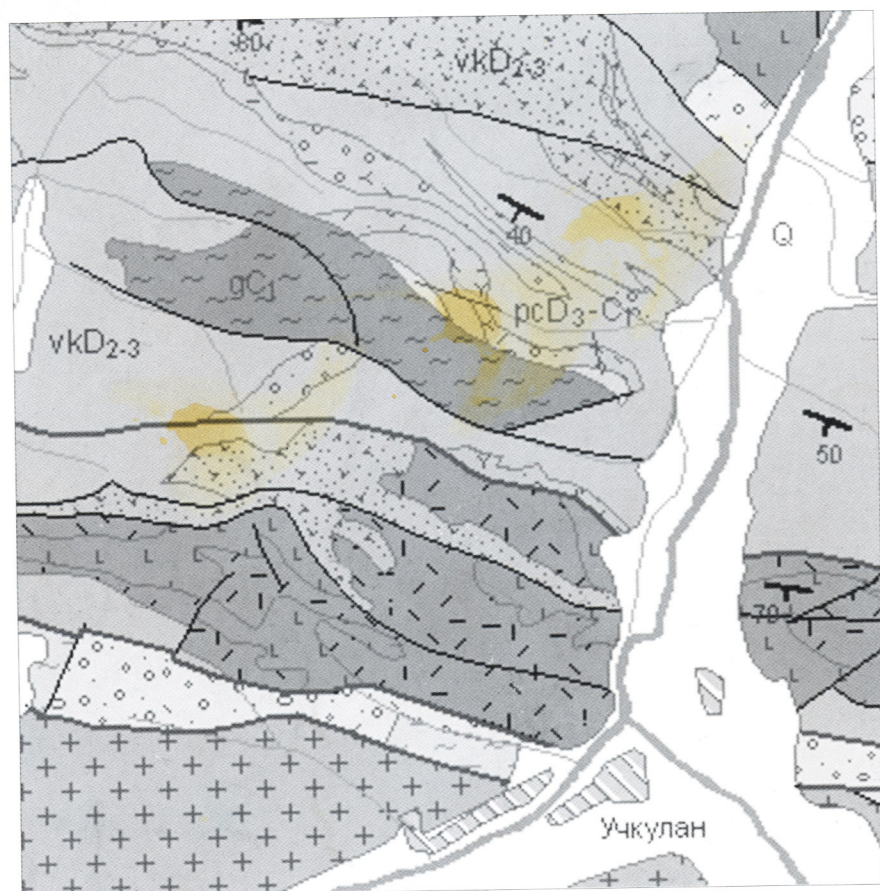


Ю.Я. ПОТАПЕНКО

ГЕОЛОГИЯ КАРАЧАЕВО-ЧЕРКЕСИИ



Карачаевск-2004

Печатается по решению редакционно-издательского совета
Карачаево-Черкесского государственного университета

Потапенко Ю.Я.

Геология Карачаево-Черкесии. Учебное пособие. -
Карачаевск, 2004. – 154 с.

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА МГУ

Охарактеризованы основные черты геологического строения территории республики: орогидрография, стратиграфия, тектоника, магматизм, метаморфизм, гидрология и полезные ископаемые.

Для студентов и преподавателей географических, экологических и геологических специальностей; для читателей, интересующихся геологией Кавказа. Может быть использовано при проведении полевых практик и туристско-экскурсионных маршрутов.

Рецензенты: С.В. Савин (СКФ ВИЭМС), г. Ессентуки
М.Л. Сомин (Институт физики Земли),
г. Москва

© Карачаево-Черкесский государственный университет
© Потапенко Ю.Я.

2004

Научная библиотека МГУ



19000035

ВВЕДЕНИЕ

Территория Карачаево-Черкесии уникальна в геологическом отношении. Будучи расположена в Центральном и самом приподнятом сегменте Большого Кавказа, она включает наиболее полные разрезы протерозоя, среднего и верхнего палеозоя, достаточно представительные – мезозоя (юры и мела). Здесь находится опорный для всего Северного Кавказа разрез палеогена. Исключительно разнообразны по составу и возрасту магматические проявления – от скромных интрузий протерозоя и мезозоя до громадных тел палеозойских гранитов. Многократно происходили здесь вулканические извержения как в морских, так и в наземных условиях. Сложная геологическая история запечатлена в закономерных наборах геологических формаций – структурно-формационных ярусах байкальского, герцинского и альпийского циклов. Каждый из этих ярусов своеобразен не только по формационным характеристикам, но и по типу складчатости и степени постседиментационных изменений горных пород – от начальных стадий диагенеза до высокотемпературного метаморфизма, сопровождающегося частичным плавлением.

