-38-VII; L-37-XXVII; L-37-XXXV (Кисловодский объект) с целью создания геологической основы и перспектив развития гидроминеральной базы региона КМВ). Т. 1–9. 2005.
353. *Письменный А. Н., Лаврищев В. А., Энна Н. Л.* Создание ГИС-Атласа Российской части Кавказа. Т. 1–4. 2008.
354. *Письменная Н. С., Греков И. И., Пичужков А. С.* Легенда Кавказской серии листов геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Т. 1–6. 2008.
355. *Пичужков А. Н., Фисенко Е. В. и др.* Отчет о проведении опережающих геохимических поисков масштаба 1 : 50 000 в Вехне-Кубанском районе за 1987–1992 гг. Листы К-37-24-Г; К-36-Б-а, б; К-38-13-В, Г; К-38-25-А-а, б; К-38-25-Б-а, б. Т. 1–3. 1993.
356. *Пичужков А. Н. и др.* Отчет о проведении опережающих геохимических поисков масштаба 1 : 50 000 в Кубано-Урупском районе за 1990–1994 гг. Листы К-37-11-А-в, г; К-37-11-В, Г; К-37-12-В-в, г; К-37-12-Г; К-37-23-Б-б, в, г; К-37-24-А, Б. Т. 1–3. 1997.
357. *Пичужков А. Н., Козюба А. А.* Отчет ПГХП о проведении ОГХП-50 и экогеохимических исследований в восточной части Северо-Кавказской моноклинали за 1991–1994 гг. Т. 1–3. 1995.
358. *Поветкин В. Ф., Поветкина Л. В., Ильченко Л. Ф.* Сводный геологический отчет по Урупской группе медноколчеданных месторождений с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1961 г. (Северный Кавказ). Т. 1–18. 1962.
359. *Погребнов Н. И.* Отчет о геологоразведочных работах 1947–1952 гг. на Толстобугорском месторождении каменного угля. Т. 1–6. 1952.
360. *Погребнов Н. И.* Средний и верхний карбон Северного Кавказа. Дисс. к. г.-м. н. (г. Ростов-на-Дону). Т. 1. 1960.
361. *Погребнов Н. И., Евсюков П. С.* Отчет о геологоразведочных работах на Кяфаро-Богословском месторождении каменного угля за 1946–1951 гг. Т. 1–6. 1952.
362. *Потапенко Ю. Я., Греков И. И. и др.* Стратиграфия метаморфических толщ Северного Кавказа за 1963–1964 гг. Т. 1. 1965.
363. *Потапенко Ю. Я., Елистратов О. А.* Отчет по теме № V-Б.1.3/308(18)41-1/683: Прогнозная оценка на колчеданное оруденение офиолитового комплекса Передового хребта Северного Кавказа (междуречье Кяфар–Маруха) с составлением комплекта прогнозных карт в масштабе 1 : 25 000 за 1984–1986 гг. Т. 1–3. 1986.
364. *Потапенко Ю. Я., Снежко В. А., Пруцкий Н. И.* Отчет по теме № 191: Корреляция додевонских метаморфических толщ различных структурно-формационных зон Северного Кавказа. Т. 1–2. 1974.
365. *Прокуронов П. В., Чернов И. И.* Составление и подготовка к изданию комплекта карт геологического содержания Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000 за 1993–1995 гг. Кн. IV. Объяснительная записка к комплекту геоэкологических карт Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000. Т. 1–2. 1995.
366. *Пруцкая Л. Д., Батурина Н. В., Круткина О. Н.* Отчет по проблеме прогноза землетрясений за 1988–1990 гг. Т. 1–5. 1991.
367. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Северного Кавказа / Чегодаев Л. Д., Греков И. И., Омельченко В. Л. (Утверждена МСК 28.01.2000 г.). Т. 1. 2000.
368. *Ростовцев К. О.* Нижне- и среднеюрские отложения Западного Кавказа и Западного Предкавказья. Дисс. на соиск. уч. степ. д. г.-м. н. (Краснодарский филиал ВНИИ, лаборатория стратиграфии, г. Краснодар). Т. 1–2. – Фонды ФГУПП «Кавказгеолсъемка», 1967.
369. *Родченков Р. А., Андрийченко В. С. и др.* Отчет о поисковых работах масштаба 1 : 2 000, проведенных в пределах Кишкитского рудного поля и поисково-ревизионных работ масштаба 1 : 25 000 на участках шлиховых ореолов в междуречье Теберда–Маруха в 1969–1971 гг. Т. 1–4. 1972.
370. *Рудзянский Л. А., Захарян Р. С.* Геологическое описание листа К-37-11-Г (Лесо-Кяфарский район) по работам 1957 г. Т. 1–3. 1958.
371. *Рудянов И. Ф., Печенюк В. Ф., Письменная Г. А.* Отчет по геологическому доизучению и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листа L-37-XXXVI (Невинномысск). Т. 1–2. 2001.
372. *Савин С. В., Василенко В. Ф., Савин А. С. и др.* Геолого-экономическая оценка минерально-сырьевой базы Северного Кавказа. Оценка прогнозных ресурсов металлических полезных ископаемых Северного Кавказа по состоянию на 01.01.1998 г. (СКРО ВИЭМС). Т. 1. 1998.
373. *Семенуха И. Н., Соколов В. В., Черных В. И.* Отчет по ГДП-200 в пределах центрального сегмента Главного хребта Центрального Кавказа. Листы К-37-VI, (XII) (Карачаевский объект). Т. 1–6. 2009.
374. *Сидоренко В. Ф., Донченко Г. Л.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Лист К-37-23-А (Отчет Архызской геологосъемочной партии по работам 1966–1967 гг. в Ставропольском крае). Т. 1–3. 1967.
375. *Смирнов В. М.* Отчет о поисках вольфрамового оруденения в Верхнелабинском поле минерализации за 1988–1992 гг. (г. Черкесск). Т. 1–3. 1993.
376. *Смоленцев Г. М.* Отчет о поисково-ревизионных геолого-геофизических работах, проведенных в Теберда-Кубанском районе в 1969–1972 гг. Т. 1–4. 1973.
377. *Снежко В. А., Греков И. И., Баранов Г. И.* Составление и подготовка к изданию комплекта карт геологического содержания Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000 (Атлас-1000) за 1993–1999 гг. Т. 1–7. 1999.
378. *Снежко В. А., Добродородный В. Н., Греков И. И.* Совершенствование схемы стратиграфии древних кристаллических толщ Центрального Кавказа абиотическими и палеонтологическими методами. I этап – Бечасынская зона. Т. 1–5. 2001.

379. *Снежко В. А., Доля А. Н.* Анализ поисковой изученности Северо-Кавказского региона для обоснования направлений ГРП на уголь. Т. 1–2. 1996.
380. *Снежко В. А., Письменная Н. С., Омельченко В. Л.* Систематизация и анализ материалов по изученности стратиграфии, магматизма и метаморфизма Северного Кавказа. I этап – стратиграфия дочетвертичных отложений. Т. 1–6. 2001.
381. *Снежко Е. А., Баранов Г. И., Вьюнов В. И.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Листы К-37-11-А, В (Отчет Урупской ГСП по работам 1957 г.). Т. 1–2. 1958.
382. *Снежко Е. А., Михеев Г. А.* Геологическая карта Кавказа масштаб 1 : 50 000. Лист К-37-23-В (Отчет Верхне-Лабинской геологосъемочной партии по работам 1958 г.; г. Ессентуки). Т. 1–3. 1959.
383. *Снежко Е. А., Снежко В. А., Донченко Г. Л.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Листы К-37-11-А и К-37-11-В. Т. 1. 1962.
384. *Соколов Е. М., Астежеев Е. А.* Отчет по предварительной разведке центрального участка Кти-Тебердинского вольфрамового месторождения в Зеленчукском районе КЧО Ставропольского края с подсчетом запасов по состоянию на 1 июля 1984 г. Т. 1–7. 1984.
385. *Срабонян М. Х., Костилов М. М., Рудин О. А.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Лист К-37-24-Б (Отчет Верхне-Тебердинской геологосъемочной партии по работам 1957 г.; г. Ессентуки). Т. 1–3. 1958.
386. *Срабонян М. Х., Омельченко В. Л., Гробман В. С.* Изучение эталонных объектов магматических комплексов Северного Кавказа. I этап – оценка изученности доюрских магматических комплексов Центрального Кавказа и составление программы работ по их эталонированию. Т. 1–4. 2001.
387. *Тимохин Г. В.* Отчет о детальных поисках пресных подземных вод в долинах рек Кубань, Теберда и Аксаут для водоснабжения сельских населенных пунктов и городов Карачаево-Черкесской Республики и Ставропольского края за 1990–1993 гг. Т. 1–4. 1994.
388. *Ткачук А. Е., Ткачук Г. А.* Детализация стратиграфии и литологии, фациальной изменчивости продуктивных пачек мезозойских отложений юга Ставропольского края с целью выявления их перспективности на нефтегазоносность. Т. 1–2. 1970.
389. *Трофименко Е. А., Литовко Г. В.* Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. Т. 1. 2002.
390. *Токмакова П. И., Иванов Г. И., Седых А. М.* Разработка стратиграфо-литологической схемы мезозойских и кайнозойских образований Северного Кавказа за 1961 г. Т. 1–3. 1962.
391. *Усик В. И., Колесникова Л. А., Кулик Н. Г.* Отчет о работах по созданию фонда достоверной геологической информации. Т. 1–4. 1983.
392. *Усик В. И., Шишов В. С.* Отчет картосоставительского отряда по работам 1979–1981 гг. Т. II. КATALOGИ силикатных анализов и определений абсолютного возраста. Т. 1–7. 1981.
393. *Уточкина Г. И.* Отчет по результатам поисков подземных вод для целей водоснабжения отгонных пастбищ в Карачаево-Черкесской АО Ставропольского края. Т. 1–3. 1966.
394. Учетные карточки водозаборных сооружений ДГУП «Севкавгеоинформмониторинг» за 1979–2000 гг. Т. 1–3. 2000.
395. *Федченко П. И.* Отчет о проведении геохимических поисков масштаба 1 : 50 000 в Верхне-Зеленчукском районе за 1985–1989 гг. Листы К-37-10-Г-г; К-37-11-В-в, г; К-37-22-Б; К-37-23-А; К-37-23-Б-а, б; К-37-23-В, Г; К-37-24-В; К-37-36-А. Т. 1–3. 1989.
396. *Чуб П. И.* Отчет о результатах детальной разведки Жако-Красногорского месторождения гипса в Хабезском районе Ставропольского края. Т. 1–3. 1964.
397. *Христюк Г. К., Маева Е. А.* Отчет о работе Западно-Кавказской аэромагнитной партии за 1972 г. Т. 1–4. 1973.
398. *Чанышев И. С., Яцинин С. Б.* Оценка перспектив золотоносности Северо-Кавказского региона. Т. 1–2. 1999.
399. *Чегодаев Л. Д.* Определение границ и объемов подразделений палеозоя СССР (карбон Северного Кавказа) за 1974–1975 гг. Т. 1–3. 1975.
400. *Чегодаев Л. Д., Пупорев Ю. Б., Морозова Ф. И.* Отчет по теме № 235: Стратиграфо-палеонтологические исследования отложений среднего палеозоя зоны Передового хребта (Северный Кавказ) с уточнением легенды за 1972–1975 гг. Т. 1–4. 1975.
401. *Чегодаев Л. Д., Пупорев Ю. Б., Морозова Ф. И.* Отчет по теме № 277: Выделение характерных комплексов фауны и флоры для среднего палеозоя Северного Кавказа, разработка палеонтологически обоснованной унифицированной схемы стратиграфии среднепалеозойских отложений за 1975–1979 гг. Т. 1–3. 1979.
402. *Чегодаев Л. Д., Ковтунов С. А.* Отчет по теме № 384: Изучение стратиграфии и составление детальных стратиграфических схем палеозойских отложений рудных районов Северного Кавказа за 1985–1988 гг. Т. 1–3. 1989.
403. *Чегодаев Л. Д., Морозова Ф. И., Чермных А. В.* Отчет по теме № 332: Опорные разрезы среднего–верхнего девона и нижнего карбона Северного Кавказа за 1981–1985 гг. Т. 1–2. 1985.
404. *Чегодаев Л. Д., Снежко В. А., Морозова Ф. И.* Отчет по теме № А.П.2./18-411: Биостратиграфическое обоснование и уточнение системных стратиграфических схем палеозоя Центрального Кавказа для составления опорной легенды Госгеокарты-50 за 1988–1998 гг. Т. 1–3. 1999.
405. *Черевков А. Г.* Геологический отчет о результатах структурно-поискового, поискового и разведочного бурения, проведенного на Ровненской, Рицевской, Терновской, Веселовской, Нагутской, Северо-Фроловской, Знаменской, Аксаут-Марухской и Бижгонской площадях в 1968–1974 гг. Т. 1–3. 1974.
406. *Черных В. И.* Обобщение и систематизация материалов по четвертичным отложениям Северного Кавказа. Т. 1–3. 1999.

407. *Черных В.И.* Обобщение и систематизация материалов по четвертичным отложениям Северного Кавказа. Т. 1. 2000.
408. *Швец А. И., Калюга С. Е., Швец А. И. и др.* Отчет о геолого-геофизических исследованиях вдоль Кубанского профиля. Т. 1–4. 2001.
409. *Шустваль С. А.* Отчет по оценке эксплуатационных запасов минеральных вод Кубань-Красногорского участка Красногорского месторождения в КЧР. Т. 1–2. 2002.
410. *Якшин В. М., Меньков В. М.* Отчет о совместной работе Аксаутского отряда партии № 29 Кольцовской экспедиции и группы КИМСа по разделу 2 темы № 15: Оценка перспектив ураноносности междуречья Уруп–Мал. Лаба (в т. ч. Пскентского горста) и Аксаут-Гидамского района. Т. 1–3. 1971.
411. *Яцинин С. Б., Доля А. Н., Мирошников А. М. и др.* Локализация и оценка прогнозных ресурсов рудного золота на Северном Кавказе (2002–2004 гг.). Т. 1–2. 2004.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
I-4	6	Хумаринское	К	[326, 327]	Отработано
II-1	23	Толстобугорское	К	[326, 359]	Законсервировано
III-2	1	Кяфарское	К	[326, 361]	Законсервировано
III-4	1	Сенты-Кольтюбинское	К	[326, 385]	Законсервировано
III-4	3	Амгатинское	К	[326, 385]	Законсервировано
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
<i>Медь, золото</i>					
II-1	1	Скалистое	К	[372, 377]	Законсервировано
II-1	2	Власенчихинское	К	[372, 377]	Отработано
II-1	4	Первомайское	К	[372, 377]	Законсервировано
II-1	6	Урупское	К	[372, 377]	Эксплуатируется
<i>Вольфрам</i>					
IV-3	41	Кти-Теберда	К	[296, 326]	Законсервировано
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	12	Власенчиха	Р	[329]	Отработано
II-1	25	Кяфарская-1	Р	[329]	Отработано
II-2	4	Кяфарская	Р	[329]	Отработано
II-2	6	Кизильчукская	Р	[329]	Отработано
II-2	10	Зеленчукская	Р	[329]	Отработано
Радиоактивные элементы					
<i>Уран, фосфор</i>					
I-1	7	Пскентское	К	[326, 377]	Законсервировано
III-3	15	Аксаутское	К	[311, 326]	Законсервировано
III-3	18	Гидамское	К	[311, 326]	Законсервировано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Керамическое и огнеупорное сырье					
<i>Фарфоровый камень</i>					
III-3	11	Кишкитское	К	[311]	Разведывается
<i>Глины огнеупорные</i>					
I-4	2	Красногорское-II	К	[325]	Эксплуатируется
I-4	7	Красногорское	К	[325]	Законсервировано
Строительные материалы					
<i>Кислые интрузивные породы (гранит)</i>					
V-3	4	Домбайское	К	[296]	Законсервировано
<i>Средние эффузивные породы (андезит)</i>					
II-4	5	Карачаевское (андезит)	К	[327]	Эксплуатируется
II-4	12	Южно-Ташлыккольское (андезит)	К	[327]	Законсервировано
<i>Мраморы</i>					
III-4	9	Агурское	К	[385]	Эксплуатируется
IV-4	3	Джемагатское	К	[326]	Эксплуатируется
<i>Песчаник</i>					
I-1	6	Южно-Преградненское	К	[326]	Законсервировано
II-2	5	Оленевское	К	[370]	Законсервировано
Прочие ископаемые					
<i>Гипс</i>					
I-3	2	Алибердуковское	К	[324]	Эксплуатируется
I-4	4	Панковское	К	[325]	Отработано
I-4	5	Жако-Красногорское	К	[325]	Эксплуатируется
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ					
Минеральные лечебные					
<i>Углекислые</i>					
I-4	1	Важненско-Красногорское		[304, 305]	Эксплуатируется
I-4	3	Кубань-Красногорское		[304, 305]	Эксплуатируется

Окончание прил. 1

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
II-4	10	Джингирикское		[304, 305]	Эксплуатируется
IV-3	6	Тебердинское		[304, 305]	Эксплуатируется
V-3	10	Домбайское		[304, 305]	Законсервировано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), геофизических аномалий (ГФ), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
П-3	10	Эзи-Таухчи	[308]	П. Три прослоя угля мощностью 0,06, 0,2 и 0,5 м
П-3	11	Ужумское	[308]	П. Два пласта угля мощностью 0,4 м
П-4	9	Джингирикское	[327]	П. Одиннадцать угольных пластов: один мощностью 0,35-0,4 м, остальные - 0,14-0,23 м
П-4	11	Мало-Казенное	[327]	П. Пласт угля средней мощности 0,5-0,55 м
П-2	7	Кяфаро-Богословское	[361]	П. Маломощные пласты угля
П-3	1	Брушсыртское	[311]	П. Шесть пластов угля мощностью до 0,45 м
П-3	19	Марух-Аксаутское	[311]	П. Маломощные пласты угля (0,4-0,9 м)
П-4	8	Верхне-Тебердинское	[385]	П. Маломощные пласты угля (от 0,6 до 1,2 м)
<i>Уголь бурый</i>				
I-3	1	Тришкинское	[324]	П. Линза бурого угля из двух прослоев мощностью 0,15 и 0,2-0,5 м
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
П-3	7	Больше-Зеленчукский	[308]	П. Линзы оолитовых гематитовых руд мощностью 0,5-0,85 м
П-1	26	Балки Церковная	[321]	П. Линза магнетита в ультрабазитах. Fe ₂ O ₃ - до 37%
П-1	29	Архызский	[321]	П. Шлиры и гнездовидные скопления магнетита
<i>Марганец</i>				
П-4	1	Левый борт р. Кубань (западнее Карачаевска)	[356]	ВГХО. Mn, Cu, Pb - 2-5 фонов в донных отложениях. Вероятный источник - шоанская свита
П-4	3	Истоки р. Кардоник	[356]	ВГХО. Mn - 2-5 фонов в донных отложениях. Вероятный источник - шоанская свита
<i>Хром</i>				
П-1	11	Бассейн р. Черемуховой	[356]	ВГХО. 2-5 фонов в донных отложениях. Генезис неясен
П-1	19	Архызское	[321]	П. Хромитовые вкрапленные тела в серпентинитах
IV-2	4	Истоки р. Кизгыч	-	ВГХО. 2-5 фонов в донных отложениях. Генезис неясен
<i>Ванадий</i>				
I-2	3	Верховья р. Бульварки	[356]	ВГХО. 2-5 фонов в донных отложениях. Генезис неясен
П-3	3	Окраина пос. Хасаут-Греческий	[356]	ВГХО. 2-5 фонов в донных отложениях. Генезис неясен
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
П-2	7	Кизыльчук-2	[308]	ПМ. Согласная зона с вкрапленностью пирита и халькопирита
П-2	8	Междуречье Кяфар-Кяфар-Агура	[308]	ПМ. Прожилки в пропилизитизированных базальтоидах касеевской свиты. Медь - 0,1%
П-2	9	Правый борт Кяфара	[313]	ГФ. Аномалия естественного поля интенсивностью до 100 мв, верхняя кромка объекта - 75 м
П-3	13	Белоскальное	[308]	ПМ. В терригенных породах нижней перми установлены 39 линз и прослоев с сульфидами
П-1	28	хр. Абишира-Ахуба	[321]	ПМ. В туфах сингенетичная минерализация сульфидов. Медь - 0,2%
П-2	6	Мало-Кяфарское	[335]	ПМ. Согласная зона с вкрапленностью пирита и халькопирита
П-2	11	Богословская зона	[335]	ПМ. Густая вкрапленность и прожилки пирита, редко - халькопирита

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	13	Волковская жила	[335]	ПМ. В известковистых сланцах палеозоя залегает карбонатно-кварцевая жила (мощность 2-10 м, длина 2500 м, по падению 650 м) с пиритом и халькопиритом. Золото - следы, медь - до 3,21%
III-2	19	Линевская зона	[335]	ПМ. Зона мощностью 1-3 м с рассеянной вкрапленностью пирита, реже - халькопирита и сфалерита
III-2	36	Лунное	[335]	ПМ. В кристаллических сланцах - вкрапленность халькопирита, реже - пирита и галенита
III-3	2	б. Мокрая	[311]	ПМ. В песчано-глинистых сланцах нижней перми - послойная вкрапленность малахита и азурита
III-3	3	б. Осипова	[311]	ПМ. В терригенной толще нижней перми - два сближенных прослоя (по 0,8 м) конгломерата с вкрапленностью пирита, галенита, халькопирита
III-3	14	Аксаут-Кишкитское-3	[311]	ПМ. В фосфатоносных песчаниках среднего карбона (мощность до 15 м) - вкрапленность борнита, малахита, азурита
III-3	17	Киньрчадское	[311]	ПМ. Песчаники нижней перми с медной минерализацией содержат линзу известковисто-фосфатных оолитовых алевролитов с купритом
III-4	20	Правый борт р. Теберда	[313]	ГФ. Аномалия естественного поля интенсивностью до 120 мВ, вызвана зоной пиритизации, верхняя кромка объекта - 55 м
III-4	21	Правый борт р. Кольтубе	[313]	ГФ. Аномалия вызванной поляризации с интенсивностью 16%, вызвана зоной пиритизации, верхняя кромка объекта - 40 м
<i>Медь, золото</i>				
II-1	3	р. Работайка	[377]	ПМ. Даутская свита. 2 согласных полосы сульфидизации протяженностью 0,5 и 1 км. Cu - 0,008%, Pb - 0,017%, Zn - 0,005%, Au - 0,25%
II-1	21	Правый борт Кяфара	[377]	ПМ. Прожилки в пропилитизированных базальтоидах касавской свиты. Золото - 0,1 г/т
III-3	12	Сосновское	[321]	П. Стратиформная зона (150-20 м) сульфидизации в базальтоидах даутской свиты. Медь - до 2,2%, золото - 0,2 г/т
III-1	2	Озеро Рыбное	[321]	ПМ. Кварцевая жила в пропилитизированных базальтоидах вблизи тектонического контакта. Золото - 0,4 г/т
III-1	17	Верхне-Агурская зона сульфидизации	[321]	ПМ. Стратиформная зона (250-20 м) сульфидизации в базальтоидах карабекской свиты
III-2	4	Балки Подорванной	[344]	ПМ. Зона окварцевания неясной морфологии и стратиформная зона сульфидизации. Ужумская свита
III-2	8	Правый борт Кяфар-Агура	[344]	ПМ. Зона сульфидизации в базальтоидах карабекской свиты. Медь - до 1,2%
III-2	10	Правый борт Кяфар-Агура 1	[344]	ПМ. Зона сульфидизации в базальтоидах карабекской свиты. Медь - до 0,5%, золото - 0,1 г/т
III-2	17	Касавское	[344]	ПМ. Зона сульфидизации в базальтоидах карабекской свиты. Медь - до 1,8%, золото - 0,2 г/т
III-2	20	Марухское	[344]	ПМ. Стратиформная зона кварцевых прожилков в базальтоидах касавской толщи с дайками габброидов
III-2	23	Карабекское-2	[344]	ПМ. Стратиформные зоны сульфидизации в базальтоидах карабекской свиты (до 2 км при общей мощности 170 м). Cu - 1,2%
III-2	24	Карабекская зона	[344]	ПМ. В породах вкрапленность, гнезда и прожилки пирита, редко - халькопирита и сфалерита
III-2	33	Карабекское (Восточная зона сульфидизации)	[344]	П. Стратиформные зоны сульфидизации в базальтоидах карабекской свиты (более 2 км при общей мощности 150-300 м). Полосы сплошного оруденения до 1-2 м. Cu - 1,2%, Au - до 4,4 г/т, Pb - 0,04%
III-4	13	Спорная	[385]	ПМ. Зона сульфидизации (30x1100 м) в туфоконогломератах и граувакках семиродниковской свиты
III-4	15	Кыркольская западная	[385]	П. Зона сульфидизации (15x1250 м) в плагиорио-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		зона		лит-порфирах даутской свиты. Кварц, серицит, хлорит, сульфиды
III-4	19	Верховья Кыркол-Корылькая	[385]	ПМ. Зона сульфидизации (до 1100 м) в плагиориолит-порфирах даутской свиты. Кварц, серицит, хлорит, сульфиды
IV-3	4	Мухинское (северная зона)	[296]	П. В кварц-серицитовых и хлоритовых сланцах - зона окварцевания, пиритизации. Cu - 0,53-1,31%; Zn - 0,32-3,75%; Pb - до 0,18%; Au - 0,6 г/т
IV-3	5	Центральная зона Мухинского проявления	[296]	П. Зона вкрапленной сульфидизации в кислых вулканитах даутской свиты. Cu - 0,2%, Zn - 0,13%, Au - 0,1 г/т - на поверхности; Cu - до 1,31%, Zn - до 3,75%, Pb - до 0,18%, Au - до 0,8 г/т - в керне
IV-4	5	Даутское	[317]	П. Две полосы сульфидизации (мощность 10-150 м, протяженность до 2,5 км) в плагиориолит-порфирах даутской свиты
<i>Медь, свинец, цинк</i>				
III-1	4	г. Чилик-Первый	[337]	ПМ. В зоне милонитизации - гнезда и прожилки халькопирита, пирита, борнита, сфалерита
III-1	5	р. Кяфар	[337]	ПМ. В зоне милонитизации, реже в кварц-карбонатных породах - прожилки халькопирита, пирита, сфалерита
III-1	20	р. Кяфар-Агур	[337]	ПМ. В кварц-карбонатных жилах - гнезда и прожилки халькопирита, пирита, галенита
III-1	25	р. Архыз	[337]	ПМ. В карбонатно-кремнистых прослоях аксаутской свиты - вкрапленность пирита, галенита, сфалерита, халькопирита
III-1	32	р. Пхия	[321]	ПМ. Кварцевые (иногда с хлоритом и карбонатом) жилы в кристаллических сланцах. Цинк, свинец - 1,5%, медь - 1,0%
III-1	39	р. Архыз 1	[321]	ПМ. В породах аксаутской свиты - вкрапленность пирита, халькопирита, галенита, сфалерита
III-2	2	Вингури-Восточная	[337]	ПМ. Кварцевые альбитофиры с вкрапленностью, гнездами и прожилками пирита, халькопирита, реже - сфалерита
III-2	3	б. Красная	[337]	ПМ. В зоне дробления - прожилки кварца с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, сфалерита
III-2	15	Кольтюбинское-1	[337]	ПМ. В песчаниках на 12 м прослежена жила брекчиевидных сульфидных руд. Содержание меди по борздовым пробам - до 6,94%, в шурфах - до 24%
III-2	25	Архыз	[337]	ПМ. В зоне дробления мощностью 0,4 м и видимой протяженностью 5,6 м имеются прожилки кварца с малахитом
III-2	26	Большой Зеленчук	[337]	ПМ. В породах кварцевая жила мощностью 0,1 м, видимой протяженностью 1,2 м содержит вкрапленность пирита и халькопирита
III-2	31	р. Кизгыч	[337]	ПМ. В породах кварцевая жила (мощность 0,18 м, длина 3 м) с очень редкой вкрапленностью халькопирита и галенита
III-2	34	Марухское	[337]	ПМ. В зоне милонитизации, реже в кварц-карбонатных породах - крупные (до 2-3 см) гнезда и прожилки халькопирита, пирита, борнита
III-2	35	р. Маруха	[337]	ПМ. В пласте песчаника - прожилки кварца и кальция с пиритом и халькопиритом
III-3	7	Левобережное	[311]	ПМ. В породах (туфах?) прожилки с халькопиритом, галенитом, блеклыми рудами
III-3	8	Мало-Кишкитское	[311]	ПМ. В породах (туфах?) - 0,2-1,0 м прослои с вкрапленностью и прожилками пирита, галенита, халькопирита
III-3	13	Кишкит-Аксаутское-2	[311]	ПМ. В карбонатно-кремнистых прослоях нижней перми отмечена вкрапленность пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, борнита
III-4	16	р. Теберда	[385]	ПМ. В кварцевых прожилках - вкрапленность халькопирита, пирита, сфалерита
III-4	17	Дженаит	[385]	ПМ. Зона кварцевых прожилков с вкрапленностью халькопирита, пирита, сфалерита