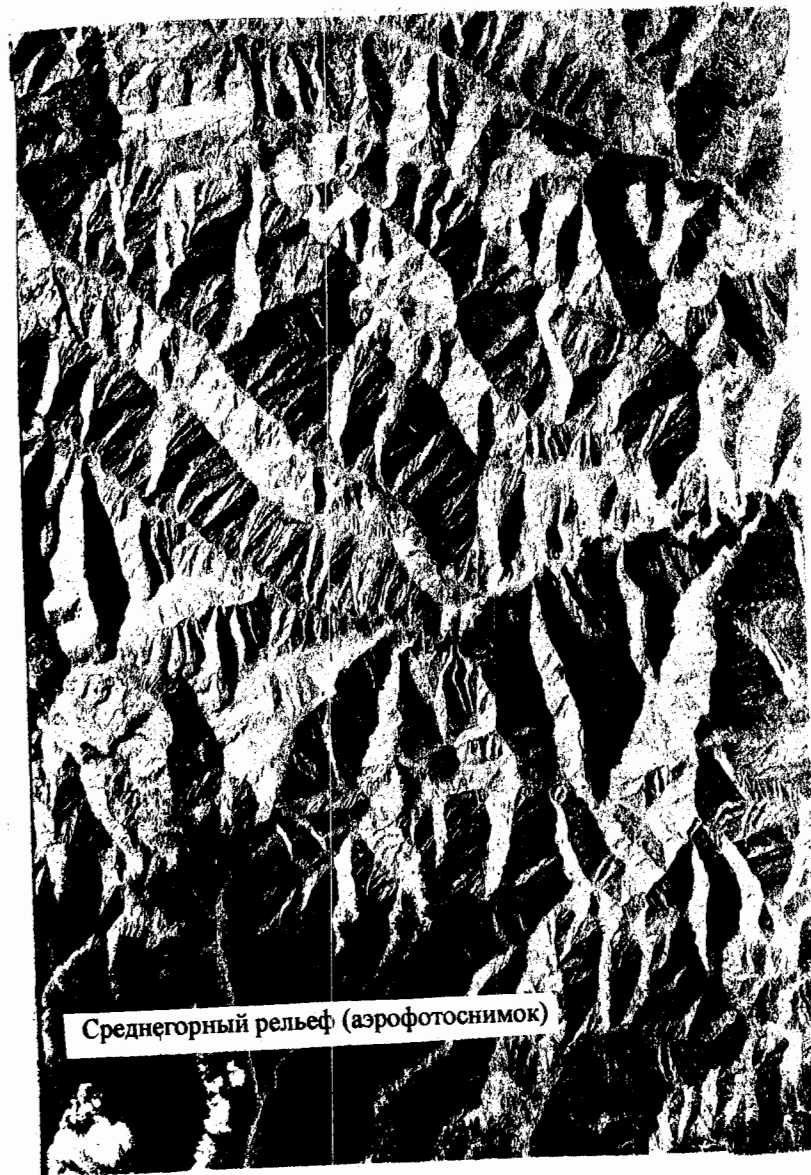
Настоящий геологический очерк отражает представления о геологическом строении Центрального Кавказа по состоянию на 1 сентября 2004 г. Автор будучи с 1995 г. председателем Северо-Кавказской региональной межведомственной стратиграфической комиссии (СК РМСК) постоянно был осведомлен о всех изменениях в стратиграфических схемах и о новых данных о возрасте слабоизученных толщ.

Очерк представляет собой учебное пособие, рассчитанное на студентов географической, экологической и геологической специальностей. Оно дополняет региональным материалом ранее опубликованные автором учебные пособия – «Геология, опорные конспекты» (1996 г.) и «Геологические маршруты в Приэльбрусье» (2002 г.).