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	18	р. Теберда 1	[385]	ПМ. В кварцевых прожилках отмечена вкрапленность халькопирита, пирита, галенита
IV-1	6	р. София	[321]	ПМ. Зона кварцевых прожилков в белореченских гранитах. Медь - 0,1%
IV-1	9	руч. Дучинка	[321]	ПМ. Гнейсы секутся кварцевой жилой. Медь - 1,5%, цинк - 0,1%
IV-2	10	Перевальный	[296]	ПМ. Зона смятия в кристаллических сланцах. Серебро - 20 г/т (спектр. анализ)
IV-3	3	Левый борт Муху	[296]	ПМ. Известняки, пропитанные сетью кварцевых прожилков с сульфидами в зоне тектонического нарушения. Серебро - 100 г/т (спектр. анализ)
IV-3	21	Малая Марка	[337]	ПМ. Зона кварцевых прожилков в мигматитах Гондарайского комплекса. Медь - 0,07%, цинк - 0,04%
IV-3	37	Будукский	[317]	ПМ. Зона кварцевых прожилков в уллукамских гранитах. Медь - 0,1%, цинк - 0,06%, свинец - 0,04%
IV-4	1	Корьлыккайская центральная зона	[317]	ПМ. Измененные кварцевые альбитофиры содержат вкрапленность и прожилки пирита, реже - сфалерита и халькопирита
IV-4	7	Джемагат	[317]	ПМ. Зона дробления в базальтоидах карабекской свиты. Медь - 0,78%, цинк - 0,04%, свинец - 0,02%, золото - до 0,01 г/т
IV-4	9	Назалыкол-Горалыкол	[317]	ПМ. Кварцевая жила в палеозойских гранитах; вкрапленность халькопирита, пирита, галенита
V-3	2	пер. Алибек	[296]	ПМ. Кварцевые жилы в кристаллических сланцах. Медь - 0,43%, цинк - 0,04%, свинец - 0,02%
V-3	6	Кордон	[296]	ПМ. Кварцевая жила в ксенолите кристаллических сланцев; вкрапленность халькопирита, пирита, галенита
V-3	8	Канатный	[296]	ПМ. Кварцевые прожилки в кристаллических сланцах на контакте с юрскими породами; вкрапленность халькопирита, пирита, галенита
V-3	16	Левый борт р. Аманауз	[296]	ПМ. Кварцевые жилы в области развития юрских даек андезитов среди кристаллических сланцев
V-3	17	Инэ	[296]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах вблизи контакта с юрскими породами. Медь - 0,43%, мышьяк - 0,94%
V-3	18	Чучхур Западный	[296]	ПМ. Зоны дробления в гнейсах и юрских дайках андезиодацитов с кварцевыми жилами. Медь - 0,85%, свинец - 1,2%
V-3	21	Буульгенское	[296]	ПМ. Зоны дробления в гранитах и юрских дайках андезиодацитов с кварцевыми жилами. Медь - 1,87%, свинец - 1,5%
V-3	22	г. Малый Домбай	[296]	ПМ. Кварцевые жилы и вмещающие их гнейсы содержат вкрапленность пирротина и халькопирита
V-4	5	Туманлы-Гель	[296]	ПМ. Кварцевая жила в белореченских гранитах; вкрапленность халькопирита, пирита, галенита
V-4	8	Правый борт р. Буульген	[317]	ПМ. Зона окварцевания на контакте юрских андезиодацитов и аргиллитов. Медь - 1,2%, цинк - 0,79%, свинец - 0,61%
V-4	11	р. Клухор	[317]	ПМ. В хлоритизированных гранитах отмечена зона милонитизации с кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками, несущими пирротин, халькопирит, сфалерит, пирит. Золото - следы и 0,06 г/т
<i>Свинец, цинк</i>				
III-1	16	р. Кяфар-Агур	[321]	ПМ. Окварцованные заканские сиенито-диориты. Свинец - 0,3 и 0,1%
III-1	21	оз. Кяфар	[321]	ПМ. Кварцевая жила в хлоритовых сланцах. Свинец - 0,6%, вольфрам - 0,015%
III-1	27	р. Архыз	[321]	ПМ. Зона разлома в юрских песчаниках. Свинец - 0,2%
III-1	33	р. Пхия	[321]	ПМ. Проявление свинца и цинка
III-1	44	руч. Дучинка	[321]	ПМ. Окварцованные гнейсы. Цинк - 1,5%, свинец -

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				0,3%
III-1	45	руч. Дучинка 1	[321]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах. Цинк - 1,5%, свинец - 0,1%
III-1	53	б. Кошевая	[321]	ПМ. Зона дробления на контакте кристаллических сланцев и гранитов. Свинец - до 1,7%, цинк - 0,28%
III-2	21	Архызское (Псыш)	[335]	ПМ. В породах 10 кварц-карбонатных жил мощностью 0,1-1,25 м с неравномерной бедной вкрапленностью халькопирита и галенита
III-3	12	Кишкитское	[311]	ПМ. В карбонатных и кремнисто-карбонатных породах нижней перми отмечена вкрапленность пирита, галенита, сфалерита
IV-1	1	р. Большая Дукка	[321]	ПМ. Окварцованный кристаллический сланец. Свинец - 0,2%, серебро - 10 г/т
IV-1	2	руч. Дучинка 2	[321]	ПМ. Рассланцованные гнейсы. Свинец - 0,3%
IV-1	4	р. София	[321]	ПМ. Жила кварца в белореченских гранитах. Свинец - 0,3%
IV-1	5	р. София 1	[321]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах. Свинец - 0,1%
IV-1	12	р. Псыш	[321]	ПМ. Кварцевая жила в уллукамских гранитах. Свинец - 0,5%
IV-1	13	р. Псыш 1	[321]	ПМ. Зона брекчирования в кристаллических сланцах. Свинец - 1,0%
IV-1	14	р. София 2	[321]	ПМ. Кварцевая жила в белореченских гранитах. Свинец - 0,2%
IV-1	15	р. Большая Дукка 1	[321]	ПМ. Зона окварцевания в амфиболитах макерского комплекса. Свинец - 0,5%, цинк - 0,2%
IV-1	20	р. Псыш 2	[321]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах. Цинк - 0,3%
IV-1	23	Верховья р. Большая Лаба	[321]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах. Цинк - 0,3%, свинец - 0,1%
IV-2	2	Кызыл-Ауш-Дуппур	[296]	ПМ. Зона брекчирования в гранитах. Цинк - 1,73%, свинец - 0,15%, серебро - 15 г/т (спектр. анализ)
IV-2	7	Чегетчат	[296]	ПМ. Зона окварцевания в гранитах; вкрапленность галенита и сфалерита. Свинец - 0,5%, цинк - 0,06%, серебро - до 100 г/т (спектр. анализ)
IV-2	8	Верхнемарухский	[296]	ПМ. Зона дробления на контакте гранитов и кристаллических сланцев; вкрапленность галенита и сфалерита. Свинец - 0,4%, мышьяк - 0,03%
IV-2	12	Хагега	[296]	ПМ. Три кварцевые жилы в кристаллических сланцах вблизи контакта с аргиллитами. Свинец - 0,5-6,0%, цинк - 0,01-0,4%, мышьяк - 0,4-4,14%, золото - до 6 г/т, серебро - 2 г/т
IV-2	16	Каракая	[296]	ПМ. Зона дробления в уллукамских гранитах; вкрапленность галенита и сфалерита. Свинец - 0,3%, цинк - 0,1%, мышьяк - 0,03%
IV-2	22	Усть-Джаловчатский	[296]	ПМ. В кристаллических сланцах - тектонические зоны. Свинец - 1,05-1,24%, серебро - до 20 г/т
IV-3	12	Родниковый	[296]	ПМ. Кварцевые жилы в гранитах. Свинец - 0,27%, цинк - 0,12%
IV-3	17	Участок Вост. Хатипара	[296]	ПМ. Жила массивных сульфидов в амфиболите; вкрапленность галенита и сфалерита. Свинец - 0,3%, цинк - 0,08%, серебро - до 60 г/т
IV-3	31	Бадук-1	[296]	ПМ. Окварцованные граниты. Цинк - 0,48%, мышьяк - 0,66%
IV-3	46	Водораздельный	[296]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах. Цинк - 1,73%, свинец - 0,32%
IV-4	2	Верховья р. Актюбе	[317]	ПМ. Зона разлома в хлоритовых сланцах; вкрапленность галенита и сфалерита
V-3	1	пер. Алибек	[296]	ПМ. Зона дробления и окварцевания в кристаллических сланцах. Pb - 6,77%, Zn - 3,65%
V-3	7	Алибек	[296]	ПМ. Силлы андезидацитов в юрских аргиллитах гидротермально измененные. Свинец - 1,29%, цинк - 1,2%
V-3	9	Белалакая	[296]	ПМ. Зона дробления на контакте юрских пород и сланцев; вкрапленность галенита и сфалерита. Свинец - 0,4%, цинк - 0,03%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
V-3	13	Домбай-Ульген	[296]	ПМ. Кварцевая жила в юрских породах. Свинец - 13,53%, цинк - 12,83%, медь - 2,05%
V-3	14	Чучхурское	[296]	ПМ. Зона брекчирования на контакте юрских аргиллитов и андезитов. Серебро - 20 г/т (спектр. анализ)
V-3	15	Чучхур Северный	[296]	ПМ. Зона окварцевания в юрских породах вблизи их контакта с кристаллическими сланцами. Цинк - 3,5%, свинец - 0,3%
V-3	19	пер. Чучхур	[296]	ПМ. Зоны повышенной трещиноватости в гнейсах и дайках андезитов. Цинк - 0,12%. Присутствует малахит
V-3	20	Левый борт Буульгена	[296]	ПМ. Зона окварцевания на контакте юрских андезидацитов и аргиллитов. Цинк - 2,79%, свинец - 1,61%, медь - 0,2%, серебро - 50 г/т
V-4	7	Буульген-Клухор	[317]	ПМ. Милонитизированные граниты на контакте с юрскими породами. Свинец - 3,21%, цинк - 0,01%, медь - 0,02%, мышьяк - 1,99%, кобальт - 0,02%
V-4	9	Ледовый	[317]	ПМ. Милонитизированные граниты. Свинец - нет, цинк - 0,02%, медь - нет
V-4	10	р. Индрюкой	[317]	ПМ. Кварцевая жила содержит вкрапленность галенита
<i>Цинк</i>				
II-3	4	Правый борт Бол. Зеленчука	[356]	ВГХО. Zn, Pb, Ga - 2-5 фонов. Источник неясен
II-4	7	Бассейн р. Кардоник	[356]	ВГХО. Zn, Ga - 2-5 фонов. Вероятный источник - отложения шоанской свиты
<i>Никель</i>				
III-1	7	Кяфар-Агурское	[321]	ПМ. Никель и хром в коре выветривания серпентинитов
III-1	13	Истоки Ацгары	[321]	ВГХО. Ni - 2-5 фонов. Источник неясен
III-1	14	Верховья Кяфар-Агура	[321]	ВГХО. Ni - 5-10 фонов, Cr, V и Au - 2-5 фонов. Связан с кяфарским ультрабазитовым комплексом
III-2	29	К востоку от пос. Архыз	[321]	ВГХО. Ni и Cr - 2-5 фонов. Связан с кяфарским ультрабазитовым комплексом
<i>Молибден</i>				
III-1	1	Истоки Ацгары	[321]	ВГХО. Молибден - 2-5 фонов. Источник неясен
III-1	11	р. Чилик	[321]	ПМ. Микрогнейсы ацгаринской толщи. Молибден - до 0,09%
III-1	15	Кяфарское	[321]	П. Кварцевые жилы с вкрапленностью сульфидов в плагиогранитах озерокяфарского комплекса. Молибден - 0,055%
III-1	18	оз. Кяфар	[321]	ПМ. Кварцевые прожилки и зоны окварцевания до 50 м в плагиогранитах озерокяфарского комплекса. Молибден - 0,02%
III-1	22	оз. Кяфар 1	[321]	ПМ. Зона дробление в амфиболитах. Молибден - 0,005%
IV-2	3	Ходюк	[296]	ПМ. Зона разлома в гранитах. Молибден - 0,132%
IV-3	8	Малая Марка	[296]	П. Группа кварцевых жил в гранитах. Молибден - 0,35%. Основным металлом является также свинец
IV-3	10	Сопка	[296]	ПМ. Кварцевые жилы в гранитах. Молибден - 0,18%, золото - 1,4 г/т, серебро - 13,6 г/т
IV-3	14	Западная Хатипара	[296]	ПМ. Кварцевые и пегматитовые жилы в грейзенизированных гранитах. Олово - 0,16%
IV-3	15	Азгек	[296]	ПМ. Группа кварцевых жил в грейзенизированных гранитах. Молибден - 0,06%, серебро - 15 г/т
IV-3	19	Верховья Марки	[296]	ВГХО. Молибден - 2-5 фонов. Источник неясен
IV-3	20	Большая Хатипара	[296]	ПМ. Группа кварцевых жил в гранитах. Молибден - 0,02%
IV-4	10	Северо-восточные склоны г. Кышкаджер	[296]	ВГХО. Молибден - 2-5 фонов. Источник неясен
IV-4	16	Нижне-Даутское	[317]	П. Кварцевые жилы в гранитах. Молибден - 1,2%
V-3	23	Птышское	[296]	ПМ. В роговообманковых и кварц-слюдяных сланцах установлены дайки (мощность 0,1-1,0 м, длина 250-450 м) аплитов с редкой вкрапленностью арсенипирита и молибденита. Молибден - 0,02%
<i>Вольфрам</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	12	р. Ацгара	[321]	ПМ. Зона окварцевания в микрогнейсах ацгаринской свиты. Вольфрам - 0,1%
III-1	24	хр. Абишира-Ахуба	[321]	ПМ. Кварцевые прожилки в эффузивах основного состава. Вольфрам - 0,03%
III-1	35	Аркасарское-I	[321]	П. Измененные амфиболиты дуппукского подкомплекса. Вольфрам - до 0,8%
III-1	36	р. Пхия	[321]	ПМ. Окварцованные амфиболиты в зоне дробления. Вольфрам - 0,8%
III-1	37	р. Пхия 1	[321]	ПМ. Окварцованные гнейсы макерской серии. Вольфрам - 0,8%
III-1	40	р. Малая Дукка	[321]	ПМ. Контакт дайки гранитов и гнейсов. Вольфрам - 0,3%
III-1	41	р. Малая Дукка 1	[321]	ПМ. Зона лимонитизации и окварцевания кристаллических сланцев макерской свиты. Вольфрам - 0,1%
III-1	42	р. Большая Дукка-2	[321]	ПМ. Мусковит-кварцевые кристаллические сланцы сильно смятые. Вольфрам - 1,5%
III-1	46	Западное	[321]	ПМ. Амфиболиты окварцованные, скарнированные. Вольфрам - 0,5%
III-1	47	Надежда-I	[321]	П. Окварцованные амфиболиты дуппукского подкомплекса в контактовой зоне с гранитами уллукамского комплекса. WO ₃ - от 0,04 до 0,56% (среднее - 0,18% на 3 м)
III-1	48	Дучинка Восточная	[321]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах и амфиболитах дуппукского подкомплекса. Вольфрам - 0,2%, молибден - 0,02%, цинк - 0,23%
III-1	50	р. Большая Дукка	[321]	ПМ. Окварцованные амфиболиты дуппукского подкомплекса. Вольфрам - 0,06%
III-1	51	Большая Дукка-3	[321]	ПМ. Скарноидные прослои среди амфиболитов и кристаллических сланцев дуппукского подкомплекса. Вольфрам - до 0,8%
IV-1	7	пер. Аркасара	[321]	ПМ. Скарнированные амфиболиты дуппукского подкомплекса. Вольфрам - 0,02%
IV-1	8	Надежда-II	[321]	ПМ. Амфиболиты с прожилками кварца. Вольфрам - 0,3%
IV-1	17	р. Белая	[321]	ПМ. Гнезда скарноидного состава в ксенолитах амфиболитов в белореченских гранитах. Вольфрам - 0,1%
IV-1	19	р. Белая	[321]	ПМ. Кварц-полевошпатовая пегматоидная жила в мигматитах. Вольфрам - до 0,03%
IV-2	6	Водораздел Маруха-Аксаут	[296]	ВГХО. W, Sn - 2-5 фонов. Связан с Кургашинчатским рудным полем
IV-2	9	Хагега Нижний	[296]	ПМ. Два сближенных пласта амфиболитов актинолитизированных и эпидотизированных. Вольфрам - 0,1%
IV-2	14	Средний Дуппук	[296]	ПМ. Рассеянная вкрапленность шеелита в измененных телах амфиболитов, линзах биотитов и кварц-биотитовых жилах. Вольфрам - 0,01-0,84%
IV-2	15	Хагега (Восточный участок)	[296]	П. Амфиболиты с субсогласными зонами актинолитизации и секущими кварц-полевошпатовыми прожилками. WO ₃ - до 1,44%, As - до 1%, Pb - до 0,5%, Sn - до 0,03%, Ag - до 0,8 г/т
IV-2	17	Нижний Дуппук	[296]	П. Измененные амфиболиты, рассеченные кварцевыми жилами. WO ₃ - 0,89-1,78%
IV-2	19	Каракая восточная	[296]	ПМ. Кварц-полевошпатовые жилы в амфиболитах. Вольфрам - 0,2%
IV-2	20	Усть-Джаловчатское	[296]	П. Амфиболиты, измененные и пронизанные кварцевыми прожилками. WO ₃ - 0,59-1,78%, среднее - 0,95% на мощность 6,1 м (по скважине)
IV-2	21	Западный участок	[296]	ПМ. Кварц-полевошпатовые жилы и брекчированные зоны в амфиболитах. Вольфрам - до 2,08%, мышьяк - 0,81%
IV-2	23	Джаловчатское	[296]	П. Кварцевые жилы в кристаллических сланцах. WO ₃ - 0,34%, Ag - до 180 г/т (спектр. анализ)
IV-3	1	Муху-Башинский	[296]	ПМ. Линейный штокверк кварцевых прожилков в алевро-псаммитах нижней перми

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	25	Аксаутское	[296]	П. Интенсивно брекчированные граниты. WO ₃ - 0,27%
IV-3	30	Верхний Дуппук	[296]	ПМ. Амфиболитовые пласты, неравномерно актинолитизированные и биотитизированные, кварцевые жилы. Вольфрам - 0,84%
IV-3	32	Ак (участок Верхний Дуппук)	[296]	П. Кварц-полевошпатовые жилы актинолитизированные амфиболиты. Главный рудный минерал - шеелит, второстепенные - халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит. WO ₃ - до 3,0%
IV-3	33	Слияние Кти-Теберды и Аксаута	[296]	ВГХО. W, Au - 2-5 фонов. Связан с месторождением Кти-Теберда
IV-3	34	Марка-I	[296]	ПМ. Дробленые, биотитизированные, актинолитизированные и окварцованные амфиболиты
IV-3	35	Участок Бадук	[296]	ПМ. Контакт гранитов и актинолитизированных амфиболитов. Вольфрам - 0,03%
IV-3	36	Уллу-Муруджу-1	[296]	ПМ. Биотитизированные габбро-амфиболиты, сланцы и гнейсы, рассеченные прожилками кварца. Вольфрам - 1,94%
IV-3	38	Сууз-Чат	[296]	ПМ. Турмалиновые прожилки с кварцем, полевыми шпатами в кристаллических сланцах и гнейсах
IV-3	42	Восточный участок	[296]	П. Кварцевые жилы в гнейсах. Вольфрам - 0,21%, мышьяк - 0,3%
IV-3	43	Восточная меридиональная зона	[296]	ПМ. Зона кварцевых жил на глубине пересекается с амфиболитами. WO ₃ - до 9,2%, серебро - до 100 г/т
IV-3	44	Участок Коршоу	[296]	ПМ. Слабо актинолитизированный и биотитизированные амфиболиты пересечены кварцевыми прожилками
IV-3	45	Участок Коршоу	[296]	ПМ. Пласты амфиболитов с жилами кварца. Вольфрам - 0,17%
IV-4	11	Кишкаджер-1	[317]	ПМ. Амфиболиты слабо скарнированные с прожилками кварца
IV-4	17	Назалькол	[317]	ПМ. Амфиболиты с прожилками кварца и линзами скарноидов
IV-4	21	Учкуланское	[317]	П. Субмеридиональная зона трещиноватости с кварцево-жильной минерализацией с шеелитом в породах верхнебалкарского подкомплекса. WO ₃ - от 0,02 до 0,28%, Au - до 0,2 г/т
V-4	1	Учкуланский-2	[317]	ПМ. Пласты амфиболитов в кристаллических сланцах и гнейсах. WO ₃ - 0,083%
<i>Олово</i>				
IV-3	39	р. Кти-Теберда	[296]	ВГХО. Sn - 2-5 фонов. Связан с месторождением Кти-Теберда
<i>Ртуть</i>				
III-2	28	Карабекский	[335]	ПМ. В габбродiorитах архызского комплекса прослежена зона мелких разрывов, вблизи которых встречена киноварь
III-3	10	Кишкитское	[311]	П. Зоны дробления и окварцевания в гранит-порфирах киньрадского комплекса, перекрытых песчаниками и конгломератами гималдыкской свиты (нижняя пермь). Содержание ртути - от 0,1 до 0,22%, золота - до 0,6 г/т
III-4	14	Колсу	[385]	ПМ. В известняках пщирерской-семиродниковской свит объединенных - зона дробления мощностью 8-20 м с киноварью
<i>Мышьяк</i>				
I-1	2	Бассейн рек Псемен и Псекенча	[356]	ВГХО. As - 2-5 фонов. Генезис неясен. Возможна связь с хвостохранилищем Урупского ГОКа
I-2	1	р. Теплая	[356]	ВГХО. As - 2-5 фонов. Генезис неясен
I-3	4	с. Кардоникская	[356]	ВГХО. Комплексный As и P (2-5 фонов). Генезис неясен
II-1	18	Верховья р. Уруп	[356]	ВГХО. 2-5 фонов. Генезис неясен
III-1	3	р. Чилик	[321]	ПМ. Прожилки кварца в микрогнейсах. Мышьяк - 0,6%
III-1	30	Пхиинское	[321]	П. Кварцевые (иногда с хлоритом и карбонатом) жилы в кристаллических сланцах. As - 3,44%, Cu - 0,6%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	5	Верховья Аксаута	[296]	ВГХО. Среднеконтрастный ореол (10-15 фонов) связан с Кургашинчатским рудным полем
IV-2	13	Хагега	[296]	П. Тектоническая зона в кристаллических сланцах. Отмечается окварцевание и серицитизация. Мышьяк - 0,6-11,87%, золото - 2 г/т
IV-3	7	Истоки р. Муху	[344]	ВГХО. Мышьяк - 2-5 фонов. Связан с сульфидной гидротермальной минерализацией
IV-3	11	Лысое	[296]	ПМ. Зоны в окварцованных гранитах. Мышьяк - 0,4%, олово - 0,01%
IV-3	16	Участок Верх. Хатипара	[296]	ПМ. Зона окварцевания на контакте кристаллических сланцев и амфиболитов. As - 0,01%
IV-3	18	Западная Хатипара	[296]	ПМ. Кварцевая жила в гранитах. Мышьяк - 0,15%, олово - 0,015%, серебро - 10 г/т
IV-3	22	Юж. Хатипара	[296]	ПМ. Ксенолит биотитовых гнейсов в гранитах. В ксенолите зона дробления с сульфидами. Мышьяк - 0,45%, олово - 0,018%
IV-3	26	Участок Верхне-Бадукский	[296]	ПМ. Кварцевая жила в кристаллических сланцах. As - 0,06%
IV-3	27	Бадук-III	[296]	П. Кварцевые прожилки в кристаллических сланцах. As - 0,81%
IV-3	28	Бадук-II	[296]	ПМ. Зоны брекчирования в гнейсах и амфиболитах. As - 0,04%
IV-4	4	Перевал Эпчик	[355]	ВГХО. Мышьяк - 2-5 фонов. Генезис неясен
IV-4	8	Эпчик	[317]	П. Кварцевые жилы в тектонической зоне. As - 2,74%
IV-4	12	р. Уллу-Муруджу	[395]	ВГХО. Мышьяк - 2-5 фонов. Связан с гидротермальной золото-мышьяковой минерализацией в белореченских гранитах
IV-4	18	Бассейн р. Кичкинекол	[395]	ВГХО. 10-15 фонов As, 2-5 фонов Au. Связан с гидротермальной золотой и вольфрамовой минерализацией
IV-4	19	Лесной	[317]	ПМ. Зона милонитизации в кристаллических сланцах. As - 0,52%
V-3	5	Алибек	[296]	ПМ. Зона окварцевания в кристаллических сланцах. Мышьяк - 2,95%, серебро - 10 г/т. Присутствуют халькозин, церуссит
V-3	12	хр. Мусат-Чери	[296]	ПМ. Тектонический контакт кристаллических сланцев и амфиболитов. As - 0,6%
V-4	3	Верховья р. Махар-Су	[395]	ВГХО. 2-5 фонов As и Au. Генезис неясен
<i>Висмут</i>				
I-1	1	Верховья р. Псекенча	[356]	ВГХО. Висмут - 2-5 фонов. Генезис неясен
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий, тантал, ниобий</i>				
III-1	43	Водораздел Бол. и Мал. Дукки	[321]	ПМ. Дайка грейзенизированного гранит-пегматита в кристаллических сланцах дупхухского подкомплекса с редкометалльной минерализацией
III-1	52	Скала Горячева	[321]	ПМ. Грейзенизированные тела лейкократовых гранит-пегматитов с редкометалльной минерализацией
III-1	54	р. Псыш	[321]	ПМ. Дайка альбитизированных гранит-пегматитов с редкометалльной минерализацией. Бериллий - 0,01%
IV-1	10	Приозерное	[321]	П. Поле даек альбитизированных и грейзенизированных пегматитов. Бериллий - 0,1%, тантал - 0,03%, ниобий - 0,052%
IV-1	11	р. Псыш	[321]	ПМ. Поле даек альбитизированных и грейзенизированных гранит-пегматитов. Тантал - до 0,015%, бериллий - до 0,1%
IV-1	16	оз. Мелкое	[321]	ПМ. В сланцах и развита серия преимущественно согласных жил (мощность до 8-10 м, длина до 100 м и более) лейкократовых гранит-пегматитов с редкометалльной минерализацией
IV-1	18	хр. Жильный	[321]	ПМ. На водораздельном гребне в кристаллических сланцах серия жил (мощность от 1,5-2 до 8-10 м, длина более 50-100 м) лейкократовых гранит-пегматитов и зональных или полизональных мета-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				соматитов
IV-2	1	Чигордали	[296]	ПМ. Жилы мусковитизированных и грейзенизированных микроклиновых гранит-пегматитов
IV-3	13	Участок Ниж. Хатипара	[296]	ПМ. Жила пегматитов в кристаллических сланцах. Бериллий - до 0,01%, ниобий - 0,02%
V-4	2	Водораздел Уллу-Муруджу и Дауга	[317]	ПМ. Жилы грейзенизированных гранит-пегматитов с редкометалльной минерализацией
<i>Тантал, ниобий</i>				
IV-1	3	р. Пшиш	[321]	ПМ. В двуслюдяных гранитах лейкократовые разности с редкой вкрапленностью колумбита-танталита
IV-1	21	р. Пшиш 1	[321]	ПМ. В эндоконтакте гранитного массива развиты лейкократовые, метасоматически измененные разности со спорадической вкрапленностью колумбита-танталита
V-4	6	Буульген-Клухор	[317]	ПМ. Лейкократовые, метасоматически измененные граниты с повышенными содержаниями Та и Nb
<i>Галлий</i>				
II-1	13	Верховья р. Бульварки	[356]	ВГХО. Галлий - 2-5 фонов. Источник неясен
III-3	6	Среднее течение Аксауга	[356]	ВГХО. Галлий - 2-5 фонов. Охватывает отложения среднего-верхнего палеозоя
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	5	Бассейны рр. Пскент, Бахмутка, Власенчиха	[344]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Связь с медно-колчеданными рудами Урупского рудного поля
I-1	8	Долина р. Уруп	[329, 377]	ШП. Средней-высокой интенсивности. Связь с медно-колчеданными рудами с золотом
I-1	9	рр. Власенчиха-Уруп	[329, 377]	ШО. Средней интенсивности. Связь с медно-колчеданными рудами с золотом
I-1	11	р. Власенчиха, 750 м от устья	[377]	ПМ. В породах кварцевая жила мощностью до 0,4 м. Кварц, карбонаты, пирит. Золото - до 1,7 г/т
II-1	5	Долина р. Власенчиха	[377]	ПМ. Зона сульфидизации и окварцевания, кварц-пиритового состава (0,2x15 м) в метавулканитах даутской свиты. Золото - до 1,2 г/т
II-1	8	Верховья р. Власенчиха	[377]	ПМ. Золотоносные конгломераты в нижней части большелабинской свиты нижней перми. Золото - до 0,6 г/т
II-1	9	Верховья р. Гудок	[377]	ПМ. Золотоносные конгломераты в нижней части большелабинской свиты нижней перми. Золото - до 0,6 г/т
II-1	10	р. Бульварка, приток р. Урупа	[329, 377]	ШП. Низкой-средней интенсивности. Вероятный источник - конгломераты нижней перми
II-1	12	Верховья р. Уруп	[329, 377]	ШО. Низкой-средней интенсивности. Источник - конгломераты нижней перми
II-1	17	р. Чилик	[329, 377]	ШП. Низкой интенсивности. Вероятный источник - конгломераты нижней перми
II-1	22	р. Кяфар	[329, 377]	ШП. Средней интенсивности. Связь с медно-колчеданным с золотом оруденением
II-1	24	р. Ацгара	[329, 377]	ШО. Средней-высокой интенсивности (до 12 мг/м ³). Связь с образованиями золотоносной черносланцевой формацией (ацгаринский подкомплекс)
II-2	1	Средняя часть долины р. Кяфар	[329, 377]	ШО. Низкой интенсивности. Источник неясен, возможно золотоносные образования Передового хребта
II-2	3	Междуречье Кяфар-Бол. Зеленчук	[344]	ВГХО. Au, P - 2-5 фонов. Источник неясен
II-4	8	Правый борт р. Кубани	[344]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Вероятный источник - породы маринского вулканического комплекса
III-1	6	Верховья р. Кяфар-Агура	[321]	ПМ. Зона сульфидизации в метавулканитах карабекской свиты. Au - до 0,4 г/т
III-1	8	Верховья р. Чилика	[321]	ПМ. В черносланцевых отложениях ацгаринского подкомплекса - зона сульфидизации мощностью до 20 м. Графит, пирит. Au - до 3 г/т, Mo - до 0,02%
III-1	10	Правый борт р. Ацгары	[321]	ПМ. В черносланцевых отложениях ацгаринского подкомплекса - зона сульфидизации и окварцева-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ния сложной формы. Au - до 3 г/т
III-1	23	Верховья р. Пхии	[321]	ПМ. Мелкие кварцевые прожилки, приуроченные к тектоническому нарушению в отложениях юры. Au - до 6 г/т
III-1	34	Верховья рр. Архыз-Пхия	[329, 377]	ШО. Низкой интенсивности. Вероятный источник - золотоносные образования Передового и Главного хребтов
III-1	38	Окрестности г. Закзан-Сырт	[395]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Источник неясен
III-2	5	Приток р. Бол. Зеленчук	[329, 377]	ШП. Низкой интенсивности. Вероятный источник - золотоносные образования Передового хребта
III-2	22	Окрестности г. Карабек	[344]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Связан с медно-колчеданными рудами Карабекского проявления
III-2	30	Игваз	[335]	ПМ. В конгломератах, песчаниках, гравелитах киньрчадской свиты - зоны окварцевания мощностью до нескольких метров. Au - до 0,5 г/т
III-2	32	Кизгыч-Архыз	[344]	ВГХО. Au, Ba - 2-5 фонов. Источник неясен
III-3	5	Бассейн р. Кишкит	[344]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Вероятный источник - породы киньрчадского комплекса
III-3	9	р. Кишкит	[311]	ПМ. В штоке нижнепермских плагиогранит-порфиров отмечена зона разлома с кварцем, пиритом. Мощность 0,2 м, длина до 10 м. Au - до 0,6 г/т
III-3	16	Междуречье Аксаут-Маруха	[329, 377]	ШО. Низкой интенсивности. Вероятный источник - золотоносные образования Передового хребта
III-4	2	Северные склоны горы Артмах	[356]	ВГХО. Золото - 10-15 фонов. Источник неясен
III-4	4	рр. Каралыкол-Кубань	[329, 377]	ШП. Низкой интенсивности. Вероятный источник - зоны сульфидизации тоханской свиты
III-4	5	Теберда-Кольтюбе	[356]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Источник неясен
III-4	6	Яма	[385]	ПМ. В филлитах тоханской свиты - зона сульфидизации мощностью до первых метров. Au - 1,37 г/т
III-4	7	Кольтюбе	[385]	ПМ. В филлитах и хлоритовых сланцах тоханской свиты - зона сульфидизации мощностью до 3 м. По простиранию не прослежена. Au - 1,72 г/т
III-4	10	ЛХ-12	[385]	ПМ. Зона окварцевания и пиритизации по разлому между верхним карбоном и нижней юрой. Au - 0,2 г/т
III-4	11	пос. Верх. Теберда	[344]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Источник - медноколчеданные руды девона и силура
III-4	12	р. Теберда	[329, 377]	ШП. Средней интенсивности. Связь с медноколчеданным с золотом оруденением
IV-1	22	Верховья р. Бол. Лаба	[329, 377]	ШО. Низкой интенсивности. Связь с редкометальным оруденением зоны Главного хребта
IV-2	11	Придорожный	[296]	ПМ. Жилы кварца в тектонической зоне в кристаллических сланцах. Au - 0,3 г/т, As - 1,22-2,23%, Pb - 0,05-1,76%
IV-2	18	Северная Каракая	[296]	ПМ. Зона тектонического контакта кристаллических сланцев с нижнеюрскими отложениями. Au - 0,1 г/т, Ag - 10 г/т (спектр. анализ), As - до 5%
IV-3	2	рр. Муху-Джемагат, притоки р. Теберда	[329, 377]	ШО. Средней интенсивности. Связь с медноколчеданным с золотом оруденением
IV-3	23	Притоки р. Теберда, севернее кордона Кептала	[329, 377]	ШО. Низкой интенсивности. Связь с редкометальным оруденением зоны Главного хребта
IV-3	24	Хаджибей	[296]	ПМ. Кварцевые жилы на контакте гранитов и гнейсов. As - 1,2%, Au - 13,6 г/т
IV-3	29	Уллу-Муруджу	[296]	ПМ. Зоны дробления и окварцевания в мигматитах. Au - 19,2 г/т
IV-3	40	Верховья рр. Аксаут-Кти-Теберда	[329, 377]	ШО. Низкой-средней интенсивности. Связь с редкометальным оруденением Кургашичатского рудного поля зоны Главного хребта
IV-4	6	г. Кенделляр-Ляр	[344]	ВГХО. Золото - 2-5 фонов. Источник - руды Учкулан-Даутского потенциального рудного поля
IV-4	13	Бабицкого	[317]	ПМ. Кварц-пегматитовая жила в кристаллических сланцах. Au - до 29 г/т
IV-4	14	Уллу-Муруджу	[317]	ПМ. Биотитовые гнейсы, инъецированные грани-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				тоидными жилами с кварцем в зальбандах. Au - 27,8 г/т, As - 5,74%
IV-4	15	Джалкауш	[317]	ПМ. Кварцевая жила в гранитах. Au - 2,2 г/т, Ag - 5,0 г/т
IV-4	20	Верхне-Учкуланское	[317]	П. Зона милонитов в породах верхнебалкарского подкомплекса мощностью 800 м и протяженностью 1300 м. Au - до 5 г/т, As - 0,057%, W - 0,0003% (спектр. анализ)
V-3	3	Участок Алибек	[296]	ПМ. Кварцевые жилы в гнейсах. Au - до 1 г/т (спектр. анализ)
V-3	11	Верховья р. Теберда, притоки Гоначхир, Клухор, Алибек и др.	[329, 377]	ШО. Низкой-средней интенсивности. Связь с редкометалльным оруденением зоны Главного хребта
V-4	4	Верховья р. Даут	[329, 377]	ШО. Низкой интенсивности. Связь с редкометалльным оруденением зоны Главного хребта
Радиоактивные элементы				
<i>Уран, фосфор</i>				
II-1	14	Чилик-Бульварка	[377]	П. Зона окисления (8700x2,7 м). Алевролиты, аргиллиты углистые, кремнисто-фосфатные. Апатит, керит. Уран - 0,159%
III-3	4	Нарытайское	[311]	П. Линзы и штокверки до 100 м в гидротермально измененных гранит-порфирах кишкитского комплекса. U - 0,068%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Исландский шпат</i>				
II-1	16	Чиликское	[377]	П. Гнезда, жильные скопления исландского шпата, приуроченные к кальцитовым жилам в известняках богословской свиты
Химическое сырье				
<i>Барит</i>				
I-1	4	Псекенч	[377]	П. Баритоносные сидеритовые конкреции в породах средней подсвиты псебайской свиты
II-1	19	Кизильчукское	[377]	П. Баритовые жилы в основных эффузивах касавской свиты. Авторские запасы - 14,6 тыс. т BaSO ₄
II-4	4	Мара	[327]	П. Баритоносные пропластки известняков в хумаринской свите
II-4	6	Каменномостское	[327]	П. Система баритовых жил в породах маринского комплекса
III-2	18	Архызское	[335]	П. Серия жил барита в отложениях карабекской свиты, повсеместно содержащих редкую вкрапленность халькопирита, в восточной жиле - галенита
III-2	22	Собачьё	[335]	П. Баритовые жилы в базальтоидах карабекской свиты
IV-3	9	Муху	[296]	П. Баритовые жилы в гранитах белореченского комплекса
<i>Алунит</i>				
I-2	2	Больше	[323]	П. Прослойки квасцов в аргиллитах джангурской свиты
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
I-1	3	Преградненское	[377]	П. Желваки фосфатно-карбонатного состава в алевролитах верхней подсвиты псебайской свиты
I-4	8	Хумаринское	[325]	П. Фосфоритоносный горизонт в песчаниках хумаринской свиты
II-2	2	Кяфарское	[370]	П. Желваки фосфоритов в алевролитах верхней подсвиты псебайской свиты
II-3	1	Хусы-Кардоникское	[308]	П. Конкреции, желваки фосфоритов в алевролитах джангурской свиты
II-3	2	Ниж. Ермоловское	[308]	П. Конкреции, желваки фосфоритоносных песчаников в алевролитах джигиатской свиты
II-3	5	Аксаутское	[308]	П. Конкреции, желваки фосфоритов в алевролитах джигиатской свиты
II-3	6	Марухское	[308]	П. Желваки фосфоритов в алевролитах джангурской свиты

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-3	8	Хасаут-Греческое	[308]	П. Горизонт желваков фосфоритонесных песчаников в алевролитах джигиатской свиты
П-4	2	Кардоникское	[327]	П. Конкреции, желваки фосфоритов в алевролитах джигиатской свиты
Горнотехническое сырье				
<i>Хризотил-асбест</i>				
П-1	20	Кизильчукское	[377]	П. Прожилки хризотил-асбеста в серпентинитах кяфарского комплекса
П-2	14	Архызское	[335]	П. Прожилки хризотил-асбеста в серпентинитах кяфарского комплекса
<i>Графит</i>				
П-1	49	Псыш	[321]	П. Графитизированный сланец в породах дуппукского подкомплекса. Содержание графита достигает 2,14%
<i>Магnezит</i>				
П-1	31	Архызское	[321]	П. Жила в серпентинитах кяфарского комплекса
<i>Фосфор</i>				
I-1	10	р. Маньша	[352]	ВГХО. Р - от 2 до 5 фонов
I-3	3	Между пос. Ильич и ст. Зеленчукская	[352]	ВГХО. Р - от 2 до 5 фонов
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Яшмы</i>				
П-2	9	Богословское	[335]	П. Горизонты в отложениях агурсуйской и конгломератовой толщ объединенных
П-2	12	Эхреску	[335]	П. Горизонты в отложениях толстобугорской и малоурупской свит объединенных
П-2	16	Немецкая балка I	[335]	П. Горизонты в отложениях толстобугорской и малоурупской свит объединенных
П-2	27	Рыбная	[335]	П. Горизонты в отложениях толстобугорской и малоурупской свит объединенных

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образованных листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Драгоценные и поделочные камни					
<i>Халцедоны</i>					
I-4	10	Джегуга-I	Р	[325]	Законсервировано
Строительные материалы					
<i>Глины и суглинки кирпичные</i>					
I-1	13	Преградненское	К	[377]	Отработано
I-2	4	Сторожевское	К	[323]	Разрабатывается
I-3	6	Кумышское-II	К	[324]	Не разрабатывается
I-4	13	Кумышское (Усть-Джегутинское)	К	[325]	Не разрабатывается
II-3	14	Зеленчукское	К	[308]	Не разрабатывается
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
I-1	14	Урупское	К	[377]	Разрабатывается
I-3	5	Смаглинское	К	[324]	Разрабатывается
I-4	9	Верхнее	К	[325]	Не разрабатывается
I-4	11	Сары-Тюзское	К	[325]	Законсервировано
I-4	12	Кумыш-Баши	К	[325]	Разрабатывается
II-3	17	Ермоловский участок	К	[308]	Не разрабатывается
III-2	38	Псышское	К	[336]	Законсервировано
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ					
Питьевые					
<i>Пресные</i>					
I-2	5	Зеленчукское		[304, 305]	Законсервировано
II-1	26	Урупское		[304, 305]	Не разрабатывается
II-3	15	Даусузское		[304, 305]	Не разрабатывается
II-3	16	Кардоникское		[304, 305]	Эксплуатируется
II-4	13	Карачаевское		[304, 305]	Эксплуатируется
II-4	14	Нижне-Тебердинское		[304, 305]	Эксплуатируется
III-1	55	Лунная Поляна		[304, 305]	Эксплуатируется
III-2	37	Архызское		[304, 305]	Эксплуатируется
III-4	22	Верхне-Тебердинское		[304, 305]	Эксплуатируется
III-4	23	Джемагатское		[304, 305]	Эксплуатируется
IV-2	24	Верхне-Аксаутское		[304, 305]	Эксплуатируется
IV-3	47	Краснокарачаевское		[304, 305]	Эксплуатируется
IV-3	48	Тебердинское		[304, 305]	Не разрабатывается

Таблица 1

Факторы контроля основных типов оруденения

Металлогеническая эпоха, полезные ископаемые, формационный тип	Факторы контроля и их характеристика				
	Стратиграфические (формационные)	Тектонические (палеотектонические)	Магматические (палеовулканические)	Геодинамические	Прочие
ГЕРЦИНСКАЯ					
Медь, золото					
Вулканогенно-осадочный, медно-колчеданная формация	Даутская свита	Кизилкольский тектонический покров, сближенные палеовпадины, разделенными вулканическими палеоподнятиями	Вулканиды базальт-андезитовой последовательно дифференцированной формации	Островная дуга	
Гидротермально-метасоматический, медно-колчеданная формация, золоторудная малосульфидная	Даутская свита, пцицерская и семиродниковская свиты / карабекская-новомарухская свиты	Кизилкольский тектонический покров / Марухский тектонический покров, разрывные нарушения и трещинные зоны	Вулканиды базальт-андезитовой и андезито-базальтовой последовательно дифференцированной формации	Островная дуга, океаническая кора	Зоны метасоматитов, пиритизации и др. гидротермально-метасоматического генезиса
Вольфрам					
Гидротермальный, шеелит-кварц-полевошпатовая формация (ктитебердинский) тип	Дуппхуский подкомплекс	Контакт супра- и инфраструктуры, складчато-разрывные зоны, купольные структуры, флексуры в сочетании с зонами трещиноватости	Связь с гранитоидами уллукамского комплекса	Активная континентальная окраина андского типа	Горизонты амфиболитов, подвергшиеся калиевому метасоматозу, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, зоны милонитизации и окварцевания
Золото					
Золотоносная черносланцевая формация	Ацгаринский подкомплекс	Ацгаринский тектонический покров, зоны тектонических нарушений и трещиноватости			Черносланцевые образования, зоны их метасоматической проработки
Золоторудная кварцевая		Тектонические зоны и зоны трещиноватости	Связь с гранитоидами белореченского и уллукамского комплекса	Активная континентальная окраина андского типа	Кварцевые жилы, жильные и штрокверковые зоны, зоны брекчирования, окварцевания
Уран					
Ураноносные лигниты, фосфатные породы, известняки	Аксаутская свита	Межгорные впадины зоны Передового хребта		Континентальный рифтогенез	

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Ед. изм.	Запасы				Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов
				А	В	С ₁	С ₂	Р ₁	Р ₂	Р ₃	
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ											
1	Северо-Кавказская угленосная область										
1.1	Кубано-Лабинский угленосный район	Уголь каменный	тыс. т	20935			9896	-	-	-	30831
1.2	Кубанский угленосный район	Уголь каменный	тыс. т	-	860	1266	2382	-	-	-	4508
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ											
2	Минерагеническая зона Передового хребта										
2.1	Уруп-Лабинский рудный район (5.1)	Медь	тыс. т	-	354		12,6	-	-	-	451,47
				-	11,6			-	-	-	
				-	-	73,27		-	-	-	
		Цинк		-	170,8		79,7	-	-	-	254,3
				-	2,5			-	-	-	
				-	-	1,3		-	-	-	
		Золото		-	1,3		-	-	-	6,67	
					5,37		-	-	-		
2.2	Марух-Зеленчукский потенциальный рудный район (5.2), в т. ч.:	Золото	т	-	-	-	-	-	90	195,3	
2.2.1	Карабекское потенциальное рудное поле (5.2.0.2)			-	-	-	-	-	23,8		
2.2.2	Апгаринское потенциальное рудное поле (5.2.0.1)			-	-	-	-	-	105,3		
2.3	Теберда-Кубанский рудный район (5.3), в т. ч.:		т	-	-	-	-	150	-	150	
2.3.1	Мухинское потенциальное рудное поле (5.3.0.2)			-	-	-	-	-	20,7		
3	Минерагеническая зона Главного хребта										
3.1	Лабино-Аксаутский рудный район (6.1)	Вольфрам (WO ₃)	тыс. т							669,06	
3.1.1	Верхне-Лабинское потенциальное рудное поле (6.1.0.1)			-	-	-	-	-	127,65	127,65	
3.1.2	Кургашинчатское рудное поле (6.1.0.2)			-	109,9		0,4	-	-	300	410,3
3.2	Теберда-Баксанский потенциальный рудный район (6.2)			-	-	-	-	-	131,11	131,11	
3.3	Верхне-Учкуланское потенциальное рудное поле (6.2.0.2)			-	-	-	-	-	64,8		
		Золото	т	-	-	-	-	-	115,8	115,8	
4	Уруп-Кяфарский россыпной район (0.1)	Золото россыпное	т	113,34			556,54	-	-	-	669,88
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ											
5	Минерагеническая зона Передового хребта	Фарфоровый камень	тыс. т	-	-	2,71	2,33	-	-	-	5,04
		Мрамор	тыс. м ³	7436,6			-	-	-	-	7436,6
6	Лабино-Малкинская минерагеническая зона	Глины огнеупорные	тыс. т	10150			-	-	-	-	10892
				-	742		-	-	-	-	
		Андезит		тыс. м ³	341,8	1418,8	2066,4	-	-	-	3827
		Песчаник		тыс. м ³	9431			-	-	-	9431
7	Минерагеническая зона Скалистого хребта	Гипс	тыс. т	18079			-	-	-	18079	
8	Минерагеническая зона Главного хребта	Гранит	тыс. м ³	-	3500	3800	-	-	-	7300	
9	Четвертичные отложения	Глины и суглинки кирпичные	тыс. м ³	2650			-	-	-	19831	
				1089	910	15182	-	-	-		