Очерк состоит из семи глав. В первой главе перечисляются главные орогидрографические элементы — хребты и речные долины, названия которых использованы при характеристике геологического строения республики. Вторая глава "Тектоника" содержит сведения об основных тектонических зонах — блоках земной коры, различающихся наборами, возрастом и условиями залегания горных пород. Тектонические зоны обусловили образование морфоструктур Главного хребта, Передового хребта, Северо-Юрской депрессии и др., которые являются традиционными объектами исследования географов. Третья глава "Стратиграфия" занимает большую часть объема очерка. В ней дано краткое описание геологической летописи Центрального Кавказа — слоистых осадочных и вулканогенных толщ, накапливавшихся начиная с докембрия и до современного (четвертичного) периода включительно. Четвертая глава дает представление о метаморфических процессах — преобразованиях первичных осадочных и магматических пород в условиях высоких температур и давлений, возникавших внутри земной коры. В пятой главе описаны наиболее распространенные магматические породы, весьма разнообразные как по составу, так и по возрасту. В главе "Гидрогеология" приведены сведения об основных водоносных комплексах, часть из которых участвует в формировании источников знаменитых Кавказских Минеральных Вод. Седьмая глава — краткий обзор главнейших полезных ископаемых с оценкой их экономической значимости.

Пособие снабжено рисунками и схемами, условные обозначения к которым унифицированы автором. В приложении помещен словарь геологических терминов.

Содержание главы "Стратиграфия" обсуждалось автором с коллегами по Северо-Кавказской региональной межведомственной стратиграфической комиссии. Им и рецензентам М.Л. Сомину и С.В. Савину автор выражает благодарность за советы и полезные замечания.



Среднегорный рельеф (аэрофотоснимок)

1. Орогидрография

Территория Карачаево-Черкесии в орогидрографическом отношении принадлежит к провинции Большого Кавказа. Она располагается полностью на северном склоне этого горного сооружения. Рельеф северного склона обнаруживает зональное строение – в его пределах несколько параллельных хребтов чередуются с разделяющими их межгорными депрессиями (рис. 1). Границы и запад-северо-западное простираие этих геоморфологических единиц обусловлены геологическим строением. Лишь самый южный – Водораздельный, или Главный Кавказский хребет образует непрерывную горную цепь. Остальные хребты – Передовой, Скалистый и Пастбищный рассечены многочисленными поперечными (субмеридиональными) речными долинами на отрезки длиной от 5 до 35 км. Характерно сложное эрозионное расчленение с преобладающим решетчатым типом речной сети (см. фотозаставку к главе 1).

Все крупные реки республики являются левыми притоками Кубани и принадлежат Азовскому бассейну. С запада на восток следуют: Большая Лаба (с притоками Дамхурц, Мамхурц и Макера), Большой Зеленчук (образуется при слиянии рек Архыз, Псыш и Кызгыч), Малый Зеленчук (образуется при слиянии рек Маруха и Аксаут), собственно Кубань с истоками Уркулан и Уллу-Хурзук и крупными левыми притоками Дуут и Теберда.

Несколько рек берет начало с северных склонов Передового хребта – Уруп и левый приток Большого Зеленчука Кыфар. Через плато Бийчесын, находящееся в восточной части Северо-Юрской депрессии, проходит водораздел между речными бассейнами Азовского и Каспийского морей. Здесь берут начало правые притоки Кубани (Мара, Индыш, Джалан-Кол, Аман-Кол, Худес) и левые притоки Малки (Ингушли и Хасаут). На северном склоне Скалистого хребта зарождаются реки Кума и Подкумок (с притоком Эшкакон), относящиеся, как и Малка, к Каспийскому бассейну.

Главный (Водораздельный) хребет протягивается от горы Аджара (2907 м) на западе до меридиана горы Эльбрус на востоке. Наиболее высокие вершины – Аманауз (3530 м), Пилиш

(3790 м), Ак-Чатыр (3134 м), Кара-Кая (3892 м), Аксаут (3910 м), Джаловчат (3884 м), Джугутурлючат (3896 м), Домбай-Ельген (4040 м) и Далар (3988 м). В пределах Главного хребта обнажены древние кристаллические сланцы и прорывающие их палеозойские гранитоиды.