Окончание табл. 2

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Ед. изм.	Запасы				Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов
				A	B	C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃	
9	Четвертичные отложения	Песчано-гравийный материал	тыс. м ³	1050				-	-	-	8778,9
				2377	2262,9	3089	-	-	-		
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ											
10	Центрально-Кавказская область	Минеральные лечебные углекислые	тыс. м ³ /сут	1,2552				-	-	-	1,2552
11	Четвертичные отложения	Питьевые пресные	тыс. м ³ /сут	17,8	35,05	213,5	329,5	-	-	-	595,85

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Название, ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь, км ²	Вид ПИ	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Ресурсы	Рекомендуемые виды работ	Источник информации
1	Маринский потенциальный рудный узел (4.0.1)		Au	Приурочено к полями развития образований маринского комплекса, золото-серебро-полиметаллическая и золото-серебряная формации	ППР	P ₃ - 16 т		[411]
2	Минерагеническая зона Передового хребта (5)		U	Ураноносные лигниты и фосфатные породы, уран-молибден битумная, осадочный и гидротермальный	ГДП-200	P ₃ - 10 тыс. т		Авт.
2.1	Марух-Зеленчукский потенциальный рудный район (5.2) (без Ацгаринского ПРП), в т. ч.:		Au	Вулканогенные образования Кизилкольского и Марухского покровов, медно-колчеданная формация	ППР	P ₃ - 90 т		[411]
2.1.1	Карабекское потенциальное рудное поле, рудная зона (5.2.0.2)	41,1	Au	Медно-колчеданный с золотом, гидротермально-метасоматический. Срр=1,5 г/т, Мср=12 м, L=2 км, Кр=0,75	ГДП-200	P ₂ - 14 т; P ₃ - 23,8 т	ПО1	Авт.
2.1.2	Ацгаринское потенциальное рудное поле, три зоны (5.2.0.1)		Au	Золото-черносланцевый, гидротермально-метасоматический. Срр=1,5 г/т, Мср=250 м, L=6 км, Кр=0,3	ГДП-200	P ₃ - 105,3 т	ПО2	Авт.
2.2	Теберда-Кубанский рудный район (5.3)		Au	Вулканогенные образования Кизилкольского и Марухского покровов, медно-колчеданная формация	ППР	P ₃ - 150		[411]
2.2.1	Мухинское потенциальное рудное поле, рудная зона (5.3.0.2)	40,6	Au	Медно-колчеданный с золотом, гидротермально-метасоматический. Срр=3,93 г/т, Мср=4,5 м, L=1,2 км, Кр=1	ГДП-200	P ₂ - 5,5 т; P ₃ - 20,7 т	ПО1	Авт.
3	Лабино-Аксаутский рудный район (6.1)		WO ₃	Шеелит-кварц-полевошпатовая формация	ППР	P ₃ - 550 тыс. т		[297]
3.1	Верхне-Лабинское потенциальное рудное поле (6.1.0.1)	91,18	WO ₃	Шеелит-кварц-полевошпатовая и шеелит-сульфидная скарноидная формация, q=1750 т/км ² , Кп=0,8	ГДП-200	P ₃ - 127,65 тыс. т	ПО2	Авт.
3.2	Кургашичатское рудное поле (6.1.0.2)	171,43	WO ₃	Шеелит-кварц-полевошпатовая формация, q=1750 т/км ² , Кп=1	ГДП-200	P ₃ - 300 тыс. т	ПО1	Авт.
4	Теберда-Баксанский потенциальный рудный район (6.2)	249,73	WO ₃	Шеелит-кварц-полевошпатовая формация, q=1750 т/км ² , Кп=0,3	ГДП-200	P ₃ - 131,11 тыс. т		Авт.
4.1	Верхне-Учкуланское потенциальное рудное поле (6.2.0.2)	11,25	Au	Золоторудный кварцевый, гидротермальный. Срр=1,19 г/т, Мср=800 м, L=1,3 км, Кр=0,6	ГДП-200	P ₃ - 115,8 т	ПО1	Авт.
		92,5	WO ₃	Шеелит-кварц-полевошпатовая формация, q=1750 т/км ² , Кп=0,4	ПО	P ₃ - 64,8 тыс. т		[352, 376]

Таблица 1

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Гостгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и название объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов (+/-)	Рекомендуемые виды работ
		на начало работ	по результатам работ		
1	Вольфрам (WO ₃) Лабино-Аксаутский рудный район (6.1) Верхне-Лабинское потенциальное рудное поле (6.1.0.1)	P ₃ - 32,6 тыс. т	P ₃ - 127,65 тыс. т	+95,05 тыс. т	ПО2
2		P ₂ - 32,9 тыс. т	P ₃ - 300 тыс. т	+267,1 тыс. т	ПО1
3		-	P ₃ - 131,11 тыс. т	+131,11 тыс. т	-
4	Золото Марух-Зеленчукский потенциальный рудный район (5.2) Апгаринское потенциальное рудное поле (5.2.0.1)	-	P ₃ - 105,3 т	+105,3 т	ПО2
5		-	P ₃ - 23,8 т; P ₂ - 14 т	+23,8 т +14 т	ПО2
6		-	P ₃ - 20,7 т; P ₂ - 5,5 т	+20,7 т +5,5 т	ПО2
7		-	P ₃ - 115,8 т	+115,8 т	ПО2
8	Уран Минерагеническая зона Передового хребта (5)	-	P ₃ - 10 тыс. т	+10 тыс. т	-

Таблица 2

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Прогнозные ресурсы
Цветные металлы	Вольфрам (WO ₃)	3	P ₃ - 558,76 тыс. т
Благородные металлы	Золото	2	P ₂ - 19,5 т
		5	P ₃ - 477,1 т
Радиоактивные элементы	Уран	1	P ₃ - 10 тыс. т

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и разрезов, буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных отложений листов К-37-VI,(XII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

№ на карте	Характеристика объекта	Ссылка на лит-ру, авторский № объекта
1	Скважина, 882 м, вскрывает разрез нижней-средней юры-андезитодацитов бескесского метаморфического комплекса протерозоя	[393], скв. 2
2	Опорное обнажение (обнажение хлебодаровского горизонта туфов)	обн. 3174
3	Опорное обнажение (отложения джангурской свиты)	обн. 523
4	Скважина, 243 м, вскрывает разрез нижнего мела-средней-верхней юры	[292], скв. 48
5	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 1553
6	Опорное обнажение (отложения каменноостской и джангурской свит)	обн. 522
7	Опорное обнажение (обнажение хлебодаровского горизонта туфов)	обн. 769
8	Скважина, 564 м, вскрывает разрез юры-заюковского метаморфического комплекса протерозоя	[319, 409], скв. 1 ОП
9	Опорное обнажение (обнажение хлебодаровского горизонта туфов)	обн. 811
10	Опорный разрез нижнего мела-средней-верхней юры	разрез 575
11	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 1552
12	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты нижней подсвиты)	обн. 584
13	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты нижней подсвиты)	обн. 585
14	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты нижней подсвиты)	обн. 586
15	Опорное обнажение (отложения герпегемской свиты)	обн. 521
16	Скважина, 1167 м, вскрывает разрез юры-бескесского метаморфического комплекса протерозоя	[393], скв. 3
17	Опорный разрез хлебодаровского горизонта туфов	разрез 581
18	Опорное обнажение (зона Урупо-Зеленчукского надвига и отложения ахызыртинской толщи)	обн. 589
19	Опорное обнажение зоны Урупо-Зеленчукского надвига	обн. 618
20	Опорное обнажение зоны Урупо-Зеленчукского надвига	обн. 594
21	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 620
22	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 4121
23	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 619
24	Скважина, 382 м, вскрывает разрез юры-андрюкской свиты (девон)	[358], скв. А
25	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 962
26	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 590
27	Опорное обнажение (отложения гипербазитов протерозоя, бахмуткинского комплекса диорит-порфиритового гипабиссального, андрюкской свиты)	обн. 7
28	Скважина, 342 м, вскрывает разрез юры-гипербазитов протерозоя	[358], скв. Б
29	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 961
30	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты нижней подсвиты)	обн. 600
31	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 3220
32	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи)	обн. 3219
33	Опорное обнажение зоны Урупо-Зеленчукского надвига	обн. 601
34	Опорное обнажение зоны Урупо-Зеленчукского надвига	обн. 602
35	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 13
36	Стратотип джангурской свиты	[38]
37	Скважина, 450 м, вскрывает разрез хумаринской свиты	[319, 409], скв. 3
38	Опорное обнажение (отложения нижнего мела-средней-верхней юры)	обн. 541
39	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 603
40	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи)	обн. 3218
41	Петротип пскентского комплекса гранитового гипабиссального	[294, 386]
42	Скважина, 548 м, вскрывает разрез юры-андрюкской свиты	[358], скв. 289
43	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 14
44	Петротип бахмуткинского комплекса диорит-порфиритового гипабиссального	[28, 339]
45	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 15
46	Скважина, 362 м, вскрывает разрез андрюкской свиты и бахмуткинского комплекса диорит-порфиритового гипабиссального	[358], скв. 344
47	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи)	обн. 3212
48	Опорное обнажение зоны Урупо-Зеленчукского надвига	обн. 3010
49	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи)	обн. 3211
50	Скважина, 614 м, вскрывает разрез юры-андрюкской свиты	[358], скв. 242
51	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 3215

№ на карте	Характеристика объекта	Ссылка на лит-ру, авторский № объекта
52	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 3216
53	Скважина, 650 м, вскрывает разрез юры-пскентского комплекса гранитового гипабиссального	[358], скв. 374
54	Скважина, 460 м, вскрывает разрез юры-андрюкской свиты	[358], скв. 266
55	Опорное обнажение (отложения бугунжинской свиты)	обн. 012
56	Опорное обнажение (отложения бугунжинской свиты)	обн. 013
57	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты нижней подсвиты)	обн. 515
58	Опорный разрез бугунжинской, псебайской, джангурской свит	разрез 608
59	Опорное обнажение (отложения каменноостской свиты)	обн. 806
60	Стратотип хумаринской свиты	[171]
61	Скважина, 1332 м, вскрывает разрез юры-малкинского комплекса гранитового плутонического	[405], скв. 4
62	Скважина, 457 м, вскрывает разрез даутской свиты	[358], скв. 208
63	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты нижней подсвиты)	обн. 514
64	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты нижней подсвиты)	обн. 513
65	Скважина, 1069 м, вскрывает разрез юры, перми-пщицерской свиты	[358], скв. 218
66	Скважина, 768 м, вскрывает разрез юры, пщицерской и даутской свит	[358], скв. 166
67	Скважина, 772 м, вскрывает разрез юры, пщицерской, даутской, андрюкской свит	[358], скв. 261
68	Скважина, 1163 м, вскрывает разрез юры, перми, пщицерской и даутской свит	[358], скв. 281
69	Скважина, 891 м, вскрывает разрез юры, перми и даутской свиты	[358], скв. 177
70	Скважина, 1064 м, вскрывает разрез юры-андрюкской свиты	[358], скв. 159
71	Скважина, 1243 м, вскрывает разрез юры, андрюкской свиты	[405], скв. 1Б
72	Скважина, 1061 м, вскрывает разрез юры, андрюкской свиты, бахмуткинского комплекса диорит-порфирового гипабиссального	[358], скв. 211
73	Скважина, 460 м, вскрывает разрез юры-малкинского комплекса гранитового плутонического	[283], скв. 25
74	Скважина, 396 м, вскрывает разрез юры-малкинского комплекса гранитового плутонического	[283], скв. 10к
75	Скважина, 1004 м, вскрывает разрез юры-гипербазитов протерозоя	[405], скв. 1
76	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 691
77	Опорный разрез аксаутской-большешелабинской свит	разрез 821
78	Скважина, 587 м, вскрывает разрез аксаутской свиты	[358], скв. 181
79	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи)	обн. 692
80	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 624
81	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 625
82	Опорное обнажение (отложения джангурской свиты)	обн. 622
83	Опорное обнажение (отложения бугунжинской, псебайской свит)	обн. 621
84	Опорное обнажение (отложения псебайской свиты средней подсвиты)	обн. 626
85	Скважина, 1084 м, вскрывает разрез юры-гипербазитов протерозоя	[405], скв. 2
86	Скважина, 950 м, вскрывает разрез юры-гипербазитов протерозоя	[405], скв. 3
87	Скважина, 517 м, вскрывает разрез юры-малкинского комплекса гранитового плутонического	[307, 319], скв. 76
88	Скважина, 395 м, вскрывает разрез юры-малкинского комплекса гранитового плутонического	[283], скв. 6к
89	Скважина, 193 м, вскрывает разрез юры-малкинского комплекса гранитового плутонического	[283], скв. 5к
90	Опорный разрез ахызыртинской толщи	разрез 3226-3227
91	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 623
92	Опорное обнажение (отложения ахызыртинской толщи)	обн. 554
93	Опорное обнажение (отложения джигиатской свиты)	обн. 643
94	Опорное обнажение (отложения джангурской свиты)	обн. 549
95	Скважина, 425 м, вскрывает разрез юры-малкинского комплекса гранитового плутонического	[307], скв. 115
96	Опорное обнажение (отложения джигиатской свиты)	обн. 547
97	Стратотип шоанской свиты	[40]
98	Скважина, 358 м, вскрывает разрез юры-шаукольского метаморфического подкомплекса протерозоя	[307, 319], скв. 6
99	Опорное обнажение (отложения джигиатской свиты)	обн. 548
100	Скважина, 465 м, вскрывает разрез хумаринской свиты-маринского комплекса натриевых долеритов, андезитов вулканического	[327], скв. 2п
101	Петротип маринского комплекса натриевых долеритов, андезитов вулканического	[335]
102	Опорный разрез ахызыртинской толщи	разрез 4125
103	Опорное обнажение контакта джигиатской и джангурской свит	обн. 1246
104	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи)	обн. 555
105	Скважина, 758 м, вскрывает разрез хумаринской свиты	[283], скв. 19т

№ на карте	Характеристика объекта	Ссылка на лит-ру, авторский № объекта
106	Скважина, 624 м, вскрывает разрез хумаринской свиты	[283], скв. 20г
107	Стратотип толстобугорской свиты	[42]
108	Опорный разрез власенчихинской толщи	разрез 021
109	Опорное обнажение (отложения джигиатской свиты)	обн. 743
110	Опорное обнажение структуры джигиатской свиты вблизи разлома	обн. 744
111	Опорное обнажение зоны Урупо-Зеленчукского надвига	обн. 20
112	Стратотип малоурупской свиты	[42]
113	Петротип ацгаринского сланцево-гнейсового метаморфического подкомплекса	[130]
114	Опорное обнажение контакта юры и перми	обн. 756
115	Скважина, 481 м, вскрывает разрез юры-девона (волчинская свита)	[359], скв. 20
116	Опорный разрез структуры юрских отложений возле разлома	разрез 687
117	Опорное обнажение (отложения артыкчатской-тоханской свит)	обн. 750
118	Скважина, 194 м, вскрывает разрез артыкчатской-тоханской и хумаринской свит	[334], скв. 427
119	Скважина, 285 м, вскрывает разрез артыкчатской-тоханской свит	[334], скв. С-188
120	Скважина, 583 м, вскрывает разрез хумаринской свиты	[283], скв. 11г
121	Скважина, 401 м, вскрывает разрез юры-ташлыккольского метаморфического подкомплекса протерозоя	[283], скв. 16г
122	Опорный разрез шаукольского метаморфического подкомплекса гнейсо-сланцевого	разрез 738
123	Опорное обнажение (отложения чиликского метаморфического подкомплекса сланцевого, проба на абсолютный возраст)	обн. 853
124	Скважина, 521 м, вскрывает разрез гималдыкской-аксаутской свит перми	[334], скв. С-340
125	Опорный разрез шаукольского метаморфического подкомплекса гнейсо-сланцевого и гималдыкской свиты перми	разрез 739
126	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи)	обн. 650
127	Скважина, 440 м, вскрывает разрез юры-толстобугорской свиты карбона	[359], скв. 10
128	Стратотип семиродниковской свиты девона	[114]
129	Опорное обнажение (отложения артыкчатской-тоханской свит)	обн. 786
130	Опорное обнажение (отложения артыкчатской-тоханской свит)	обн. 787
131	Опорный разрез ацгаринского метаморфического подкомплекса сланцево-гнейсового	разрез 847
132	Петротип чиликского метаморфического подкомплекса сланцевого	[130]
133	Опорный разрез ацгаринского и чиликского метаморфических подкомплексов	разрез 870
134	Петротип кяфар-заканского метаморфического подкомплекса амфиболит-гнейсового	[321]
135	Стратотип кяфар-агурской толщи	[321]
136	Петротип чиликского комплекса диорит-гранодиоритового плутонического (Чиликский эталонный массив)	[276, 321, 386]
137	Петротип заканского комплекса монцодиоритового плутонического (Кяфар-Агурский эталонный массив)	[321, 386]
138	Петротип кяфарского комплекса ультрабазитового плутонического	[386]
139	Петротип озерокяфарского комплекса плагиогранитового плутонического	[321]
140	Стратотип озерокяфарской толщи девона	[401]
141	Скважина, 315 м, вскрывает разрез толстобугорской-малоурупской свит	[359], скв. 5бис
142	Опорное обнажение (отложения власенчихинской толщи юры и тектонический контакт с девонем)	обн. 649
143	Стратотип богословской свиты девона	[401]
144	Опорное обнажение (тектонический останец касаевской толщи)	обн. 648
145	Стратотип касаевской толщи девона	[399]
146	Стратотип ужумской свиты девона	[403]
147	Опорный разрез перми и киньрчадского комплекса гранит-порфирового гипабиссального	разрез 784
148	Скважина, 649 м, вскрывает разрез перми и девона (пцицерская свита)	[334], скв. С-601
149	Опорное обнажение - зона меланжа в подошве пород карбона-перми	обн. 793
150	Стратотип волчинской свиты девона	[401]
151	Скважина, 266 м, вскрывает разрез караджелмасской, гремучинской, толстобугорской и малоурупской свит карбона	[334], скв. 426
152	Стратотип аксаутской свиты нижней перми	[42]
153	Петротип киньрчадского комплекса гранит-порфирового гипабиссального (Кишкитский гранит-порфировый эталонный массив)	[109, 164]
154	Опорный разрез хумаринской свиты	разрез 3207
155	Скважина, 580 м, вскрывает разрез хумаринской и гималдыкской свит	[410], скв. 32а
156	Опорный разрез контакта образований Андрюкско-Тоханской зоны и гипербазитов протерозоя	разрез 773

№ на карте	Характеристика объекта	Ссылка на лит-ру, авторский № объекта
157	Скважина, 580 м, вскрывает разрез хумаринской и гималдыкской свит	[410], скв. 34а
158	Опорный разрез гранодиорит-порфиров чучкурского комплекса, артыкчатской-тоханской, каражелмасской и гремучинской, гималдыкской свит	разрез 737
159	Опорный разрез архызской свиты (стратотип) триаса	разрез 677
160	Опорное обнажение (отложения волчинской свиты, агурсуйской и конгломератовой толщ)	обн. 778
161	Стратотип новомарухской свиты девона	[402]
162	Опорное обнажение (отложения толстобугорской свиты, тектонический контакт)	обн. 673
163	Опорное обнажение (отложения толстобугорской свиты)	обн. 674
164	Опорное обнажение - тектонический контакт юры и перми	обн. 917
165	Опорное обнажение (отложения гималдыкской свиты)	обн. 916
166	Скважина, 609 м, вскрывает разрез толстобугорской и малоурупской свит	[334], скв. С-602
167	Стратотип гималдыкской свиты	[44]
168	Парастратотип касаевской толщи	[404]
169	Стратотип каражелмасской свиты	[44]
170	Скважина, 180 м, вскрывает разрез четвертичных отложений и кяфарского комплекса ультрабазитового плутонического	[346], скв. 115д
171	Петротип архызского комплекса габбро-габбродиоритового плутонического	[107, 237, 239]
172	Стратотип карабекской свиты	[130]
173	Стратотип агурсуйской толщи среднего карбона	[401]
174	Опорный разрез тебердинской свиты	разрез 665
175	Стратотип гремучинской свиты	[44]
176	Скважина, 192 м, вскрывает разрез четвертичных отложений и аксаутской свиты нижней перми	[346], скв. 13
177	Опорное обнажение (отложения загеданской толщи и тектонический контакт с толстобугорской свитой)	обн. 661
178	Опорное обнажение (отложения агурсуйской, конгломератовой толщ и тектонический контакт с толстобугорской свитой)	обн. 655
179	Стратотип ачхиминарской свиты	[79]
180	Стратотип кинырчадской свиты	[44]
181	Опорное обнажение (чучкурский комплекс диорит-гранодиорит-порфировый)	[344, 386]
182	Стратотип тебердинской свиты	[130]
183	Стратотип гаралыкайской свиты	[399]
184	Стратотип дженаитской свиты	[403]
185	Стратотип колсуйской свиты	[402]
186	Опорный разрез Пшекиш-Тырныаузской зоны: тектонитов, каражелмасской-гремучинской свит, армовского метаморфического подкомплекса	разрез 940
187	Скважина, 320 м, вскрывает разрез четвертичных отложений и карабекской свиты	[346], скв. 26
188	Стратотип чимулярской свиты	[402]
189	Скважина, 354 м, вскрывает разрез четвертичных отложений и гималдыкской свиты	[346], скв. 25
190	Скважина, 396 м, вскрывает разрез четвертичных отложений и гималдыкской свиты	[346], скв. 21
191	Скважина, 446 м, вскрывает разрез четвертичных отложений и армовского метаморфического подкомплекса сланцево-гнейсового	[346], скв. 20
192	Скважина, 387 м, вскрывает разрез четвертичных отложений и уллукамского комплекса гранитового плутонического	[346], скв. 22бис
193	Опорный разрез армовского метаморфического подкомплекса сланцево-гнейсового	разрез 730
194	Опорный разрез тектонитов и контакта с гималдыкской свитой	разрез 952
195	Опорный разрез армовского метаморфического подкомплекса сланцево-гнейсового	разрез 953
196	Петротип уллукамского комплекса гранитового плутонического (Псышский эталонный массив)	[386]
197	Опорный разрез клычского метаморфического подкомплекса амфиболит-гнейсового и бластомилонитов в верхней части; проба на абсолютный возраст	разрез 688
198	Опорный разрез тектонического контакта гондарайского мигматитового комплекса и клычского метаморфического амфиболит-гнейсового подкомплекса	разрез 690
199	Опорный разрез тектонитов нерасчлененных	[296]
200	Петротип белореченского комплекса гранитового плутонического (Тебердинский эталонный массив)	[386]
201	Петротип ктитебердинского метаморфического подкомплекса сланцевого	[277, 296]
202	Петротип дупшухского метаморфического подкомплекса амфиболит-гнейсового	[277, 296]

№ на карте	Характеристика объекта	Ссылка на лит-ру, авторский № объекта
203	Петротип кургашичатского метаморфического подкомплекса сланцевого	[277, 296]
204	Петротип алибекского комплекса гнейсо-габбро-диоритового plutонического	[277, 386]
205	Стратотип вулканогенно-терригенной толщи нижней юры	[302]
206	Стратотип алевролит-аргиллитовой толщи нижней юры	[302]
207	Петротип домбайского метаморфического подкомплекса амфиболит-гнейсового	[221]
208	Петротип домбайского комплекса натриевых дацитов-андезитов гипабиссального	[296, 326]

Список пунктов, для которых имеются палеонтологические определения возраста пород

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
I-1	скв. 2, обр. 1304, 1281, 1282	7670,9	4875,6	глубина 45, 53, 98 м: <i>Ophthalmidium caucasicum</i> Ant., <i>Dentalina ensis</i> Wisn., <i>Trochammina chodsica</i> Ant., <i>Spirillina eichbergensis</i> Kueb. et Zwing., <i>S. involuta</i> Ant., <i>Kaptarenkoella epistominoides</i> (Kapt.)	байос-бат J ₂ dg	[393]	Брюхова В.И.
	скв. 2, обр. 1283, 1284, 1285	7670,9	4875,6	глубина 143, 172, 222 м: <i>Ophthalmidium mamontovae</i> (Ant. et Kalug.), <i>Sub-lamarckella kaptarenkoae</i> Ant., <i>Cornuspira orbicula</i> Terq.	аален J ₁₋₂ pb ₃		
	скв. 2, обр. 1312, 1286, 1313, 1287	7670,9	4875,6	глубина 252, 273, 281, 325 м: <i>Cornuspira orbicula</i> Terq., <i>Trochammina squamataformis</i> Kaptar., <i>Praelamarckina humilis</i> Kaptar., <i>Ammobaculites vetustus</i> (Habar.), <i>Ichtiolaria sulcata</i> Born., <i>Lagena tenuicostata</i> Franke	тоар-аален J ₁₋₂ pb ₃		
	скв. 2, обр. 1314-1316, 1288, 1289	7670,9	4875,6	глубина 365, 384, 425, 445, 490, 570 м: <i>Trochammina squamataformis</i> Kapt., <i>Lagena tenuicostata</i> Franke, <i>L. ovata</i> Terq., <i>Nubeculinella infraoolithica</i> Terq., <i>Verneuillinoidea mauritii</i> Terq., <i>Ammobaculines vetustus</i> (Habar.)	тоар J ₁₋₂ pb ₂		
	скв. 2, обр. 1298	7670,9	4875,6	глубина 600 м: <i>Trochammina squamataformis</i> Kapt., <i>Cornuspira orbiculare</i> (Terq. et Berth.), <i>Pseudolamarckina discorbis</i> (Kapt.), <i>Ophthalmidium latesepatum</i> Burb., <i>Lenticulina communis</i> Kueb. et Zwing.	плинсбах-тоар J ₁₋₂ pb ₁₋₂		
	скв. 2, обр. 1300, 1320	7670,9	4875,6	глубина 680,730 м: <i>Ophthalmidium concentricum</i> (Terq. et Berth.), <i>Cornuspira orbiculare</i> (Terq. et Berth.), <i>Lingulina tenera</i> Born., <i>Ichtiolaria bicostata</i> Orb., <i>Glomospirella gordialis</i> (Park. et Jon.)	синемюр-плинсбах J ₁ bg		
	скв. 2, обр. 1332	7670,9	4875,6	глубина 820 м: <i>Reophas dentaliniformis</i> Brady	синемюр? J ₁ bg		
I-1		7677	4875,6	<i>Dinolytoceras zhivaoi</i> Besn.	бат J ₂ dg	[331]	Сибирякова Л.В.
I-1		7670,9	4874,6	<i>Holkophylloceras signodianum</i> (Orb.), <i>Acanthothiris inflata</i> (Quen.), <i>Otoites</i> sp.	ранний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-1	разрез IV	7666,8	4874,1	<i>Grammoceras thouarsense</i> (Orb.)	поздний тоар J ₁₋₂ pb ₃	[331]	Сибирякова Л.В.
I-1	110, 111	7676,5	4873,9	<i>Dinolytoceras crimea</i> (Strem.), <i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.), <i>P. rarecostata</i> Buckm., <i>P. eimensis</i> Wets., <i>Hibolites fussiformis</i> (Park.), <i>Megateuthis quinquesulcata</i> (Bl.), <i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zitt.)	поздний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-1		7667,9	4872,8	<i>Acanthothiris inflata</i> (Quen.)	ранний байос J ₂ dg	[368]	Камышан В.П.
I-1	425, 427	7668,6	4872	<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.), <i>Costileioceras costosum</i> (Quens.), <i>C. uncinatum</i> (Buckm.)	аален J ₁₋₂ pb ₃	[368]	Ростовцев К.О.
I-1	403	7677,5	4871,9	<i>Stephanoceras</i> sp., <i>Holkophylloceras signodianum</i> (Orb.)	ранний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-1	543	7677	4871,2	<i>Dactylioceras</i> sp., <i>D. rotundiventrum</i> (Buckm.), <i>Harpoceras subacerotinum</i> Sap., <i>Hildoceras</i> sp.	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[368]	Ростовцев К.О.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
I-1	94, 95, 98, 99, 101, 102, 100	7678,2	4870,9	<i>Grammoceras quadratum</i> (Haug.), <i>G. saemanni</i> (Dum.), <i>G. thouarsense</i> Orb., <i>Dumortieria rhodanica</i> Haug., <i>D. gundershofensis</i> Haug., <i>D. tabulata</i> Buckm., <i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.)	поздний тоар-аален J ₁₋₂ pb ₃	[368]	Ростовцев К.О.
I-1	586/1	7662,1	4870,3	<i>Amaltheus margaritatus</i> Mont., <i>A. spp.</i>	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
I-1	586/2	7662,1	4869,7	<i>Amaltheus stokesi</i> (Sow.), <i>A. sp. juv.</i> , <i>A. spp.</i>	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
I-1	1056	7672,9	4870,1	<i>Harpoceras exaratum</i> (Young et Bird.)	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[377]	Казакова В.П.
I-1		7677,4	4870,3	<i>Dactylioceras annulatum</i> Sow.	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[303]	Казакова В.П.
I-1	4120-1	7673,1	4869,3	<i>Lagena ovata</i> (Terq.), <i>Planularia semiinvoluta</i> (Terq.), <i>Lingulina esseyana</i> Deeck., <i>Nodosaria primitiva</i> Kubl. et Zwing., <i>Ichtyolaria rhombiformis</i> (Mamont.)	аален-байос J ₁₋₂ ah	Авторский	Пинчук Т.Н.
I-1	4121-1	7674	4869	<i>Dactylioceras pseudocommune</i> Fuc. (в конгломерате)	ранний тоар J ₁₋₂ ah	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
I-1	961-1	7675,4	4868,1	<i>Mesoteuthis quenstedti</i> Opp.	тоар J ₁₋₂ ah	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
I-1		7675,8	4868,8	<i>Dactylioceras tenuicostatum</i> (Young et Bird.)	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[368]	Ростовцев К.О.
I-1	425	7678,5	4868,6	<i>Dactylioceras sp.</i>	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[368]	Ростовцев К.О.
I-1	3220-4	7665,1	4867,3	<i>Verneuilinoides cegemensis</i> Makarjeva	ранний байос J ₁₋₂ ah	Авторский	Пинчук Т.Н.
I-1	3220-1	7665,2	4866,9	<i>Lenticulina metensis</i> Terq.	ранний аален J ₁₋₂ ah	Авторский	Пинчук Т.Н.
I-1		7679,6	4866,8	<i>Dactylioceras annulatus</i> (Sow.)	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[368]	Ростовцев К.О.
I-1		7676,8	4865,4	<i>Amaltheus margaritatus</i> Mont., <i>Rhynchonella persinuata</i> Ran., <i>Zeilleria subdigona</i> Opp.	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	[175, 176, 368]	Ростовцев К.О., Пчелинцев Г.В.
I-1		7671,2	4862,7	<i>Beaniceras costatum</i> Buckm.	ранний плинсбах J ₁ vl	[175, 176]	Крымголец Г.Я.
I-1		7666,3	4862,9	<i>Archaesphaera</i> , <i>Parathurammia</i> , <i>Irregularina</i> , <i>Eovoluntina</i> , <i>Paracaligella</i> , <i>Vicinesphaera</i>	девон D ₂₋₃ an	[401]	Куликова А.М.
I-1	T-5320	7669,4	4862,2	<i>Mesotaxis assimetrica</i> (Bisch. et Zieg.), <i>Spiromma turbanovi</i> Sadr., <i>S. mindjakensis</i> Sadr., <i>Entactinia agresta</i> Sadr.	девон D ₂₋₃ an	[401]	Овнатапова Н.С., Бардашев И.А., Садрисламов Б.М.
I-1	01	7664,8	4860,8	<i>Haplophragmoides praeconvexus</i> Makarjeva, <i>Tolypammia tortosa</i> Makarjeva, <i>Zeilleria sp.</i> , <i>Oxytoma sp.</i>	ранний тоар J ₁ vl	Авторский	Пинчук Т.Н.
I-1	3212-2	7668,5	4860,7	<i>Haplophragmoides praeconvexus</i> Makarjeva, <i>Saccammia dakhensis</i> Ant.	поздний плинсбах-ранний тоар J ₁ vl	Авторский	Пинчук Т.Н., Барабошкин Е.Ю.
I-1	02	7665,9	4860,3	<i>Haplophragmoides praeconvexus</i> Makarjeva, <i>Plesiocyprina rostralis</i> Pčel., <i>Nuculana (Rollieria) palmae</i> (Sow.)	ранний тоар J ₁ vl	Авторский	Пинчук Т.Н., Барабошкин Е.Ю.
I-1		7669,5	4860,3	<i>Archaesphaera sp.</i>	девон D ₂₋₃ an	[401]	Миклухо-Маклай А.Д.
I-1	03	7667,4	4859,8	<i>Plesiocyprina rostralis</i> Pčel., <i>Dacriomia graphica</i> (Tat.)	плинсбах-тоар J ₁ vl	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
I-1	3009	7674,8	4859,7	<i>Mytiloides quenstedti</i> Pčel.	тоар-аален J ₁ vl	Авторский	Барабошкин Е.Ю.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
I-1	3215-1	7677,6	4859,7	<i>Haplophragmoides praeconvexus</i> Makarjeva, <i>Trochammina squamataformis</i> Kaptarenko, <i>Nucula hausmanni</i> Roem., <i>Astarte voltzi</i> Roem.	ранний тоар J ₁ vl	Авторский	Пинчук Т.Н., Барабошкин Е.Ю.
I-1	686	7676,6	4859,1	<i>Arietites</i> sp. (в осьпи)	синемюр J ₁ bg	[368]	Ростовцев К.О.
I-1	820	7670	4858,2	<i>Lima densicosta</i> (Quenst.), <i>Chlamys (Aequipecten) priscus</i> (Schl.)	плинсбах J ₁ vl	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
I-1	011	7678	4859,4	<i>Astacolus aragonensis</i> (Kueb. et Zwing.), <i>Lingulina tenera</i> Born., <i>Lagena liassica</i> Kueb. et Zwing., <i>Lenticulina acutiangulata</i> Terq.	синемюр J ₁ bg	Авторский	Пинчук Т.Н.
I-1	3217-1	7675,6	4858,2	<i>Haplophragmoides praeconvexus</i> Makarjeva, <i>Mesoteuthis (Acrocoelites) triscissus</i> (Janen.)	ранний тоар J ₁₋₂ ah	Авторский	Пинчук Т.Н., Барабошкин Е.Ю.
I-1	012	7678	4858,1	<i>Agassicerias</i> sp. (<i>scipionarium</i> Orb.?), <i>Arietitidae</i> Hyatt (juv.), <i>Ophthalmidium concentricum</i> (Terq. et Berth.), <i>Cornuloculina clausa</i> Ant., <i>C. sakhrjensis</i> Ant.	синемюр J ₁ bg	Авторский	Барабошкин Е.Ю., Пинчук Т.Н.
I-1	013	7678,3	4857,8	<i>Agassicerias</i> cf. <i>scipionarium</i> Orb., <i>Paracoroniceras</i> sp.	синемюр J ₁ bg	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
I-2		7681,5	4876,2	<i>Macrocephalites macrocephalum</i> Schl.	келловой J ₂₋₃ kmm+gr	[139, 303]	Логинова Г.А.
I-2	1408	7698,2	4875,2	<i>Zeilleria subcensoriensis</i> Szajn., <i>Pholadomia parvicostata</i> Ag., <i>Chlamys fibrosus</i> Sow.	келловой J ₂₋₃ kmm+gr	[323]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-2	1302	7693	4874	<i>Terebratula etalloni</i> Roll., <i>T. valfinensis</i> Lor., <i>Caucasella pontica</i> Mois.	оксфорд-кимеридж J ₂₋₃ kmm+gr	[323]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-2	1470	7685	4873	<i>Cadoceras</i> sp., <i>Lima subhelvetica</i> Vas.	келловой-оксфорд J ₂₋₃ kmm+gr	[323]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-2		7691,2	4872,7	<i>Ivanoviella steinbesi</i> Quen., <i>I. arcuata</i> Roll., <i>Ptyctothyris kabardiensis</i> Moiss., <i>Zeilleria balkarensis</i> Moiss., <i>Goniothyris eggensis</i> Roll.	келловой J ₂₋₃ kmm+gr	[146]	Камышан В.П.
I-2	скв. 3, обр. 1336-1339, 1429-1432	7685,8	4870,8	глубина 22-240 м: <i>Ophthalmidium caucasicum</i> Ant., <i>O. clarum</i> Ant., <i>Verneuilinoides micrus</i> Ant., <i>Haplophragmoides convexus</i> Ant., <i>H. planus</i> Ant., <i>Trochammina chodsica</i> Ant., <i>Spirillina eichbergensis</i> Kueb. et Zwing., <i>S. involuta</i> Ant., <i>Kaptarenkoella epistominoides</i> (Kapt.)	байос J ₂ dg	[393]	Брюхова В.И.
	скв. 3, обр. 1434-1442, 1447-1451			глубина 261-480 м: <i>Ophthalmidium infraoolithicum</i> Terq., <i>O. mamontovae</i> (Ant. et Kalug.), <i>Lenticulina oculata</i> Kapt., <i>L. polygonata</i> Frank., <i>Praelamarckina humilis</i> Kapt., <i>Sublamarckella kaptarenkoae</i> Ant., <i>Cornuspira orbicula</i> Terq., <i>Haplophragmoides planus</i> Ant.	аален J ₁₋₂ pb ₃		
	скв. 3, обр. 5100-5107			глубина 524-670 м: <i>Trochammina squamataformis</i> Kapt., <i>Verneuilinoides mauritii</i> Terq., <i>Lagena tenuicostata</i> Franke	тоар J ₁₋₂ pb ₂		
	скв. 3, обр. 5108-5117			глубина 670-840 м: <i>Cornuloculina orbiculare</i> (Burbach), <i>Lenticulina communis</i> Kueb. et Zwing., <i>Glomospirella gordialis</i> (Park. et Jon.), <i>Lingulina tenera</i> Born.	плинсбах J ₁₋₂ pb ₁		
	скв. 3, обр. 5118			глубина 860 м: <i>Glomospirella gordialis</i> (Park. et Jon.), <i>Ophthalmidium concentricum</i> (Terq. et Berth.), <i>Cornuloculina orbiculare</i> (Burbach), <i>Ichtiolaria</i>	синемюр-ранний плинсбах J ₂ dg		

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				<i>sulcata</i> Born.			
I-2	14	7684,1	4869,3	<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.)	ранний аален J ₁₋ _{2pb₃}	[323]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-2	18	7684	4868,7	<i>Grammoceras thouarsense</i> (Orb.)	поздний тоар J ₁₋ _{2pb₃}	[323]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-2		7699,9	4869,9	<i>Parkinsonia neuffensis</i> (Opp.)	бат J _{2dg}	[368]	Ростовцев К.О.
I-2		7686,1	4867,9	<i>Shirbuirnia fastigata</i> Buckm., <i>Witchellia</i> sp.	ранний байос J _{2dg}	[368]	Ростовцев К.О.
I-2		7697,9	4867,3	<i>Parkinsonia subplanulata</i> (Wotz.), <i>Dynoliticeras zhivagoi</i> Besn.	поздний байос J _{2dg}	[368]	Ростовцев К.О.
I-2	897	7697,1	4866	<i>Strenoceras bajocense</i> (Dofr.), <i>Garantiana (Ortogarantiana) densicostata</i> (Quen.)	поздний байос J _{2dg}	[368]	Ростовцев К.О.
I-2	218	7690,2	4864,9	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.)	поздний байос J _{2dg}	[323]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-2		7695,5	4864,1	<i>Holcophylloceras zignodianum</i> (Orb.), <i>Leptosphinctes asinus</i> (Zat.)	поздний байос J _{2dg}	[368]	Ростовцев К.О.
I-2	351	7683,7	4863,7	<i>Grammoceras saemani</i> Dum.	поздний тоар J ₁₋ _{2pb₃}	[323]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-2		7685,7	4861,9	<i>Holkoteuthis mullei</i> (Phill.), <i>Tiltoniceras costatum</i> Buckm.	ранний тоар J _{1-2pb₂}	[176]	Крымгольц Г.Я.
I-2	121	7694,7	4863,3	<i>Stemmatoceras subcoronata</i> (Opp.), <i>Stephanoceras</i> sp.	ранний байос J _{2dg}	[368]	Ростовцев К.О.
I-2		7692	4861,5	<i>Dactylioceras commune</i> Sow., <i>D. anguinum</i> Rein.	ранний тоар J _{1-2pb₂}	[110]	Нуцубидзе К.Ш.
I-2	393, 122, 124, 126, 387, 388, 389, 391	7695,3	4860,7	<i>Grammoceras</i> sp., <i>Dumortieria rhodanica</i> Haug., <i>D. gundershofensis</i> Haug., <i>D. tabulata</i> Buckm., <i>D. munieri</i> (Haug.), <i>D. moorei</i> (Lyc.), <i>D. brancoi</i> Ben., <i>Pleidellia aalensis</i> (Ziet.), <i>P. costulata</i> (Ziet.)	поздний тоар J _{1-2dž}	[368]	Ростовцев К.О.
	383, 384			<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.), <i>L. acutum</i> (Quen.), <i>Ludwigia tolutaria</i> (Dum.)	аален J _{1-2dž}		
	381			<i>Hyperlioceras liodiscites</i> Buck., <i>H. diszites</i> (Waag.)	ранний байос J _{2dg}		
I-2	разрез 608	7695,2	4860,7	<i>Amaltheus</i> spp.	поздний плинсбах J _{1-2pb₁}	Авторский	Семенуца И.Н.
I-2		7695,3	4860	<i>Amaltheus margaritatus</i> Mont.	поздний плинсбах J _{1-2pb₁}	[303]	Казакова В.П.
I-2		7695,3	4859,2	<i>Androgynoceras oblongum</i> Quen.	ранний плинсбах J _{1bg}	[110]	Нуцубидзе К.Ш.
I-2	395	7694,9	4858,9	<i>Uptonia ignota</i> Simp., <i>Tropidoceras flandrini</i> Dum., <i>Piarorhynchia variabilis</i> (Dav.), <i>Lobothyris ovatisissima</i> Quen.	ранний плинсбах J _{1bg}	[303, 368]	Казакова В.П., Ростовцев К.О.
I-3	1080, 1249	7716,1	4877,3	<i>Septaliphoria inconstans</i> Sow., <i>Zeilleria adygensis</i> Mois., <i>Z. malkaensis</i> Mois., <i>Z. guerassimovi</i> Mois., <i>Z. numeralis</i> Roll., <i>Terebratula adelotensis</i> Haas., <i>T. subformosa</i> Roll., <i>Jurallina kobyi</i> Lor.	оксфорд-кимеридж J _{2-3kmm+gr}	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-3	руч. Мал. и Бол. Почба, пос. Алибердуковский	7718,4	4877,3	<i>Rhactorhynchia corallina</i> Leym., <i>Septaliphoria inconstans</i> Sow., <i>Lacunosella arolica</i> Opp., <i>Zeilleria belbekensis</i> Mois., <i>Z. delimontana</i> Opp., <i>Z. adygensis</i> Mois., <i>Z. malkaensis</i> Mois., <i>Z. numeralis</i> Roll., <i>Terebratula kokkozensis</i> Mois., <i>T. etalloni</i> Roll., <i>T. adelotensis</i> Haas., <i>T. subformosa</i> Roll., <i>Chlamys gerassimovi</i> Pčel., <i>Jurallina kobyi</i> Lor.	оксфорд-кимеридж J _{2-3kmm+gr}	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
I-3	1215	7715,6	4876,7	<i>Astarte pontica</i> Pčel.	титон J ₃ kmm	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-3	р. Бол. Зеленчук	7701,5	4874,4	<i>Sutneria (Enosphinctes) sp.</i> , <i>Katrolicerias pottingeri</i> Sow.	оксфорд-кимеридж J ₂₋₃ kmm+gr	[140]	Логинова Г.А.
I-3	б. Клевцова, р. Мал. Зеленчук	7709,3	4873	<i>Aequipecten fibrosodichotomus</i> Kas., <i>Goniothyris eggensis</i> Roll., <i>Septaliphoria orbignyana</i> Opp., <i>Loboidothyris cegemensis</i> Moiss., <i>Ivanoviella alemanica</i> Roll.	келловой J ₂₋₃ kmm+gr	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцев Г.Т.
I-3	б. Курмаха	7713,6	4873,6	<i>Caucasella pontica</i> Moiss., <i>Zeilleria delimontana</i> Opp., <i>Jurallina kobyi</i> Lor., <i>Mytilus perplicatus</i> Et., <i>Exogyra virgula</i> Gold.	оксфорд-кимеридж J ₂₋₃ kmm+gr	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
				<i>Goniothyris dobrogica</i> Sim., <i>Astarte pontica</i> Pčel.	титон J ₃ kmm		
I-3	б. Пекахо	7716,3	4874,2	<i>Rhactorhynchia corallina</i> Leym., <i>Zeilleria belbekensis</i> Moiss., <i>Z. malkaensis</i> Moiss., <i>Terebratula valfinensis</i> Lor., <i>T. etalloni</i> Roll., <i>T. zeileni</i> Lor.	оксфорд-кимеридж J ₂₋₃ kmm+gr	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-3	1025	7700,3	4871,3	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.), <i>Lytoceras crimea</i> Strem.	поздний байос J ₂ dg	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-3	б. Клевцова	7709,7	4871,6	<i>Goniothyris eggensis</i> Roll., <i>Loboidothyris subsella</i> Leym., <i>Aequipecten fibrosodichotomus</i> Kas.	келловой J ₂₋₃ kmm+gr	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
				<i>Terebratula kokkozensis</i> Moiss., <i>T. etalloni</i> Roll., <i>T. bourgueti</i> Et., <i>Pachymytilus vittenburgi</i> Pčel., <i>Zeilleria delimontana</i> Opp.	оксфорд-кимеридж J ₂₋₃ kmm+gr		
				<i>Chlamys caucasicus</i> Pčel.	титон J ₃ kmm		
I-3	1104	7710,4	4870,8	<i>Zeilleria guerassimovi</i> Moiss., <i>Postepithyris immanis</i> Zeischn.	оксфорд-кимеридж J ₂₋₃ kmm+gr	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-3	г. Джисса	7709	4869,5	<i>Astarte pontica</i> Pčel.	титон J ₃ kmm	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-3	44-46	7710,5	4867,9	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.), <i>P. rarecostata</i> Buckm., <i>P. eimensis</i> Wets., <i>Cadamites deslonghampei</i> (Defr.), <i>Oppelia</i> sp.	поздний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-3	47-48	7709,4	4866,3	<i>Dinolytoceras crimea</i> Strem., <i>Calliphylloceras heterophylloides</i> Opp., <i>Nannolytoceras tripartitus</i> Rasp.	поздний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-3	558	7711,8	4866,3	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.), <i>Lytoceras crimea</i> Strem.	поздний байос J ₂ dg	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-3	697-699	7713,1	4865,9	<i>Stephanoceras</i> sp., <i>Garantiana</i> sp.	байос J ₂ dg	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-3		7708,9	4865	<i>Stephanoceras</i> sp.	байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-3	43, 45	7701,6	4859,4	<i>Belemnopsis apiconus</i> Bl., <i>Megateuthis elliptica</i> Mill.	байос J ₂ dg	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-3	171	7705,8	4860	<i>Witchellia romani</i> Opp.	байос J ₂ dg	[324]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-4		7722,9	4877,7	<i>Pholadomia elongata</i> Munst., <i>Neithea valangiensis</i> Pict. et Camp., <i>Exogyra</i>	берриас-валанжин	[96]	Смирнова Т.Н.,