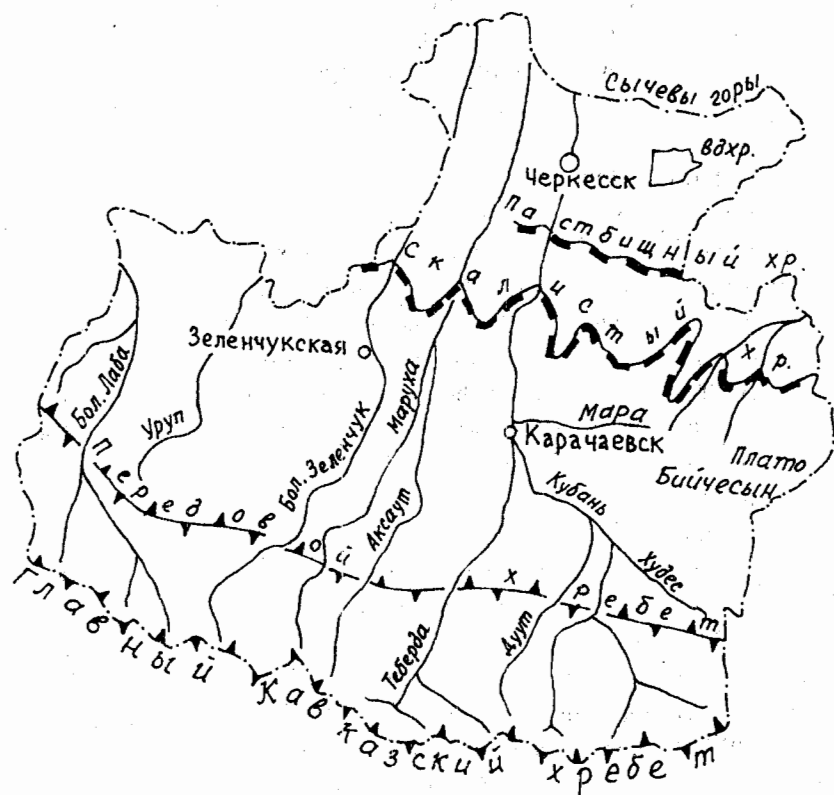


Рис. 1. Орографическая схема территории Карачаево-Черкесии

Между Главным и Передовым хребтами расположено понижение в рельефе, приуроченное к Пшекиш-Тырныаузской зоне разломов.

В систему Передового высокогорного хребта в междуречье Лабы и Большого Зеленчука входит хребет Абишира-Ахуба, восточнее — горные массивы, расчлененные крупными реками: Морх-Сырты, Большой Карабек, Пастухова; Кызыл-Ауш-Дуппу, Караджаумаз; хр. Гидам-Кая; Кырылган-Баши, Кенделляр-Ляр, Ныхыт - Баши; г. Эль - Баши, хр. Садырла и, наконец, хр. Ташлы-Сырт, расположенный к северу от Эльбруса. Абсолютные высоты хребтов — 2800-3464 м. Передовой хребет — это область развития преимущественно палеозойских пород.

Севернее Передового хребта расположена Северо-Юрская депрессия — широкая полоса с мягкими формами рельефа, выработанными на песчано-глинистых толщах ранне-среднеюрского возраста. Абсолютные отметки плоских водоразделов составляют 1800-2100 м, до 2364 м (гора Бийчесын).

К северу от депрессии расположены три почти параллельных хребта, имеющие форму куэст с крутыми южными и пологими северными склонами (рис. 1). Хребты разделены межкуэстовыми понижениями (депрессиями). Южный хребет, носящий название Скалистого, сложен известняками верхней юры. Он самый высокий — с запада на восток включает вершины Лысая (1662 м), Баранаха (1703 м), Больше (1751 м), Джисса (1590 м), Джангур (1560 м), Гум-Баши (2312 м), Бол. Бермамыт (2592 м), Мал. Бермамыт (2644 м). Следующий к северу хребет сложен известняками верхнего мела. В междуречье Бол. Зеленчук-Кубань он включает вершины Крейда (1230 м), Эльбурган-Ахуа (1297 м); восточнее Кубани — хребты Пастбищный, Дарьинский и Боргустанский. Самый северный и низкий хребет, сложенный неогеновыми отложениями, расположен восточнее Черкесска и носит название Сычевы горы (880 м).



Складка в протерозойских известняках

2. Тектоника

Большой Кавказ и Предкавказье представляют собой южную подвижную окраину древней Восточно-Европейской (Русской) платформы (Евразийского континента). Далее на юг располагались океан Тетис и Аравийская платформа (рис. 37). Временами континент вовлекался в тектонические движения. При растяжении земной коры в позднем протерозое, среднем палеозое и мезозое он раскалывался, и вдоль трещин (разломов) образовывались прогибы типа рифтов; при сжимающих движениях, напротив, возникали «вздутия» земной коры – горно-складчатые системы (герцинская в палеозое и альпийская в кайнозое).