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				<i>tuberculifera</i> Koch et Dunk., <i>Lima dubisiensis</i> Pict. et Camp., <i>Psilothyris cegemensis</i> Moiss., <i>Toxaster granosus</i> Orb.	K ₁ kb-bk		Кабанов Г.К., Ключкова Л.А.
I-4		7735,4	4878,1	<i>Aviculoperna caucasica</i> Pčel., <i>Arcomytilus subpektintus</i> Orb., <i>Ceratomia egerkingensis</i> Gerb., <i>Nerineella satagea</i> Lor., <i>Plesiocyprina cubanensis</i> Pčel., <i>Sequania lorioli</i> Cossm., <i>Nerinea sequana</i> Thir., <i>Itieria caucasica</i> Pčel.	кимеридж-оксфорд J ₂₋₃ kmm+gr	[62]	Пчелинцев В.Ф.
I-4		7738,7	4878,2	<i>Euthymiceras transfigurabilis</i> Bog.	берриас K ₁ kb-bk	[96]	Михайлова И.А.
I-4		7734,9	4877,6	<i>Peltoceras athleta</i> (Phill.), <i>Kosmoceras transitionis</i> Nik., <i>K. theodorii</i> Opp., <i>K. duncani</i> (Sow.), <i>Kepplerites</i> sp.	поздний келловей J ₂₋₃ kmm+gr	[62]	
I-4	1052	7732,5	4876,9	<i>Septaliphoria khvalynica</i> Moiss., <i>S. guerasimovi</i> Moiss., <i>Lyra neocomiensis</i> Orb.	берриас-валанжин K ₁ kb-bk	[325]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-4		7733,8	4877	<i>Lissoceras psilodiscus</i> (Schl.), <i>Oxycerites fallax</i> (Guer.), <i>Morfoceras</i> sp.	бат J ₂ dg	[325]	Затворницкий А.Я.
I-4		7739,3	4877,5	<i>Neithea valangiensis</i> Pict. et Camp., <i>Trigonia loevinsonlessingi</i> Reng.	берриас-валанжин K ₁ kb-bk	[325]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-4	б. Батал-Чалган	7726,5	4875,5	<i>Phylloceras (Phyllopachyceras) infundibulum</i> Orb.	готерив K ₁ žn-kč	[325]	Фролова-Багреева Е.Ф.
I-4	1424	7729,6	4873,8	<i>Septaliphoria khvalynica</i> Moiss., <i>Lyra neocomiensis</i> Orb.	берриас-валанжин K ₁ kb-bk	[325]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-4	1498	7736,1	4873,2	<i>Septaliphoria khvalynica</i> Moiss., <i>Lyra neocomiensis</i> Orb.	берриас-валанжин K ₁ kb-bk	[325]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцева Г.Т.
I-4		7732,7	4872,4	<i>Stephanoceras rectecostatum</i> Weis., <i>Dorsetensia deltafalcata</i> (Quen.)	ранний байос J ₂ dg	[303]	Казакова В.П.
I-4	1-3, 28	7730,2	4868,6	<i>Strenoceras bajocense</i> (Dofr.), <i>S. subfurcatum</i> Schl., <i>Garantiana (Ortogarantiana) densicostata</i> (Quen.), <i>G. (O.) bifurcata</i> Schl., <i>G. (O.) humilis</i> (Zatw.), <i>Holcophylloceras zignodianum</i> (Orb.), <i>Leptosphinctes asinus</i> (Zat.)	поздний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-4	г. Джангур	7724,5	4866,9	<i>Ivanoviella alemanica</i> Roll., <i>Imorhynchia caucasica</i> Uhl., <i>Lima subhelvetica</i> Vas.	келловей J ₂₋₃ kmm+gr	[325]	Фролова-Багреева Е.Ф., Пчелинцев Г.Т.
I-4	25-26	7727,6	4867,2	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.), <i>P. rarecostata</i> Buckm., <i>P. subundulata</i> Wetz., <i>P. depressa</i> (Quen.), <i>Belemnopsis apiciconus</i> (Phil.)	поздний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-4	65-69	7724,8	4865,3	<i>Strenoceras subfurcatum</i> (Schl.), <i>Garantiana garantiana</i> (Orb.), <i>Deptosphinctes</i> sp., <i>Dinolytoceras crimea</i> (Strem.), <i>Parkinsonia parkinsoni</i> (Sow.), <i>P. rarecostata</i> Buckm.	поздний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
I-4	61-62, 833-834	7727	4860,7	<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.), <i>Costileioceras costosum</i> (Quens.), <i>C. cariniformis</i> (Buckm.), <i>C. sinon</i> (Bayl.), <i>C. uncinatum</i> (Buckm.), <i>Planammatoceras cubyschi</i> Rost.	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О., Камышан В.П.
	63-64	7727	4860,7	<i>Sphaeroidothyris sphaeroidalis</i> (Sow.), <i>Rhactorhynchia rhacta</i> (Buckm.)	ранний байос J ₂ dg		

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
I-4		7735,5	4862,5	<i>Loboidothyris (Terebratula) punctata</i> Sow.	плинсбах J _{hm}	[368]	Ростовцев К.О.
II-1	680	7675,2	4857,2	<i>Gibbirhynchia pontica</i> (Moiss.), <i>Zeilleria psilonoti</i> (Quens.)	синемюр J _{bg}	[368]	Ростовцев К.О.
II-1	685	7679,4	4857	<i>Spiriferina alpina</i> Opp., <i>Cuneirhynchia persinuata</i> (Reuss.)	ранний плинсбах J _{bg}	[368]	Ростовцев К.О.
II-1		7678,6	4844,5	<i>Neuropteris gigantea</i> Ster. var. <i>linqua</i> Nov., <i>Annularia stellata</i> (Schl.) Wood., <i>Sphenophyllum myriophyllum</i> Grep., <i>Calamites undulatus</i> Ster.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
II-1		7664	4844	<i>Walchia</i> spp.	ранняя пермь P ₁ ak	[62]	
II-1	4550-77	7661	4843,7	<i>Lebachia frondosa</i> (Ren.) Flor.	ранняя пермь P ₁ ak	[404]	Щеголев А.К.
II-1	B-4264-3	7672,2	4843,3	<i>Odontopteris brardi</i> Bron., <i>Sphenophyllum oblongifolium</i> Germ., <i>Calamites cisti</i> Bron., <i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Gutb.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
II-1		7679,3	4844	<i>Lepidodendron brevifolium</i> Ettin., <i>L. worthenii</i> Lesqx., <i>Bothrodendron minutifolium</i> (Boul.) Zeil., <i>Calamites goeppertii</i> Ettin., <i>Asterophyllites grandis</i> (Ster.) Gein., <i>Sphenopteris sauveuri</i> (Brong.) Frech., <i>Mariopteris acuta</i> (Bron.) Zeil., <i>Neuropteris flexuosa</i> Ster., <i>N. obliqua</i> Bron., <i>Linopteris neuropteroides</i> Gutb. f. <i>major</i> Pot., <i>Annularia sphenophyloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Sphenophyllum majus</i> Bron.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
II-1		7677,8	4843,6	<i>Annularia radiata</i> Bron., <i>Phyllothea ralli</i> Zeil., <i>Mariopteris acuta</i> (Bron.) Zeil., <i>M. beneckeii</i> Huth., <i>Alethopteris decurrens</i> (Artis.) Zeil., <i>A. valida</i> Boul., <i>Neuropteris schlehani</i> Stur.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
II-1		7679,7	4843	<i>Spiroma</i> (ландоверийского облика)	силур O ₂ -S ₁ tb	[402]	Чегодаев Л.Д.
II-1	1714, 1719, 2761	7680,5	4843	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. tuberculata</i> Lip., <i>Quasiendothyra communis communis</i> (Raus.), <i>Q. communis regularis</i> Lip., <i>Q. konensis</i> Leb., <i>Q. communis radiata</i> Reit., <i>Tournayella mica</i> Skv., <i>Eotuberitina reitlingerai</i> M.-Mac., <i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar.	поздний девон, фамен D ₃ bg	[400]	Пупорев Ю.Б.
II-1	1716	7681,2	4843,2	<i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar., <i>S. rauserae</i> Lip. f. <i>recta</i> , <i>S. rauserae patepsa</i> Durc., <i>S. rauserae</i> Lip., <i>Septaglomospiranella grozdilovae</i> Pojar., <i>S. sp.</i> , <i>Solenopora nexa</i> Masl., <i>Parachaeietes paleozoicum</i> Masl.	поздний девон, фамен D ₃ už	[400]	Пупорев Ю.Б.
II-1	4548-27	7664,7	4841,5	<i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Gutb., <i>A. daubreei</i> Zeill., <i>Lebachia piniformis</i> Flor., <i>Pecopteris pseudounita</i> Bron., <i>P. bredovii</i> Germ.	поздн. карбон (стефан С) C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
II-1	65	7674,1	4841,2	<i>Lepidodendron veltheimii</i> (Ster.), <i>Lepidophloios larinicus</i> Ster., <i>Sigillaria deutschii</i> Bron., <i>Sphenophyllum majus</i> Bron., <i>Calamites discifer</i> Weis., <i>Asterophyllites lycopodioides</i> Zeil., <i>Mariopteris dersoncourtii</i> Frech., <i>Neuropteris schlehanii</i> Ster., <i>Pecopteris miltonii</i> (And.) Zeil., <i>P. plumasa</i> Art., <i>Stigmara ficoides</i> Ster.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
II-1	B-4232	7667	4839,3	<i>Stigmara ficoides</i> Ster., <i>Mariopteris muricata</i> (Schl.) Zeil., <i>Neuropteris gigantea</i> Ster., <i>Sphenophyllum cuneifolium</i> (Ster.) Zeil., <i>Asterophyllites grandis</i> (Ster.) Gein., <i>Pecopteris integra</i> (And.) Seh.	средний карбон C ₂ tb+ml	[402]	Щеголев А.К., Чермных Л.П.
II-1		7668,6	4839,6	<i>Lepidophloios larinicus</i> Ster., <i>Stigmara ficoides</i> Ster., <i>Alethopteris davunxi</i> Bron., <i>Sphenopteris sauveuri</i> (Brong.) Frech., <i>S. bronni</i> Gutb., <i>Mariopteris acuta</i> Bron., <i>Lepidophyllum majus</i> Bron.	средний карбон C ₂ tb+ml	[175]	Чиркова Е.Ф.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
II-1		7677,5	4839,3	<i>Stigmaria ficoides</i> Ster., <i>Lepidodendron obovatum</i> Ster.	средний карбон C ₂ tb+ml	[175]	Чиркова Е.Ф.
II-2	962	7689,1	4857,8	<i>Amaltheus margaritatus</i> Mont.	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	1075	7692,6	4857,5	<i>Arieticerias (Seguenticerias)</i> sp.	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	877	7684,3	4856,9	<i>Amaltheus margaritatus</i> Mont.	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	[303, 370]	Казакова В.П. Нуцубидзе К.Ш.
II-2	301, 394	7693	4857,2	<i>Tropidoceras obtusum</i> (Futt.), <i>Uptonia</i> sp., <i>Cuneirhynchia dalmasi</i> Dum., <i>C. persinuata</i> Rau, <i>Tropiorhynchia rostellata</i> (Quen.)	ранний плинсбах J,bg	[368]	Ростовцев К.О., Камышан В.П.
				<i>Pinna dumortieri</i> Roll., <i>Oxytoma oppeli</i> Roll., <i>Aulakothyris watercheusei</i> (Dav.), <i>Zeilleria mutabilis</i> (Opp.), <i>Spiriferina alpina</i> Opp., <i>Lima hausmanni</i> Dunk.		[110]	Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л.
II-2	846	7683,6	4855,9	<i>Amaltheus margaritatus</i> Mont.	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	938	7689,2	4856,1	<i>Lytoceras fimbriatum</i> Sow.	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	989	7691	4855,2	<i>Amaltheus margaritatus</i> Mont.	поздний плинсбах J ₁₋₂ pb ₁	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	1126-1127	7695,1	4855,3	<i>Leioceras opalinum</i> Rein.	ранний аален J ₁₋₂ dž	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	302	7693,4	4854,8	<i>Tropidoceras masseanum</i> (Futt.), <i>Polymorphites polymorphus</i> (Quen.)	ранний плинсбах J,bg	[303, 368]	Ростовцев К.О., Казакова В.П.
II-2	23, 39	7698,3	4854,5	<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> Bayl., <i>Polyplectus discoides</i> Ziet., <i>Hammatoceras subinsigne</i> (Opp.)	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2		7692,3	4852,3	<i>Pinna sepieformis</i> Dum., <i>Modiola numismalis</i> Opp., <i>Plagiostoma seuticesta</i> Qu, <i>Oxytoma liasina</i> Roll., <i>Aulakothyris watercheusei</i> (Dav.), <i>Zeilleria mutabilis</i> (Opp.), <i>Spiriferina alpina</i> Opp.	ранний плинсбах J,bg	[176]	Моисеев А.С., Пчелинцев Г.Т.
II-2	624	7694,1	4853,2	<i>Cleviceras exaratum</i> Sow., <i>Mytiloceras quenstedti</i> Pčel.	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
II-2	625	7694,4	4852,5	<i>Pleydellia caucasica</i> Kazak.	поздний тоар J ₁₋₂ pb ₃	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
II-2	49-51	7698,9	4852,6	<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> Bayl., <i>Polyplectus discoides</i> Ziet., <i>Leioceras opalinum</i> Rein.	поздний тоар-ранний аален J ₁₋₂ dž	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	52	7699,1	4851,5	<i>Stephanoceras freycineti</i> Bayl.	ранний байос J ₂ dg	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	75	7698,3	4850,5	<i>Har poceras coecilia</i> (Rein.) Dim.	ранний тоар J ₁₋₂ dž	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	197-199	7700,5	4849,7	<i>Grammoceras quadratum</i> (Haug.), <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayl.), <i>Dumortieria rhodanica</i> Haug., <i>D. gundershofensis</i> Haug., <i>D. moorei</i> (Lyc.), <i>Pleydellia mactra</i> (Dum.), <i>Leioceras opalinum</i> (Rein.)	поздний тоар-аален J ₁₋₂ dž	[308, 368, 370]	Нуцубидзе К.Ш., Ростовцев К.О.
II-2	3227-1	7687,1	4850,1	<i>Verneuilinooides cegemensis</i> Makar., <i>Thuraminnooides dainae</i> Makar.	ранний байос J ₁₋₂ ah	Авторский	Пинчук Т.Н.
II-2	3228, 3227-2	7687,9	4850,1	<i>Seirocrinus subangularis</i> (Mill.), <i>Lima densicosta</i> (Quen.), <i>Ptarorhycyia variabilis</i> Dav.	плинсбах-тоар J ₁₋₂ ah?	Авторский	Барабошкин Е.Ю.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
II-2		7696,7	4849,2	<i>Leda graphica</i> Tate, <i>Pentacrinus laevisutus</i> Pomp.	ранний плинсбах J ₁ bg	[110]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	819	7682,1	4848,4	<i>Pentacrinus goniogense</i> Pomp.	плинсбах J ₁ bg	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	3226-2	7685	4847,7	<i>Haplophragmoides praeconvexus</i> Makarjeva, <i>Seiocrinus laevisutus</i> (Pomp.)	плинсбах-ранний тоар J ₁₋₂ ah	Авторский	Пинчук Т.Н.
II-2	4125-4, 4125-5	7684,1	4847	<i>Haplophragmoides praeconvexus</i> Makarjeva, <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf., <i>Pleuromya uniooides</i> (Roem.)	ранний тоар J ₁₋₂ ah	Авторский	Пинчук Т.Н., Барабошкин Е.Ю.
II-2	017	7681,7	4846,6	<i>Bivalvia</i> sp., <i>Plesioocyprina</i> sp., <i>Paleotaxodonta</i> sp.	тоар J ₁₋₂ ah	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
II-2	018	7682,6	4846,5	<i>Pleuromya uniooides</i> (Roem.), <i>Lima hausmani</i> Dunk.	плинсбах-тоар J ₁ vl	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
II-2	019	7683,6	4845,8	<i>Chlamys textoria</i> (Schl.)	плинсбах-аален J ₁ vl	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
II-2	636	7685,6	4846,2	<i>Mytiloides quenstedti</i> Pčel.	тоар-аален J ₁ vl	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2	021-7	7682,2	4844,5	<i>Liostraea sandalina</i> (Gold.), <i>Spiriferina haueri</i> Suess., <i>S. muensteri</i> Dav.	плинсбах J ₁ vl	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
II-2	021-4	7681,9	4844,1	<i>Plesioocyprina rostralis</i> Pčel., <i>P. acutangula</i> (Phill.), <i>Astarte voltzi</i> Roem., <i>Dacryomyia graphica</i> (Tat.)	плинсбах-тоар J ₁ vl	Авторский	Барабошкин Е.Ю.
II-2	1871	7688,5	4843,5	<i>Nucula inflexa</i> Roem., <i>Oxytoma oppeli</i> Roll., <i>Phaenodesmia circumfluens</i> Jamn., <i>Plesioocyprina rostralis</i> Pčel., <i>Pentacrinus subangularis</i> Uill.	плинсбах J ₁ vl	[289]	Карпенко В.С.
II-2	1713, 2786, 2787	7681,5	4842,7	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>Tournayella mica</i> Skv., <i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar., <i>S. rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae patepsa</i> Durc., <i>S. rauserae</i> Lip., <i>Solenopora russiensis</i> Masl., <i>Rosenella miniarensis</i> Rjab.	поздний девон, фамен D ₃ dž	[400]	Пупорев Ю.Б.
II-2	422	7688,1	4841,6	<i>Pentacrinus basaltiformis</i> Mill.	плинсбах J ₁ vl	[370]	Нуцубидзе К.Ш.
II-2		7695,5	4841,6	<i>Leda graphica</i> Tate, <i>Nucula tunicata</i> Quen., <i>Pseudomonotis inaequivalvis</i> Quen., <i>Plesioocyprina rostralis</i> Pčel.	плинсбах J ₁ vl	[289]	Карпенко В.С.
II-2		7695,3	4839,8	<i>Lebachia hypnoides</i> Brongn., <i>L. laxifolia</i>	ранняя пермь P ₁ ak	[267]	Щеголев А.К.
II-2		7696,4	4839,8	<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.), <i>S. longifolium</i> Germ., <i>Lepidodendron aculeatum</i> Ster.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[267]	Щеголев А.К.
II-3	317-319	7714,4	4855,4	<i>Ludwigia wilsoni</i> (Duckm.), <i>L. spp.</i>	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	50	7704	4855,1	<i>Stephanoceras macrum</i> Quen., <i>S. nodosum</i> Quen.	ранний байос J ₂ dg	[303, 368]	Ростовцев К.О., Казакова В.П.
II-3	374	7716,1	4854	<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayl.), <i>Polyplectus discoides</i> Ziet.	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[308]	Нуцубидзе К.Ш.
II-3		7702,4	4852,1	<i>Costileioceras costosum</i> (Quens.)	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3		7701,8	4850,2	<i>Grammoceras quadratum</i> (Haug.), <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayl.)	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	330-333	7706,4	4850,4	<i>Dumortieria pseudoradiosa</i> (Bran.), <i>D. explanata</i> Buckm., <i>Pleydellia costulata</i> (Ziet.), <i>P. aalensis</i> Ziet.	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	381-386	7716,3	4850,5	<i>Leioceras opalinum</i> Rein., <i>L. comptum</i> Rein., <i>Costileioceras uncinatum</i> Buckm., <i>Pseudoleioceras beyrichi</i> Schl.	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	279			<i>Sonninia</i> sp.	ранний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	91-93, 326-329	7705,7	4849,5	<i>Leioceras opalinum</i> Rein., <i>L. comptum</i> Rein., <i>Ludwigia subcasta</i> Rost., <i>Brasilia tuchereri</i> Buckm.	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3		7705,1	4849	<i>Hyperlioceras liodiscites</i> Buck., <i>Stephanoceras freycineti</i> Bayl., <i>Dorsetensia</i>	ранний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				<i>tessoniana</i> Orb.			
II-3	677, 685	7701,9	4848,9	<i>Dactyloceras commune</i> Sow., <i>D. meta</i> Bl., <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayl.)	тоар J ₁₋₂ dž	[308]	Нуцубидзе К.Ш.
II-3	360, 361	7703	4848,2	<i>Dactyloceras pseudocrassoides</i> Maub., <i>D. commune</i> (Sow.), <i>Harpoceras</i> sp., <i>Hildoceras</i> sp.	ранний тоар J ₁₋₂ dž	[308, 368]	Ростовцев К.О., Нуцубидзе К.Ш.
	345, 346, 347			<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayl.), <i>Pleidellia costulata</i> (Ziet.), <i>P. leura</i> (Buckm.)	поздний тоар J ₁₋₂ dž		
II-3	2854, 2856	7710,6	4846,5	<i>Dumortieria munieri</i> (Haug.), <i>D. levesquei</i> (Orb.), <i>D. subundulata</i> (Brank.), <i>D. costula</i> (Rein.), <i>D. brancoi</i> Ben., <i>Pleidellia</i> sp., <i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.), <i>Planammatoceras alleoni</i> (Dum.)	поздний тоар-аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	311	7713,8	4845,9	<i>Calliphylloceras zignodianum</i> (Orb.), <i>Sonninia</i> sp.	ранний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	306-309, 312-315	7714,8	4846	<i>Dumortieria munieri</i> (Haug.), <i>D. moorei</i> (Lyc.), <i>D. gunderhofensis</i> Haug., <i>D. costula</i> (Rein.), <i>D. pseudoradiosa</i> (Bran.), <i>Pleidellia</i> sp., <i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.)	поздний тоар-аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-3	428	7709,9	4845,5	<i>Polyplectus discoides</i> Ziet.	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[308]	Нуцубидзе К.Ш.
II-3	963	7702,4	4844,9	<i>Pentacrinus goniogense</i> Pomp.	плинсбах J ₁ vl	[308]	Нуцубидзе К.Ш.
II-3	Л-152	7704,6	4841,2	<i>Pteridorachis</i> sp.	средний девон-ранний карбон D ₂₋₃ sf	[400, 404]	Мейен С.В.
II-4	831	7728	4859	<i>Leioceras opalinum</i> Rein., <i>Costileioceras uncinatum</i> (Buckm.), <i>Pseudoleioceras beyrichi</i> (Schl.)	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	10	7740	4859,1	<i>Ludwigia rudis</i> Buckm., <i>L. concava</i> Buckm.	поздний аален J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	51	7723,4	4857,5	<i>Holcophylloceras zignodianum</i> Orb.	ранний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	189	7727,2	4857,7	<i>Tubithyris globata</i> Sow., <i>T. globulus</i> Waag., <i>Kutchithyris circumdata</i> Desl., <i>Heimia hollandae</i> Buckm., <i>Cererithyris oppeli</i> Roll., <i>Stroudithyris infraoolithica</i> Desl.	ранний байос J ₂ dg	[368]	Камышан В.П.
II-4		7723,7	4855,9	<i>Acanthothyropsis crossi</i> Walk., <i>Pseudogibbirhynchia migatschovae</i> Kamisch.	ранний байос J ₂ dg	[368]	Камышан В.П.
II-4	215	7728,5	4855,3	<i>Sonninia uxvillerensis</i> Gill., <i>S. irregularis</i> Buckm., <i>S. substriata</i> Buckm., <i>Shirbuirnia fastigata</i> Buckm.	ранний байос J ₂ dg	[368]	Ростовцев К.О., Камышан В.П.
II-4	193-214, 220, 824-825	7728,9	4855,6	<i>Leioceras comptum</i> (Rein.), <i>L. opalinum</i> Rein., <i>Costileioceras costosum</i> (Quen.), <i>C. sinon</i> (Bayl.), <i>Pseudoleioceras beyrichi</i> (Schl.), <i>Ludwigia subcasta</i> Rost., <i>L. wilsoni</i> (Buckm.), <i>L. umbilicata</i> (Buckm.), <i>L. latecostata</i> Alth., <i>L. obtusifomis</i> (Buckm.), <i>L. schoanensis</i> Rost., <i>Brasilia baylii</i> (Buckm.), <i>B. bradfordensis</i> (Buckm.), <i>Graphoceras</i> spp.	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	821-823	7729,4	4855,8	<i>Dumortieria pseudoradiosa</i> Bran.	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	5417	7732,8	4856,3	<i>Pecten aequalis</i> Sow., <i>Lima antiquata</i> Sow., <i>Modiola numismalis</i> Opp.	плинсбах J ₁ hm	[327]	Долгих Л.Т., Карпенко В.
II-4	185, 237-250, 400-401	7722,9	4853,5	<i>Leioceras comptum</i> (Rein.), <i>L. opalinum</i> (Rein.), <i>L. substriatum</i> (Buckm.), <i>Costileioceras costosum</i> (Quen.), <i>C. sinon</i> (Bayl.), <i>C. gotzendorfensis</i> (Dorn.),	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				<i>C. uncinatum</i> (Buckm.), <i>Tmetoceras regleyi</i> (Thiol.), <i>Pseudoleioceras beyrichi</i> (Schl.), <i>Ludwigia subcasta</i> Rost., <i>L. umbilicata</i> (Buckm.), <i>L. latecostata</i> Alth., <i>L. obtusififormis</i> (Buckm.), <i>Brasilia baylii</i> (Buckm.), <i>B. bradfordensis</i> (Buckm.), <i>B. tutcheri</i> (Buckm.)			
II-4	314, 324, 348, 349	7723,4	4853,4	<i>Costileioceras costosum</i> (Quen.), <i>Leioceras aspera</i> Buckm., <i>Ludwigia carinata</i> Buckm.	аален J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	579	7721,9	4852	<i>Leioceras wilsoni</i> Buckm.	ранний аален J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	817	7728	4852,4	<i>Loboidothyris perovalis</i> (Sow.), <i>L. birdlipensis</i> (Roll.), <i>Anttiptychina supinifroas</i> (Roth.), <i>Sphaeroidothyris decipiens</i> (Desl.), <i>Cererithyris oppeli</i> (Roll.), <i>Rhactorhynchia distracta</i> (Waag.)	ранний байос J ₂ dg	[368]	Камышан В.П.
II-4	583-586, 802-811, 862-866, 871	7728,9	4852,6	<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.), <i>Costileioceras costosum</i> (Quen.), <i>C. gotzendorfensis</i> (Dorn.), <i>Pseudoleioceras beyrichi</i> (Schl.), <i>Ludwigia subcasta</i> Rost., <i>Brasilia baylii</i> (Buckm.), <i>B. bradfordensis</i> (Buckm.), <i>B. tutcheri</i> (Buckm.), <i>Graphoceras</i> spp., <i>G. concavum</i> (Sow.)	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	735-737, 739, 740	7729,8	4852,3	<i>Hildoceras bifrons</i> Brug., <i>H. serpentiniformis</i> Buckm., <i>Grammoceras thouarsense</i> Orb., <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> Bayl., <i>Dumortieria bleicheri</i> Ben., <i>D. moorei</i> Lyc., <i>Pleydellia costulata</i> Ziet.	тоар J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	266, 502, 510	7722,3	4850,7	<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>Polyplectus discoides</i> Ziet., <i>Grammoceras striatulum</i> Sow., <i>G. saemanni</i> (Dum.), <i>G. thouarsense</i> Orb.	поздний тоар-ранний аален J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	563	7724,9	4849,8	<i>Leioceras comptum</i> Rein.	ранний аален J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	596	7722,7	4849,5	<i>Hildoceras bifrons</i> (Brug.), <i>Grammoceras quadratum</i> Haig.	тоар J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	56, 266-270, 398-399	7722,7	4848,2	<i>Hildoceras bifrons</i> (Brug.), <i>Grammoceras thouarsense</i> (Orb.), <i>G. striatulum</i> (Sow.), <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayl.), <i>Dumortieria rhodanica</i> Haug., <i>D. gundershofensis</i> Haug., <i>D. tabulata</i> Buckm.	тоар J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	1578	7723,2	4847,9	<i>Hildoceras bifrons</i> (Brug.), <i>Grammoceras thouarsense</i> (Orb.), <i>G. saemanni</i> Dum.	тоар J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	1432	7724,8	4847,5	<i>Grammoceras</i> sp.	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	228-230	7729,2	4847,6	<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>L. comptum</i> (Rein.), <i>Hammatoceras guliene</i> Renz., <i>Costileioceras uncinatum</i> (Buckm.), <i>Ludwigia subcasta</i> Rost.	аален J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О.
II-4	226	7730	4847,7	<i>Grammoceras</i> sp., <i>Dumortieria brancoi</i> Ben., <i>D. gundershofensis</i> Haug., <i>D. moorei</i> (Lyc.), <i>D. costula</i> (Rein.), <i>D. pseudoradiosa</i> (Bran.)	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[368]	Ростовцев К.О., Нуцубидзе К.Ш.
II-4	1144	7729,2	4845,7	<i>Pseudogrammoceras</i> sp.	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	1541	7725,75	4845,2	<i>Pseudogrammoceras cotteswoldiae</i> Buckm.	поздний тоар J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	3317	7724,3	4845	<i>Leioceras opalinum</i> (Rein.), <i>Costileioceras costosum</i> (Quen.), <i>C. gotzendorfensis</i> (Dorn.)	ранний аален J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
II-4	1451-1452	7727	4843,3	<i>Myophorella costata</i> Luc.	аален J ₁₋₂ dž	[327]	Сергеева Е.П.
III-1	B-5058	7666,9	4838,8	<i>Lepidodendron veltheimii</i> (Ster.), <i>Calamites carinatus</i> Ster., <i>C. suckowii</i> Bron., <i>Neuropteris schlehanii</i> Ster., <i>Pecopteris miltonii</i> (And.) Zeil., <i>P. plumasa</i> Art., <i>Diplamema patentissimum</i> (Ett.) Stur., <i>Stigmaria ficoides</i> Ster., <i>Linopteris neuropteroides</i> Gutb., <i>Lepidophloios laricinus</i> Sten.	серпуховский-московский C ₁₋₂ zg	[402]	Щеголев А.К., Чермных Л.П.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
III-1		7663	4837,4	<i>Syringopora</i> sp. (табулятный коралл)	силур-карбон D ₃ dn	[404]	Фомичев В.Д.
III-1	2865	7678,1	4834,7	<i>Tabulophyllum</i> sp.	фамен D ₃ dn	[400, 404]	Шурыгина М.В.
III-1		7673,6	4832,8	<i>Menselina clathrata</i> Antr., <i>Solenopora russiensis</i> Masl., <i>Septatourayella rauserae rauserae</i> Lip. f. <i>recta</i> , <i>S. rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae patepsa</i> Durc., <i>S. rauserae</i> Lip., <i>Septaglomospiranella elegantula</i> Reit., <i>Nodosinella tatarstanica</i> Ant.	поздний фамен D ₃ ok	[400, 404]	Пупорев Ю.Б., Чувашов Б.И.
III-1	896	7679,9	4832,6	<i>Nodosinella tatarstanica</i> Ant., <i>Rosenella miniarensis</i> Rjab., <i>Parathuramina spinosa</i> Lip.	фамен D ₃ dn	[400, 404]	Пупорев Ю.Б., Чегодаев Л.Д.
III-1		7663,3	4832,4	<i>Grammoceras thouarsense</i> (Orb.), <i>G. quadratum</i> Haig., <i>Polyplectus discoides</i> Ziet.	поздний тоар J ₁₋₂ pb ₃	[368]	Ростовцев К.О.
III-1		7661,7	4831,5	<i>Porpoceras subarmatum</i> Joun. et Bird., <i>Phymatoceras tirolensis</i> Hauer, <i>Dactylioceras</i> sp.	тоар J ₁₋₂ pb ₃	[368]	Ростовцев К.О.
III-1		7670,1	4830,6	В гальке конгломератов: <i>Lyttonia richthofeni</i> Kays. var. <i>lopingensis</i> Lich., <i>Pachyphloia multiseptata</i> Lang. (галька)	татарский T ₁ ar	[62, 152]	Лихарев Б.К., Миклухо-Маклай К.В.
III-1		7678,8	4828	<i>Calamites carinatus</i> Ster., <i>Asterophyllites equisetiformis</i> (Schl.) Bron. f. <i>jongmansii</i> Vog.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
III-1	3459	7667,4	4827,4	<i>Polyplectus discoides</i> Ziet.	тоар J ₁₋₂ pb ₃	[374]	Сергеева Е.П.
III-1	537-1	7674,5	4826	<i>Dactylioceras</i> sp.	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[321]	Дикмарова Л.П.
III-1		7672,1	4823,4	<i>Grammoceras thouarsense</i> (Orb.), <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayl.)	поздний тоар J ₁₋₂ tb ₂	[321]	Казакова В.П.
III-2		7693,3	4839	<i>Lebachia hypnoides</i> Brongn., <i>L. laxifolia</i>	ранняя пермь P ₁ ak	[267, 404]	Щеголев А.К.
III-2		7695,4	4838,8	<i>Sphenophyllum angustifolium</i> (Germ.) Unger, <i>S. incisum</i> Wagn., <i>Asterotheca daubreei</i> Zeil., <i>Pecopteris robustissima</i> Wagn., <i>Odontopteris brardii</i> Brong., <i>Pseudomariopteris busqueti</i> (Zeil.) Danz-Cor.	поздний карбон (стефан С) C ₃ kr+gr	[160, 267]	Новик Е.О., Щеголев А.К.
III-2	3177	7692,9	4837	<i>Lepidodendron aculeatum</i> Ster., <i>Calamites carinatus</i> Ster., <i>Annularia radiata</i> Bron., <i>Pecopteris aspera</i> Bron., <i>Mariopteris acuta</i> (Bron.) Zeil., <i>M. muricata</i> (Schl.) Zeil., <i>Alethopteris valida</i> Boul., <i>Neuropteris gigantea</i> Ster., <i>N. gigantea</i> Ster. var. <i>linqua</i> Nov.	средний карбон C ₂ tb+ml	[402]	Щеголев А.К., Чермных Л.П.
III-2	801	7693,8	4836,8	<i>Lepidodendron obovatum</i> Ster., <i>Stigmara ficoides</i> Ster., <i>Calamites carinatus</i> Ster., <i>Annularia radiata</i> Bron., <i>Mariopteris acuta</i> (Bron.) Zeil., <i>M. muricata</i> (Schl.) Zeil., <i>Mesocalamites cistiformis</i> Stur., <i>Neuropteris gigantea</i> Ster., <i>N. gigantea</i> Ster. var. <i>linqua</i> Nov., <i>N. heterophylla</i> Brong., <i>Cordaites borassifolius</i> (Stern.) Ung., <i>Phyllothea ralli</i> Zeil.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4, 402, 404]	Анисимова О.И., Щеголев А.К.
III-2	T-494-6	7691,9	4836,6	<i>Taeniocrada</i> sp., <i>Sawdonia ornata</i> (= <i>Psylophyton princeps</i> var. <i>ornata</i>)	ранний-средний девон D ₂ nm	[399, 404]	Ищенко Т.А.
III-2	T-448, T-4543	7692,5	4836,5	<i>Quasiendothyra communis communis</i> (Raus.), <i>Q. communis radiata</i> Reitl., <i>Q. konensis glomiformis</i> Reitl., <i>Septaglomospiranella grozdilovae</i> Pojark., <i>Septatourayella rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae</i> Lip. <i>potensa</i> Durc., <i>Sphaenospira julii</i> (Dehee), <i>Atyris pseudoconcentrica</i> Besnos., <i>Parachaetetes palaesoicus</i> Masl., <i>Dendostroma insuetum</i> Bogoyavl.	фамен D ₃ bg	[400, 404]	Пупорев Ю.Б., Постоялко М.В., Липина О.А., Гарань И.И., Брейвель И.А.,

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
							Богоявленская О.В.
III-2	T803, T-1529, T-5390, T-5300	7692,2	4836,2	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. radiata</i> Antr., <i>P. stellata</i> Lip., <i>Quasiendothyra communis radiata</i> Reitl., <i>Q. konensis</i> Leb., <i>Q. konensis glomiformis</i> Reitl., <i>Archaesphaera crassa</i> Lip., <i>A. minima</i> Sul., <i>Parachaetetes palaesoicus</i> Masl., <i>Menselina clathrata</i> Antr., <i>Comarathoechia domgeri</i> Tach., <i>C. panderi</i> Sem. et Moell., <i>Crurithyris uroi</i> Flem., <i>Ambocoelia unionensis</i> Vell.	фамен D ₃ bg	[291, 404]	Пупорев Ю.Б. Постоялко М.В. Липина О.А. Чувашов Б.И., Гречишниковая И.А., Котляр О.Е.
III-2	3174	7692	4835,7	<i>Lepidostrobus ornatus</i> Bron., <i>L. scoticus</i> Nov., <i>Calamites carinatus</i> Ster., <i>Pecopteris aspera</i> Bron., <i>Mariopteris acuta</i> (Bron.) Zeil., <i>M. muricata</i> (Schl.) Zeil., <i>Neuropteris gigantea</i> Ster., <i>N. gigantea</i> Ster. <i>lingua</i> Nov., <i>Mesocalamites haueri</i> (Stur.), <i>Asterophyllites gothani</i> Legg. et Schon., <i>Zeilleria frenzlii</i> (Stur.)	башкирский-московский C ₂ tb+ml	[4, 404]	Анисимова О.И., Щеголев А.К.
III-2	T-440	7691,7	4835,4	<i>Mesocalamites ramifer</i> (Stur.), <i>Stigmara stellata</i> Goepp., <i>Cordaites principalis</i> Germ.	ранний карбон C ₁ uĉ+at	[404]	Анисимова О.И.
III-2	T-317, 334, 335	7699,6	4834,9	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Sul., <i>Septatourayella rauserae rauserae</i> Lip., <i>Garwoodia gregaria</i> (Nich.), <i>Umbella bella</i> Masl., <i>U. pugochovensis</i> Byk., <i>Quasiumbella nana</i> (Reitl.), <i>Elenia famena</i> (Byk.), <i>Spiniumbella spinifera</i> Plat., <i>Parachaetetes paleozoicum</i> Masl., <i>Cheiloceras</i> sp.	фамен D ₃ už	[401, 404]	Пупорев Ю.Б., Постоялко М.В., Богословский Б.И.
III-2	Л-1255	7691,2	4833,9	<i>Septatourayella rauserae</i> Lip., <i>S. praesegmentata</i> Bog. et Juf., <i>Septaglomospiranella primaeva</i> (Raus.), <i>Nodosinella tatarstanica</i> Ant., <i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>P. crassithec</i> Ant., <i>Polygnathus vogesi</i> , <i>Palmatolepis gracilis expansa</i> , <i>P. gracilis sigmoidalis</i> , <i>P. gracilis manca</i>	фамен D ₃ vl	[402, 404]	Лядова Р.А.
III-2	T-1524	7694,3	4834	<i>Rosenella miniarensis</i> (Riab.)	фамен D ₃ dž	[401, 404]	Богоявленская О.В.
III-2	792	7700,1	4833,4	<i>Mashovia busera</i> Arist., <i>Polygnathus perplexus</i> Thom., <i>Pelekysgnathus australis</i> Nic.	фамен D ₃ dž	[402, 404]	Чегодаев Л.Д.
III-2	T-487	7696,4	4833	<i>Septaglomospiranella grozdilovae</i> Pojar., <i>Septatourayella rauserae potensa</i> Lip.	фамен D ₃ už	[401, 404]	Пупорев Ю.Б.
III-2	T-1164-1168, 1173	7699,7	4832,6	<i>Parathuramina spinosa</i> Lip., <i>P. suleimanovi</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Sul., <i>Paracaligella antropovi</i> Lip., <i>Septatourayella rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae rauserae</i> Lip. f. <i>recta</i> ., <i>S. rauserae</i> Lip., <i>S. recida</i> Lip., <i>S. (Rectoseptatourayella) caucasica</i> Lip., <i>Labechia recessa</i> Gorsky., <i>Stylostoma gorski</i> Javor.	фамен D ₃ už	[401, 404]	Пупорев Ю.Б., Богоявленская О.В.
III-2	T-1740	7699,5	4832	<i>Archaesphaera minima</i> Sul., <i>A. crassa</i> Lip., <i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>P. tuberculata</i> Lip.	фамен D ₃ vl	[401, 404]	Пупорев Ю.Б.
III-2	5449, 5450	7699,2	4831,5	<i>Quasiendothyra communis radiata</i> Reit., <i>Q. communis</i> (Raus.), <i>Q. konensis</i> Leb., <i>Q. konensis glomiformis</i> Reitl., <i>Septaglomospiranella primaeva</i> (Raus.), <i>Septatourayella rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. (Rectoseptatourayella)</i>	фамен D ₃ bg	[401, 404]	Пупорев Ю.Б.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				<i>caucasica</i> Lip., <i>Menselina clathrata</i> Antr.			
III-2	981	7699,8	4831,3	<i>Favosites goldfussi</i> d'Orb., <i>Alveolites (Crassialveolites) crassus</i> Lec., <i>A. nalivkini</i> Sok., <i>Riphaeolites vijaicus</i> Yanet, <i>Aulacophyllum armenicus</i> Soshk., <i>Idiostroma aralicum</i> Gav., <i>Clathrocopilona abcona</i> Yavor., <i>Stromatopora concentrica</i> Goldf., <i>Atrypa desquamata</i> Sow.	средний девон (эйфель) D ₂ nm	[401, 404]	Богоявленская О.В., Янег Ф.Е., Шурыгина М.В.
III-2	4736, 5117	7698,5	4830,8	<i>Bisphaera minima</i> Lip., <i>B. malevkensis</i> Bir., <i>Quasiumbella globula</i> Reit., <i>Q. nana</i> (Reit.), <i>Umbella mica</i> Pojar., <i>U. pugachovensis</i> Bykova	фамен D ₃ vl	[401, 404]	Пупорев Ю.Б.
III-2	Л-1281	7684,6	4831,3	<i>Menselina clathrata</i> Antr.	фамен D ₃ dn	[402, 404]	Чегодаев Л.Д.
III-2	Т-400	7696,7	4830,2	<i>Rectoseptatournayella caucasica</i> Lip.	фамен D ₃ už	[401, 404]	Пупорев Ю.Б.
III-2	975	7700,2	4830	<i>Pseudoclimacograptus</i> sp., <i>Monograptus</i> sp., <i>Stavriles rossicus</i> Obut et Sobol.	силур O ₂ -S ₁ tb	[401, 404]	Морозова Ф.И., Чегодаев Л.Д.
III-2	Т-864	7695,6	4829	<i>Monograptus</i> sp.	силур O ₂ -S ₁ tb	[401, 404]	Морозова Ф.И., Чегодаев Л.Д.
III-2	Л-1290	7683,7	4829	<i>Menselina clathrata</i> Antr.	фамен D ₃ dn	[402, 404]	Чегодаев Л.Д., Чувашов Б.И.
III-2	1161	7699,9	4826,3	<i>Mesocalamites haueri</i> (Stur.) Hirm., <i>M. cistiformis</i> (Stur.) Hirm., <i>Neuropteris schlehani</i> Stur.	башкирский (намюр) C ₂₋₃ a+k	[4, 404]	Анисимова О.И.
III-2		7700,8	4824,5	<i>Sphenophyllum teberdense</i> Novik., <i>Calamites undulatus</i> Ster., <i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>A. sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Pecopteris grigorievii</i> Zal. et Tschir.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.
III-2	797	7691	4822	<i>Dactyloceras</i> sp.	ранний тоар J ₁₋₂ pb ₂	[168]	Ростовцев К.О.
III-3	Т-5309, 5315	7707,1	4837,1	<i>Parathurammina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Sul., <i>Archaeosphaera crassa</i> Lip.	фамен D ₃ dž	[401, 404]	Пупорев Ю.Б.
III-3	Т-4694, 4698, 5445	7705,7	4835,6	<i>Parathurammina suleimanovi</i> Lip., <i>P. tuberculata</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Sul., <i>Septatournayella rauserae</i> Lip.	фамен D ₃ už	[401, 404]	Пупорев Ю.Б.
III-3	Л-500, Т-2895	7702,9	4834,4	<i>Polygnathus znepolensis</i> Spas., <i>P. inornatus</i> Br. et Mehl, <i>Palmatolepis gracilis expansa</i> Sand. et Zieg., <i>Hemilistroma pulchra</i> Chauf. et Domb., <i>Quasiendothyra communis radiata</i> Reit., <i>Q. konensis</i> Leb., <i>Q. bella</i> (N. Tsch.), <i>Septaglomospiranella primaeva</i> (Raus.)	фамен-турне D ₃ bg	[404]	Морозова Ф.И., Чегодаев Л.Д.
III-3		7713,5	4834,8	<i>Walchia piniformis</i> Schl.	ранняя пермь P ₁ ak	[62, 199]	
III-3	В-5067	7714,2	4835	<i>Walchia</i> sp., <i>Lebachia piniformis</i> (Schl.) Flor., <i>L. hypnoides</i> Brong.	ранняя пермь P ₁ ak	[404]	Щеголев А.К.
III-3	Л-497, 1740, 4736	7703,4	4834,2	<i>Umbella bella</i> Mals., <i>U. rotunda</i> Byk., <i>Parathurammina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>Eotuberitina reitlingerae</i> M., <i>Vicinesphaera squalida</i> Antr., <i>Girwanella ducii</i> Weth., <i>Polygnathus znepolensis</i> Spas., <i>P. semicostatus</i> Bran. et Mehl, <i>P. delicatulus</i> Ulr. et Bass.	фамен D ₃ vl	[402, 404]	Морозова Ф.И., Чегодаев Л.Д., Пупорев Ю.Б.
III-3	498, 748, 2895, 3106	7702,6	4834,2	<i>Parathurammina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>Polygnathus vogesi</i> , <i>Palmatolepis gracilis expansa</i> , <i>P. gracilis sigmoidalis</i> , <i>P. gracilis manca</i> , <i>Apatognathus varians cipitis</i> , <i>Spathognathodus inornatus</i> , <i>Kosmoclymenia undulata</i> (Munst.), <i>K. lineceris</i> (Munst.), <i>K. serpentina</i> (Munst.), <i>Clymaclymenia barbara</i> (Lew.-Less.), <i>Cyrtoclymenia lenticularis</i> Petter., <i>Synwocklumeria kiensis</i>	фамен D ₃ bg	[401, 402, 404]	Морозова Ф.И., Чегодаев Л.Д., Пупорев Ю.Б.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				Bog.			
III-3		7703,2	4833,7	<i>Septatournayella recida</i> Lip., <i>Rektournauella caucasica</i> Lip.	фамен D ₃ už	[402]	Морозова Ф.И.
III-3		7712,9	4834,1	<i>Calamites gigas</i> Bron., <i>Annularia sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Calamostachys germanica</i> Weiss., <i>C. calathifera</i> Weiss., <i>Asterotheca hemitelioides</i> (Bron.) Zeil., <i>A. daubreei</i> Zeil., <i>Pecopteris acutadentata</i> (Bron.) Wagn., <i>P. bredovii</i> Germ.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.
III-3	B-5081	7711,5	4833,5	<i>Asterotheca arborescens</i> Schl., <i>Pecopteris elliptica</i> Stscheg.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
III-3	3080, 3083, 3140, 3155	7710,6	4832,4	<i>Lepidodendron obovatum</i> Ster., <i>Stigmara ficoides</i> Ster., <i>Calamites carinatus</i> Ster., <i>Annularia pseudostellata</i> Pot., <i>Mariopteris acuta</i> (Bron.) Zeil., <i>M. muricata</i> (Schl.) Zeil., <i>M. hirsuta</i> Cors., <i>Neuropteris schlehanii</i> Ster., <i>N. scheuchzeri</i> Hoff., <i>N. spp.</i> , <i>Sphenophyllum cuneifolium</i> (Ster.) Zeil., <i>Palaestachya elongata</i> Bohr., <i>Pecopteris miltonii</i> Art., <i>P. pennaeformis</i> Bron., <i>Lonchopteris chandesrisi</i> Bert., <i>Alethopteris decurrens</i> Art.	средний-поздний карбон C ₂₋₃ a+k	[402]	Щеголев А.К., Чермных Л.П.
III-3	1168	7702,1	4832	<i>Septaglomospiranella primaeva</i> (Raus.), <i>S. grozdilovae</i> Pojar., <i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar.	фамен D ₃ už	[402]	Морозова Ф.И., Пупорев Ю.Б.
III-3	B-5195	7707,4	4831,6	<i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>A. sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Zeil., <i>A. daubreei</i> Zeil., <i>A. arborescenshemitelioides</i>	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
III-3	1388, 2648	7711	4832	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. tuberlata</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Sul.	фамен D ₃ dž÷vl	[401]	Пупорев Ю.Б.
III-3	4642, 1389-1391	7710, 54831,2		<i>Septatournayella recida</i> Lip., <i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>Septaglomospiranella primaeva</i> (Raus.), <i>S. grozdilovae</i> Pojar., <i>Quasiendothyra communis radiata</i> Reit., <i>Q. communis</i> (Raus.), <i>Q. konensis</i> Leb., <i>Q. konensis glomiformis</i> Reitl.	фамен D ₃ dž÷vl	[401]	Пупорев Ю.Б.
III-3	84	7705	4830,3	<i>Sphenophyllum cuneifolium</i> (Ster.) Zeil., <i>Calamites undulatus</i> Ster.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
III-3		7708,1	4830,3	<i>Lepidostrobis stephanisus</i> Nem., <i>Calamites multiramis</i> Weis., <i>Annularia stellata</i> (Schl.) Wood., <i>Asterotheca arborescens</i> Schl.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.
III-3	B-1144	7711,8	4829,5	<i>Lebachia hypnoides</i> Brongn.	ранняя пермь P ₁ ak	[404]	Щеголев А.К.
III-3		7719,6	4830,3	<i>Subsigillaria brardii</i> Bron., <i>Annularia stellata</i> (Schl.) Wood., <i>Asterotheca hemitelioides</i> (Bron.) Zeil.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.
III-3	5106	7719	4829,6	<i>Lepidodendron rimosum</i> Ster., <i>L. ophiurus</i> Bron., <i>Calamites carinatus</i> Ster.	средний карбон C ₂ tb+ml	[404]	Щеголев А.К.
III-3	6071	7721,3	4829,8	<i>Walchia</i> sp.	ранняя пермь P ₁ ak	[404]	Щеголев А.К.
III-3	B-5196	7709,2	4829	<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett., <i>Calamostachys tuberculata</i> Weiss., <i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>Asterotheca densifolia</i> Goop., <i>Pecopteris monyi</i> Zeil., <i>Sphenopteris decheni</i> Weis., <i>S. cristatapecopteroides</i> Weis.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
III-3	б. Гремучая	7703,8	4829	<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett., <i>Calamostachys tuberculata</i> (Ster.) Weiss., <i>C. calathifera</i> Weiss., <i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>A. sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Zeil., <i>A. daubreei</i> Zeil., <i>Pecopteris monyi</i> Zeil., <i>Sphenopteris fossorum</i> Zeil. var.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				<i>toretziana</i> Zal., <i>Neuropteris ovata</i> Hoff. var. <i>grandeuryi</i> Wagn.			
III-3	б. Гремучая-Ветвистая	7702,9	4828,7	<i>Sphenopteris pectopteroides</i> Kids., <i>Sphenophyllum cuneifolium</i> (Ster.) Zeil., <i>Calamites undulatus</i> Ster., <i>Pecopteris candolleana</i> (Brun.) Zeil.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
III-3		7702,3	4828	<i>Calamites multiramis</i> Weis., <i>Asterotheca hemitelioides</i> (Bron.) Zeil., <i>Odontopteris brardii</i> Bron., <i>Cordaites principalis</i> (Germ.) Gein.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.
III-3	В-5194	7703,8	4828	<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett., <i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Zeil., <i>Calamites cisti</i> Bron., <i>Acitheca polymorpha</i> (Bron.) Schim.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
III-3	5107	7718,9	4828,3	<i>Mesocalamites roemeri</i> (Goep.) Hirm., <i>M. ramifer</i> (Stur.) Hirm., <i>M. cistiformis</i> (Stur.) Hirm., <i>Cordiopteridium waldenburgense</i> Limm., <i>Neuropteris schlehanii</i> Stur.	ранний-средний карбон (намюр) C ₂ tb+ml	[404]	Щеголев А.К.
III-3		7707,7	4827,5	<i>Pecopteris robustissima</i> Wagn., <i>Cordaites borassifolius</i> (Ster.) Ung.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.
III-3		7721	4828,1	<i>Siphonodella sulcata</i> Hudd., <i>S. bella</i> Kon. et Migd., <i>S. semichatovae</i> Kon. et Lip., <i>S. duplicata</i> Br. et Mehl, <i>Sphenophyllum tenerrimum</i> (Ett.) Stur., <i>Pteridorachis</i> sp.	фамен-турне D ₃ - C ₁ kl	[404]	Морозова Ф.И., Чегодаев Л.Д., Анисимова О.И.
III-3	485, 2911	7721,4	4827,8	<i>Polygonathus purus subplanus</i> Vog., <i>P. vogesi</i> Zieg., <i>P. communis communis</i> Bran. et Mehl, <i>P. inornatus</i> Bran. et Mehl, <i>P. lobatus</i> Bran. et Mehl, <i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i> E. Bran., <i>Palmatolepis gracilis expansa</i> Sand. et Zieg., <i>P. gracilis sigmoidalis</i> Zieg., <i>P. gracilis gonioclymenia</i> Mull., <i>Bispathodus stabilis</i> (Bran. et Mehl), <i>B. spinulicostatus</i> (E. Bran.), <i>Archaeosphaera minima</i> Sul., <i>Quasiendothyra communis communis</i> (Raus.), <i>Q. communis regularis</i> Lip., <i>Q. konensis</i> Leb.	фамен-турне D ₃ - C ₁ kl	[402]	Морозова Ф.И., Чегодаев Л.Д., Пупорев Ю.Б.
III-3		7719,8	4827,5	<i>Oktavites proteus</i> (Barr.), <i>O. spiralis</i> (Gein.), <i>O. planus</i> (Barr.), <i>Cochlograptus veles</i> (Rich.), <i>Monograptus priodon</i> (Bronn.), <i>Lobograptus crinitus</i> (Wood.), <i>Bohemograptus bohemicus</i> (Barr.), <i>Neodiversograptus nilssoni</i> (Barr.)	силур O ₂ -S ₁ tb	[402]	Морозова Ф.И.
III-3		7720,6	4826,7	<i>Monograptus priodon</i> (Bronn.), <i>Oktavites spiralis</i> (Gein.), <i>Retiolites</i> sp., <i>Monoclimacis</i> sp.	силур Sač	[402]	Морозова Ф.И.
III-3	6217	7703,1	4826,9	<i>Acitheca polymorpha</i> (Bron.) Schim., <i>Reticulopteris germari</i> (Gieb.) Goth., <i>Asterotheca hemitelioides</i> (Bron.) Zeil., <i>Sphenopteris decorspi</i> Zeil., <i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>A. sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
III-3	6215	7703,3	4826,1	<i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Zeil., <i>Sphenopteris decheni</i> Weis.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
III-3	В-3172	7708,5	4825,5	<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett., <i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>A. sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Asterotheca hemitelioides</i> (Bron.) Zeil., <i>A. platoni</i> (Gr. Eury) Sims.-Schl., <i>A. densifolia</i> Geopp., <i>A. candolleana</i> (Bron.) Zeil., <i>Sphenopteris cristatapectopteroides</i> Weis., <i>Neuropteris plancharidi</i> Zeil.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[404]	Щеголев А.К.
III-3	В-3024	7709,6	4825,2	<i>Lebachia</i> sp., <i>Walchia</i> sp., <i>Ernestiodendron filiciformis</i> (Schl.) Flor.	ранняя пермь P ₁ ak	[404]	Щеголев А.К.
III-4	2059	7726,1	4840,1	<i>Pseudomonotis elegans</i> Munst.	тоар-аален J ₁₋₂ dž	[385]	Сибирякова Л.В.
III-4	2035	7729	4838	<i>Dactyloceras</i> Hyat.	ранний тоар J ₁₋₂ dž	[385]	Сибирякова Л.В.