Карачаево-Черкесия располагается в центральной части альпийской складчатой системы Большого Кавказа. Эта система простирается с ЗСЗ на ВЮВ от Таманского полуострова до Апшеронского полуострова. Протяженность ее 1300 км, ширина – до 100-150 км. С севера горно-складчатую систему обрамляют Кубанский и Терско-Каспийский прогибы, разделенные Предкавказской плитой, или Северо-Кавказским краевым массивом. С юга Большой Кавказ граничит с Закавказским срединным массивом, на который наложены Рионский и Куринский прогибы.

По набору осадочных, вулканогенных формаций и интрузивных комплексов на Центральном Кавказе выделяются три тектоно-магматических цикла: байкальский, герцинский и альпийский. Байкальский цикл представлен комплексом вулканогенно-осадочных метаморфизированных формаций. Завершает его орогенная красноцветная песчаниковая формация (урлешская свита). Герцинский цикл представлен классическим набором эвгеосинклинальных и орогенных формаций. К геосинклинальной стадии относятся глинистые, вулканогенные и карбонатно-терригенные формации силура, девона и раннего карбона. Орогенная стадия фиксируется сероцветной (C_{2-3}) и красноцветной (P_1) континентальной молассами и синхронным им внедрением гранитоидов.

Большой Кавказ по особенностям геологического строения разделяют на три сегмента – Северо-Западный,

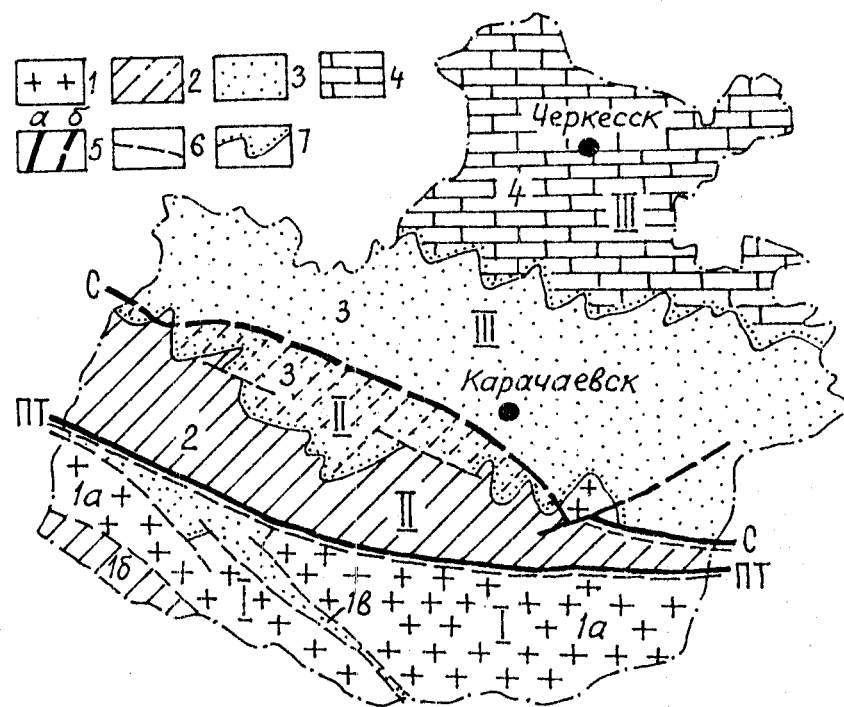


Рис. 2. Схема тектонического строения.

1 – III – структурно-формационные зоны (СФЗ) докембрийские (герцинские): 1 – Главного хребта; П – Передового хребта; Ш – Карачаево-Черкесская. 1 – 4 – СФЗ киммерийские и альпийские: 1 – горст Главного хребта; подзоны – 1а – Эльбурская, 1б – Перевальная (Водораздельная), 1в – Софийско-Клычская; 2 – горст Передового хребта, 3 – Лабино-Малкинская зона, 4 – Северо-Кавказская моноклираль.

1 – докембрийские толщи, прорванные палеозойскими гранитами; 2 – палеозойские морские и континентальные отложения; 3 – нижняя и средняя юра; 4 – верхняя юра, мел, палеоген и неоген; 5 – 6 – разломы: 5 – палеозойские, 5а – откартированные, 5б – под чехлом нижней-средней юры, 6 – альпийские; 7 – стратиграфические границы несогласные юры.

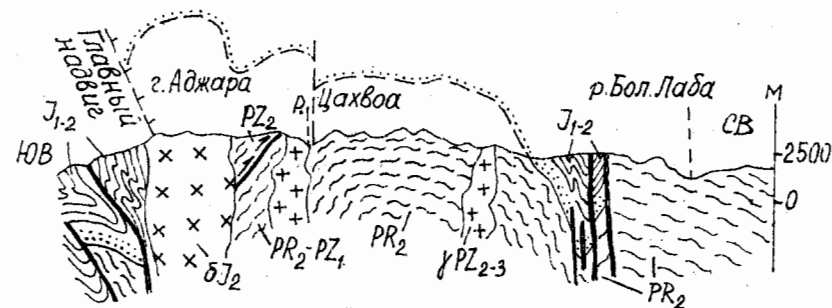


Рис. 4. Структурный профиль зоны Главного хребта (по М.Л. Солину, 1971)

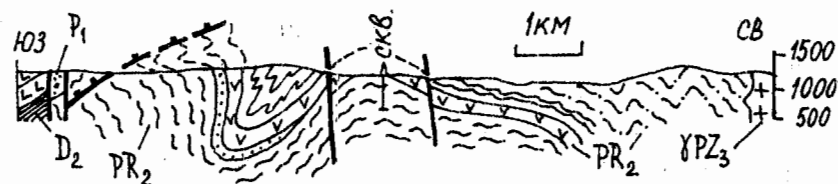
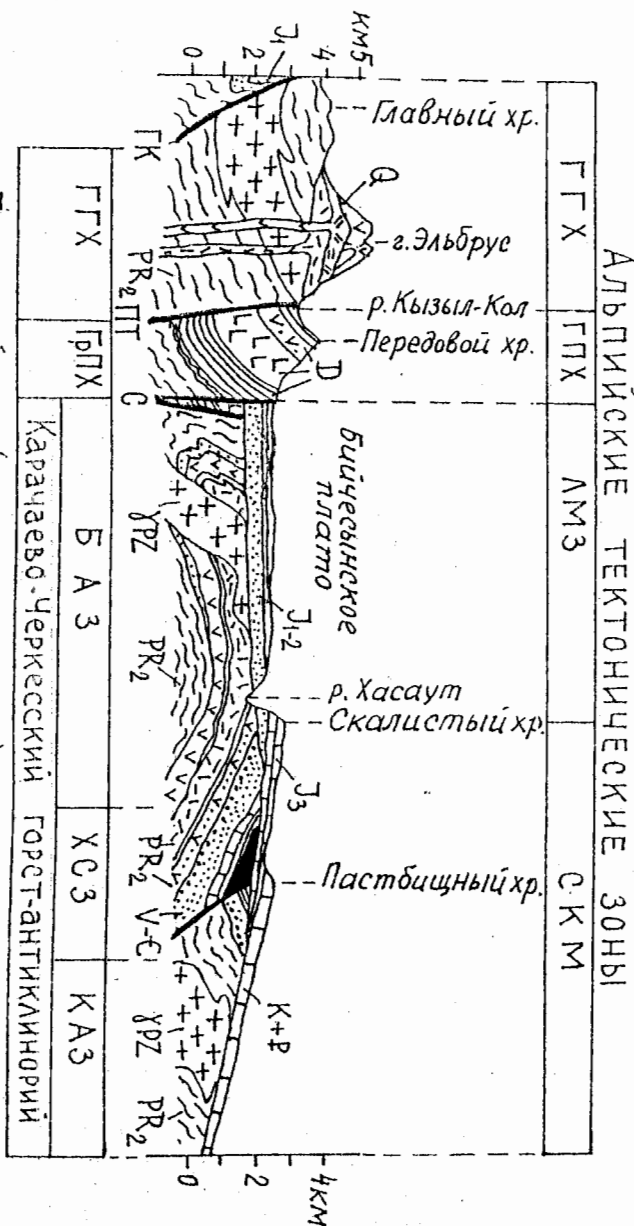


Рис. 5. Структурный профиль протерозойских толщ Бечасынской зоны вдоль долины р. Дуут

Центральный и Восточный. Территория Карачаево-Черкесии полностью входит в наиболее приподнятый сегмент Центрального Кавказа, имеющий отчетливо выраженное двухэтажное строение (рис. 3). Нижний этаж представлен испытывшими герцинскую складчатость толщами протерозоя и палеозоя. Верхний (эпигерцинский) этаж сложен мезозойскими и кайнозойскими толщами, залегающими резко несогласно на



ПАЛЕОЗОЙСКИЕ (РАННЕГЕРЦИНСКИЕ) ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Рис. 3. Структурно-тектонический профиль, демонстрирующий соотношение палеозойских и альпийских тектонических зон. Зоны альпийские: ГТХ – горст Главного хребта, ГПХ – горст Передового хребта, ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона, СКМ – Северо-Кавказская моноклинал. Зоны палеозойские: ГТХ – горст Главного хребта, ГПХ – грабен Передового хребта, БАЗ – Бийчесынская антиклинальная зона, ХСЗ – Хасаутская синклинальная зона, КАЗ – Кисловодская антиклинальная зона. Разлом: ГТХ – Главного хребта, ПТ – Пинекино-Тырмизульский, С – Северный.

Условные обозначения горных пород см. на рис. 62

зскими толщами, залегающими резко несогласно на более древних породах. Структурные планы фундамента и чехла четко различаются на севере республики, но в южной ее части альпийские зоны явно унаследованы от герцинских (рис. 2,3).

В домезозойском фундаменте выделяются следующие крупные тектонические зоны (с юга на север): Главного хребта, Передового хребта и Карачаево-Черкесская, разделенные Пшекиш-Тырнаузским и Северным разломами (рис. 2,3). В первой и третьей зонах преобладают протерозойские толщи, прорванные крупными массивами палеозойских гранитов; среднепалеозойские вулканогенные и осадочные формации играют подчиненную роль, слагая южную подзону Главного хребта и Хасаутскую синклиналию структуру Карачаево-Черкесской зоны. Зона Передового хребта по отношению к названным зонам представляет собой опущенный тектонический блок (грабен), в котором сохранились мощные толщи среднего и верхнего палеозоя.

Внутренняя структура протерозойского метаморфического комплекса весьма сложна и надежно еще не расшифрована. В зоне Главного хребта (рис. 4) в основании видимого геологического разреза залегают мигматизируемые толщи, характеризующиеся сложной реоморфической складчатостью. Выше лежащие и слабее метаморфизованные толщи образуют простые открытые складки, крыльях которых осложнены (Сомин, 1971) сжатыми лежащими складками. Предполагается (Баранов, Кропачев, 1976) широкое развитие надвигов между мигматитами (инфраструктура) и перекрывающим их метаморфическим комплексом (супраструктура). В южной части Карачаево-Черкесской зоны (рис. 5) в протерозойском комплексе откартированы опрокинутые на север складки и пологие надвиги с небольшими амплитудами перемещения с юга на север (Потапенко, 1982).

Нижне-среднепалеозойский структурный ярус во всех тектонических зонах смят в складки северо-западного простирания (рис. 6). В зоне Передового хребта, по мнению И.И. Грекова, Г.И. Баранова и др., до складчатости произошло образо-

вание пакета тектонических покровов, двигавшихся с юга на север.

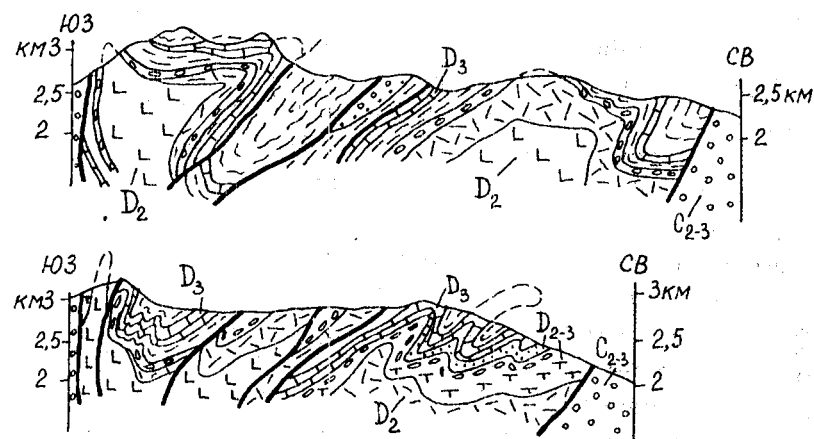


Рис. 6. Структурные профили зоны Передового хребта в междуречье Теберды и Дуута (по В.Л. Омельченко, 1985 г.)

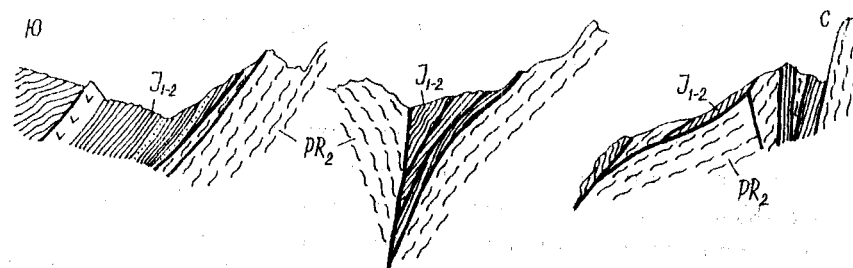


Рис. 7. Строение Софийско-Ключской депрессии у перевала Алибек (по С.И. Дотдугеву, 1991 г.)

Верхнепалеозойский орогенный структурный этаж, залегающий на среднем палеозое и протерозое с угловым несогласием, образует простые германотипные антиклинали и синклинали (рис. 32, 35).

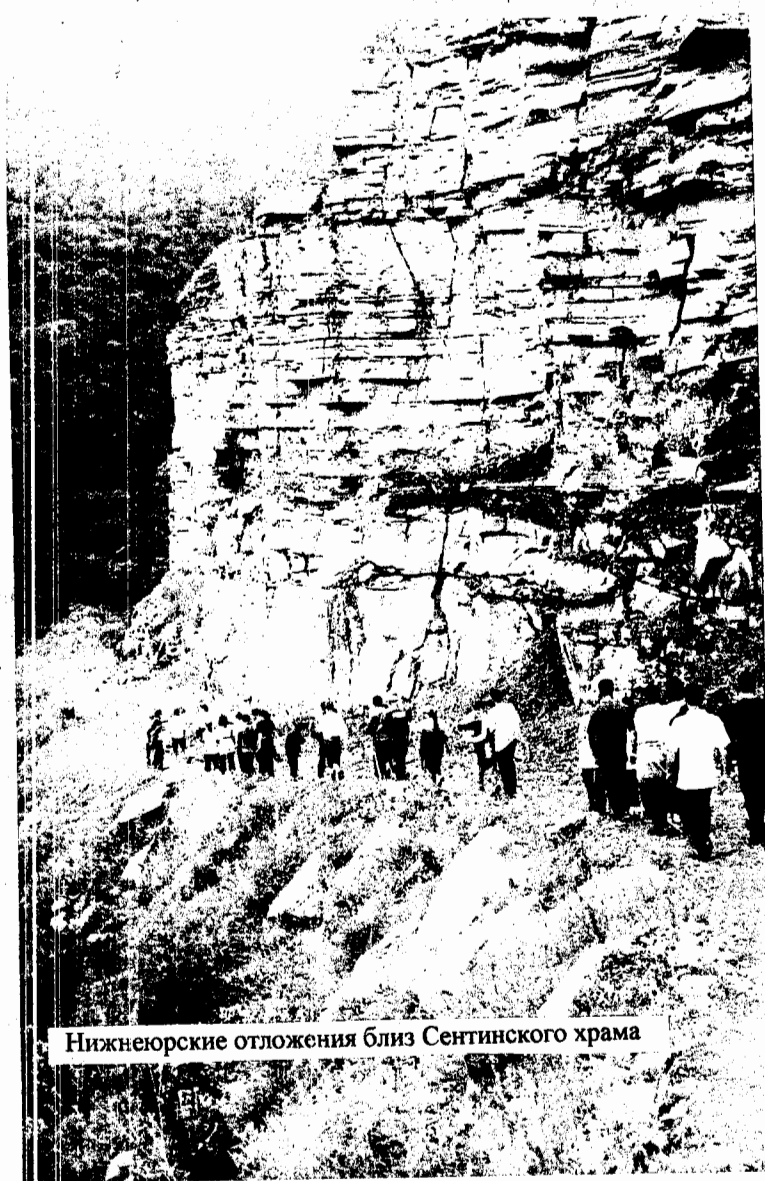
В альпийской структуре на территории Карачаево-Черкесии различают следующие тектонические элементы (рис. 2,3): горстовые поднятия Главного и Передового хребтов, Лабино-Малкинскую зону и Северо-Кавказскую моноклинали (Милановский, Хаин, 1963). Границы альпийской структуры Главного хребта практически полностью унаследованы от одноименной герцинской структуры (рис. 3). То же можно сказать и