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
III-4	6045	7727,4	4830,5	<i>Lebachia piniformis</i> (Schl.) Flor., <i>Walchia</i> sp., <i>Ernestiodendron</i> sp.	ранняя пермь P ₁ ak	[404]	Щеголев А.К.
III-4	1 площадь	7726,4	4830,2	<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett., <i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>A. sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Asterotheca hemitelioides</i> (Bron.) Zeil., <i>A. platoni</i> (Gr. Eury) Sims.-Schl., <i>A. densifolia</i> Geopp., <i>A. candolleana</i> (Bron.) Zeil., <i>Sphenopteris cristatapecopteroides</i> Weis., <i>Neuropteris plancharidi</i> Zeil.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[267]	Щеголев А.К.
III-4	2 площадь	7728,8	4830,5	<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett., <i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Zeil., <i>Calamites cisti</i> Bron., <i>Acitheca polymorpha</i> (Bron.) Schim.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[267]	Щеголев А.К.
III-4	б. Угольная	7727,4	4829,9	<i>Sigillariostrobilus strictus</i> Zeill., <i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[160]	Новик Е.О.
III-4	5109-5110	7722,6	4829,5	<i>Walchia</i> sp., <i>Lebachia piniformis</i> (Schl.) Flor., <i>Ernestiodendron filiciformis</i> (Schl.) Flor.	ранняя пермь P ₁ ak	[404]	Щеголев А.К.
III-4		7722,2	4829,2	<i>Annularia stellata</i> (Schl.), <i>A. sphenophylloides</i> (Zenk.) Gutb., <i>Asterotheca arborescens</i> (Schl.) Zeil., <i>A. daubreei</i> Zeil., <i>A. candolleana</i> (Bron.) Zeil., <i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (Germ. et Kaulf.) Ett.	поздний карбон C ₃ kr+gr	[267]	Щеголев А.К.
III-4		7729,2	4829,3	<i>Asterophyllites unguis</i> Jon. et Goth., <i>Neuropteris larischii</i> Sust.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
III-4		7723,8	4827,9	<i>Linopteris brongniartii</i> Gutb.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
III-4	4609, 1104	7724,2	4826,2	<i>Polygnathus vogesi</i> Zieg., <i>P. styriacus</i> Zieg., <i>P. znepolensis</i> Spas., <i>Palmatolepis gracilis expansa</i> Sand. et Zieg., <i>P. gracilis sigmoidalis</i> Zieg., <i>P. gracilis gracilis</i> Bran. et Mehl., <i>Bispathodus stabilis</i> (Bran. et Mehl.), <i>B. spinulicostatus</i> (E. Bran.), <i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar., <i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>S. primaeva</i> Reit., <i>Brunsiina uralica</i> Lip., <i>Quasiendothyra communis communis</i> (Raus.), <i>Q. communis</i> (Raus.), <i>Q. communis simplex</i> Braz., <i>Q. bella</i> N. Tcher., <i>Q. konensis glomiformis</i> Reittl.	фамен D ₃ gr+cm	[402]	Морозова Ф.И.
III-4	5	7726,7	4826,4	<i>Sigillaria elegans</i> Bron., <i>Asterophyllites unguis</i> Jon. et Goth., <i>Aphlebia ostraviensis</i> Goth.	средний карбон C ₂ tb+ml	[4]	Анисимова О.И.
III-4	T-246-249	7735,2	4826	<i>Rosenella miniarensis</i> (Riab.), <i>Parathurammina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Lip., <i>Uralinella bicamerata</i> Byk., <i>Eotuberitina reittingerae</i> M.-Macl., <i>Eovoluntina elementa</i> Antr., <i>Tournayella mica</i> Skv., <i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar., <i>S. rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae potensa</i> Durc.	фамен D ₃ dž+vl	[401]	Богоявленская О.В., Пупорев Ю.Б.
III-4	T- 4632, К-3128	7734	4825,4	<i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>S. grozdilovae</i> Pojar., <i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar., <i>S. rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae potensa</i> Durc. f. <i>recta</i> , <i>Umbella minima</i> Pojar.	фамен D ₃ gr+cm	[401]	Богоявленская О.В., Пупорев Ю.Б.
III-4	T-4631	7730,9	4824,7	<i>Septatournayella lebedevae</i> Pojar., <i>S. rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae potensa</i> Durc. f. <i>recta</i> , <i>S. (Rectoseptatournayella) caucasica</i> Lip., <i>Umbella minima</i> Pojar., <i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>S. grozdilovae</i> Pojar.	фамен D ₃ gr+cm	[401]	Богоявленская О.В., Пупорев Ю.Б.
III-4	К-3097	7734,8	4824,5	<i>Umbella minima</i> Pojar., <i>U. pugachovae</i> Byk., <i>Quasiumbella nana</i> (Reittl.), <i>Q.</i>	фамен D ₃ gr+cm	[401]	Морозова Ф.И.,

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
				<i>globula</i> Reitl., <i>Spinumbella spinifera</i> Plat.			Пупорев Ю.Б.
III-4	K-3005	7735,7	4824,6	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Lip., <i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>S. grozdilovae</i> Pojar., <i>Septatournayella praesegmentata</i> Bog et Juf.	фамен D ₃ dž÷vl	[401]	Морозова Ф.И., Пупорев Ю.Б.
III-4	T-1873	7738,4	4824,6	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Lip., <i>Eotuberitina reitlingerai</i> M.-Macl., <i>Radiosphaera basilica</i> Reit.	фамен D ₃ dž÷vl	[401]	Морозова Ф.И., Пупорев Ю.Б.
III-4	T-1834	7737,9	4824,2	<i>Septatournayella rauserae rauserae</i> Lip., <i>S. rauserae potensa</i> Durc.	фамен D ₃ dž÷vl	[401]	Морозова Ф.И., Пупорев Ю.Б.
III-4	T-1873, T-1874	7740,3	4824,6	<i>Uralinella bicamerata</i> Byk., <i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>P. stellata</i> Lip., <i>P. cushmani</i> Lip., <i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>S. grozdilovae</i> Pojar., <i>Septatournayella praesegmentata</i> Bog et Juf., <i>S. lebedevae</i> Pojar. f. <i>recta</i>	фамен D ₃ dž÷vl	[401]	Морозова Ф.И., Пупорев Ю.Б.
III-4	T-1862	7741,5	4824,2	<i>Parathuramina suleimanovi</i> Lip., <i>Septaglomospiranella compressa</i> Lip., <i>S. grozdilovae</i> Pojar., <i>Septatournayella praesegmentata</i> Bog et Juf., <i>S. lebedevae</i> Pojar. f. <i>recta</i>	фамен D ₃ dž÷vl	[401]	Морозова Ф.И., Пупорев Ю.Б.
III-4	4288	7730,3	4824,2	<i>Ozarkodina</i> sp., <i>Polygnathus vogesi</i> Zieg., <i>P. communis communis</i> Bran. et Mehl, <i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i> E. Bran., <i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> Bran. et Mehl, <i>P. gracilis sigmoidalis</i> Zieg., <i>Bispathodus stabilis</i> (Bran. et Mehl), <i>Archaesphaera minima</i> Sul., <i>Quasiendothyra konensis</i> Leb.	фамен-турне D ₃ -C ₁ kl	[402]	Морозова Ф.И.
III-4		7730,4	4823,6	<i>Mesocalamites</i> sp., <i>Neuropteris schlehanii</i> Stur., <i>N. larischii</i> Sust., <i>N. emitsii</i> Lesq., <i>Lepidodendron obovatum</i> Ster., <i>Asterophyllites unguis</i> Jon. et Goth., <i>Sphenopteris michaeliana</i> Goth., <i>Cordaites principalis</i> Germ.	ранний карбон C ₁ uĉ+at	[4, 404]	Анисимова О.И.
III-4	T-520	7729,8	4823,3	<i>Spiromma mindjakensis</i> Sadr., <i>Entaktinia agresta</i> Sadr.	нижний силур O ₂ -S ₁ tb	[402, 404]	Садрисламов Б.М.
III-4	T-253	7734,3	4823,2	<i>Cupressocrinites gracilis</i> Goldf., <i>C. crassus</i> Goldf., <i>Hexacrinites dentatus</i> (Quens.), <i>Eucaliptocrinites</i> sp., <i>Pentagonocyclicus ligatus</i> (Quens.), <i>Tetragonocyclicus indefinitus</i> J. Dubat.	эйфель-живет D ₂ - ₃ pc+sr	[402, 404]	Милицина В.С., Чегодаев Л.Д.
III-4	C-2418	7738,8	4822,9	<i>Pentagonocyclicus ligatus</i> (Quens.), <i>Hexacrinites dentatus echinatus</i> Yelt. et J. Dubat., <i>H. dentatus carinatus</i> Yelt. et J. Dubat.	эйфель-живет D ₂ - ₃ pc+sr	[402, 404]	Милицина В.С.
IV-2	3379	7696,1	4808	<i>Modiola moorei</i> (Dum.), <i>Chlamys textorius</i> Schl., <i>C. jamoignensis</i> Terq. et Pict., <i>Cardinia crassissiana</i> Ag., <i>C. concina</i> (Ag.), <i>C. elliptica</i> (Ag.), <i>Harpax pectinoides</i> Lam., <i>Pleuromya striata</i> Ag.	синемюр-плинсбах J ₁ pa+ĉb	[169, 368]	Летчикова Л.И., Сибирякова Л.В.
IV-4	T-142	7742,5	4822,6	<i>Amurucrinus imachensis</i> Yelt. et J. Dubat., <i>Cupressocrinites gracilis</i> Goldf., <i>C. crassus</i> Goldf., <i>C. inflatus</i> Goldf., <i>Hexacrinites dentatus</i> (Quens.), <i>Tetragonocyclicus indefinitus</i> J. Dubat., <i>Tjeecrinus simplex</i> Yelt., <i>Cyclocylinus laticanalus</i> Yelt.	эйфель-живет D ₂ - ₃ pc+sr	[401, 404]	Милицина В.С.
IV-4		7734,1	4820,2	<i>Nankinella orientalis</i> M.-Macl., <i>Pseudofusulina caucasica</i> M.-Macl., <i>Neoschwagerina caucasica</i> Dutk., <i>N. djakonowae</i> Dutk., <i>Lastodiscus insekta</i> M.-Macl. (в гальке)	татарский T ₁ ar	[152]	Миклухо-Маклай К.В.

Окончание прил. 7

Индекс клетки	Авторский № образца	Координаты по X	Координаты по Y	Палеонтологическое определение	Возраст	№ источника по списку литературы	Кем определена
IV-4	КЛ-24	7734,6	4820,2	<i>Postendothyra scabra</i> Lin., <i>Nodosaria mirabilis caucasica</i> M.-Macl., <i>Pseudolangella doraschamensis</i> G. Pronina, <i>Agathammina</i> sp., <i>Mytidiscus</i> sp., <i>Globivalvulina</i> sp., <i>Dagmarita</i> sp. (в гальке)	татарский, дорашамский T _{1ar}	[317]	Пронина Г.П.
IV-4	T-282	7741,2	4820,2	<i>Cupressocrinites gracilis</i> Goldf., <i>C. crassus</i> Goldf., <i>Tjeecrinus simplex</i> Yelt., <i>Tetraxonocrinus</i> sp.	эйфель-живет D _{2-3pc+sr}	[401, 404]	Милицина В.С., Чегодаев Л.Д.

Таблица 1

Критерии оценки геохимической устойчивости ландшафтов

№ ландшафтов	Факторы, определяющие устойчивость природных комплексов и загрязнению							Оценка устойчивости	Индекс ландшафтов	
	Тип ландшафта по условиям миграции загрязняющих веществ	Сорбционная способность горных пород	Коэффициент увлажнения	Потенциал загрязнения атмосферы (вероятность штелей, %)	Годовой слой атмосферных осадков (мм)	Объем биомассы	Содержание гумуса в почвах (%)			
1	Эрозионный (трансэлювиальный и элювиально-аккумулятивный)	Низкая до средней	Преимущественно инфильтрационный (Ku<1)	около 10	800-1000	Низкий	0-2	Низкая до средней	а-б	
2										
3	Эрозионно-аккумулятивный	Средняя				600-800	Средний до низкого	2		б
4										
5										
6										
7	Эрозионно-аккумулятивный (трансэлювиальный)	От средней до высокой				800-1000		2-4	Низкая	б-в

Таблица 2

Критерии оценки геодинамической устойчивости ландшафтов

№ ландшафтов	Факторы, определяющие устойчивость природных компонентов							Оценка устойчивости к физико-механическим воздействиям	Индекс ландшафтов	
	Наиболее значимые		Значимые			Менее значимые				
	Вероятность катастрофических ЭГП и их виды	Пораженность территории от ЭГП	Сейсмичность (баллы по МСК)	Инженерно-геологическая группа пород	Средняя крутизна склонов (град.)	Растворимость пород	Среднегодовая температура фунтов (°С)			Закрепленность поверхности растительностью
1	Крайне низкая (чаще одного раза в 25 лет возможны новые лавины сели, оползни, осыпи)	>50	9	Прочные (скальные)	60-90	Низкая	<0	Преимущественно низкая	Средняя и низкая	1-2
2										
3	Средняя (1 раз в 50 лет новые оползни, эрозия, осыпи, овраги)	15	8	Прочные (полускальные)	30-90	Низкая и средняя				2-3
4										
5										
6	Низкая (1 раз в 25 лет возможны новые лавины сели, оползни, осыпи)	>25	8-9	Непрочные (преимущественно рыхлые породы)	30-40					
7										

Основные функциональные типы антропогенного воздействия

Тип	Подтип	Установленные виды негативного воздействия на геологическую среду	Ландшафты
Селитебный, включая городские предприятия и коммунальные службы		Сокращение площади природных почв, возникновение искусственных ландшафтов (отвалы, терриконы) возрастание поверхностного стока, подтопление, развитие антропогенно-спровоцированных ЭПП сокращение рекреационных территорий	Техногенный ландшафт Урупского МО-Ка (ландшафт 7)
Промышленный (горнодобывающий и перерабатывающий)	Карьерный	Уничтожение почв (в том числе - высокопродуктивных) и растительности, деформация природного рельефа, иногда видеозоологически ценного и создание техногенного рельефа; загрязнение поверхностных и подземных вод, почв и донных отложений токсичными и инертными элементами, содержащимися во вскрышных породах и рудах; понижение уровня подземных вод; активизация ЭГГ; отчуждение площадей под отвалами	Ландшафты 3, 4
Транспортный	Автодороги	Загрязнение ГС комплексом поллютантов, выбрасываемых двигателями и образуемых при износе ТС и развевании грузов	Ландшафты 1, 2, 3, 4, 5, 6
	Нефте- и газопроводы	Загрязнение ГС нефтепродуктами при прорывах трубопроводов, деформация природного рельефа, активизация ЭПП вдоль зон проложения нефтепроводов	Ландшафты 1, 2, 3, 4, 5, 6
Лесохозяйственный	Лесозаготовка	Сокращение площади лесов, нарушение питания подземных вод, возрастание поверхностного стока активизация ЭПП, уничтожение реликтовых сортов растений и животных	Ландшафты 3, 4
Сельскохозяйственный	Животноводческий	Переуплотнение почв, их эрозия, загрязнение ГС фосфором и азотом, ТМ, бактериальное загрязнение	Ландшафты 3, 4
Водохозяйственный	Водоснабженческий	Чрезмерное осушение территорий, формирование депрессионных воронок, уменьшение поверхностного стока	Ландшафты 2, 3, 4
Лечебно-рекреационный		В меньшей мере, чем при прочих типах хозяйствования, проявленные процессы загрязнения ГС, линейное (по туристским тропам) переуплотнение почв, создание несанкционированных свалок и т.п. Долины рр. Уруп, Аксаут, Теберда, Аманаус, Даут курортные зоны Теберда-Домбай	Ландшафты 1, 2, 3, 4

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Точность определения	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Серпентинит, гипербазиты протерозоя	K-Ar	1048		[392], обр. 1522
2	Диориты бахмуткинского комплекса	K-Ar	332 340	14 15	[15], обр. 190 [1], обр. 201
3	Фельзиты пскентского комплекса	K-Ar	326 299	5	[392] [109]
4	Дациты маринского комплекса	K-Ar	205	7	[49]
5	Долериты маринского комплекса	K-Ar	187	15	[49]
6	Андезиты маринского комплекса	K-Ar	169	11	[49]
7	Гнейсы чиликского метаморфического подкомплекса	U-Pb	575	15	Авторский, обн. 103
8	Гнейсы чиликского метаморфического подкомплекса	U-Pb	530,5 736,1	9,5 5,6	Авторский, обн. 853
9	Гнейсы ацгаринского метаморфического подкомплекса	U-Pb	1274 566	17 5,8	Авторский, обн. 101
10	Гранодиорит второй фазы чиликского комплекса. Жила пегматита	K-Ar	330 370		[61] [237]
11	Дайка плагиогранита озеракяфарского комплекса в серпентините	K-Ar	356 367	10 3	[391], обр. 108/1 [61]
12	Габбро архызского комплекса	K-Ar	457 493	13 15	[237]
13	Гипербазиты протерозоя	K-Ar	1406		[391]
14	Метасоматит кяфар-заканского комплекса	K-Ar	680 703	10 10	[340, 391], обр. 158
15	Амфиболит первой толщи ацгаринского метаморфического подкомплекса	K-Ar	470	14	[237]
16	Дайка лампрофира в чиликском метаморфическом подкомплексе	K-Ar	400 394	12 14	[55, 174, 384]
17	Гнейсы чиликского метаморфического подкомплекса	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb термоизохронный	1800, 1940, 2060-2260, 2360		[223], обр. П-36-3
18	Плагиограниты озеракяфарского комплекса	K-Ar	315 315 357	12 15 5	[61]
19	Базальты карабекской свиты	Sm-Nd	418 (вал- плагиоклаз) 650 (вал- амфибол)	260 290	Авторский, обр. 1256-33
20	Габбро архызского комплекса	Sm-Nd	470 (плагиоклаз- амфибол) 773 (вал- плагиоклаз)	96 200	Авторский, обр. 1254-43
21	Гнейсы дуппукского метаморфического подкомплекса	Rb-Sr	534	27	[321], обр. СГ-1-СГ-6
22	Сланцы дуппукского метаморфического подкомплекса	K-Ar	450		[391], обр. В-106
23	Тела ортогнейсов в дуппукском метаморфическом подкомплексе. Амфиболит дуппукского метаморфического подкомплекса	U-Pb K-Ar	408-463 362	 25	[47], обр. С-87-23
24	Сланцы дуппукского метаморфического подкомплекса	Rb-Sr	487	55	[321], обр. СГ-7-СГ-9
25	Амфиболит дуппукского метаморфического подкомплекса	U-Pb	553	31	[226], обр. 146

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Точность определения	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
26	Андалузитовые сланцы дуппукского метаморфического подкомплекса	U-Pb ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb термоизохронный	2309 (5 зерен, от 1120 до 2609) 440, 520, 1200	8	[226], обр.41
27	Амфиболиты клычского метаморфического подкомплекса	Sm-Nd	309 (вал-амфибол) 370 (вал-плагиоклаз) 261 (плагиоклаз-амфибол)	75 75 170	Авторский, обр. 688-3
28	Сланцы клычского метаморфического подкомплекса	Rb-Sr	655 316	28 27	[90]
29	Аплиты аксаутского комплекса	K-Ar	258	1,7	[296]
30	Граниты белореченского комплекса	K-Ar	321	10	[1]
31	Граниты белореченского комплекса	U-Pb	333, 463-542 (ядра зерен)	5	[384]
32	Гнейсы из мигматитов верхнебалкарского подкомплекса	U-Pb Sm-Nd	1235 1326	1	[226], обр.152
33	Сланцы кургашичатского метаморфического подкомплекса	K-Ar	690		[392]
34	Сланцы домбайского метаморфического подкомплекса	K-Ar	688		[391], обр. В-105
35	Граниты уллукамского комплекса	K-Ar	258 300	10 10	[299]
36	Граниты уллукамского комплекса	K-Ar	285 297		[92], обр. 66/88, 53/81
37	Амфиболит дуппукского метаморфического подкомплекса	U-Pb K-Ar	475 860	7 40	Авторский, обр. 105 [61]
38	Гнейсы кургашичатского метаморфического подкомплекса	U-Pb	635	10	Авторский, обр. 5028
39	Сланцы домбайского метаморфического подкомплекса	Rb-Sr	459	37	[296], обр. 481/1, 481/2, 481/3, 481/4, 481/5
40	Эффузив кынырчадской свиты	K-Ar	253	10	[1, 392], обр.145
41	Граниты белореченского комплекса	K-Ar	320		[207]
42	Граниты белореченского комплекса	K-Ar	323	8	[264]
43	Гнейсы из мигматитов верхнебалкарского подкомплекса	U-Pb	476,5 921,4	2,4 9,1	Авторский, обр. 801
44	Пегматит (пегматоидный гранит) в мигматитах гондарайского комплекса	Rb-Sr	750		[61]
45	Гнейсы домбайского метаморфического подкомплекса	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb Rb-Sr	540 2500 259,3 254,3	40 9,4 9	[238], обр. НК-7е
46	Мигматиты гондарайского комплекса	Rb-Sr	361	23	[238], обр. НК-7с
47	Амфиболиты клычского метаморфического подкомплекса	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb Rb-Sr K-Ar ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	600 500 606 238,8 223,9 241,6 209,2	15 25 54 8,8 7,2 2,4 2,6	[238], обр. МН-28 обр. МН-28, МН-66 обр. МН-28 обр. МН-66 обр. МН-28 обр. МН-66
48	Граниты белореченского комплекса	K-Ar	364	25	[1], обр. 226
49	Сланцы из мигматитов верхнебалкарского подкомплекса	Rb-Sr	865		[392]

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Точность определения	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
50	Сланцы из мигматитов верхнебалкарского подкомплекса	Rb-Sr	870		[61]
51	Граниты уллукамского комплекса	K-Ar	322	7	[207]
52	Граниты уллукамского комплекса	K-Ar	305		[206]
53	Гнейсы из мигматитов галдорского подкомплекса	U-Pb	639 630	23 18	[353], обр. 525, 526
54	Амфиболиты клычского метаморфического подкомплекса	^{207}Pb - ^{206}Pb	520	24	[238], обр. МН-24-2L

Электронное научное издание

**Семенуха И. Н.
Черных В. И.
Соколов В. В.
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Кавказская
Лист К-37-VI,(XII) (Карачаевск)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Котельникова*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2021. Тираж 50 дисков. Объем 395 Мб
Зак. 42115100

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru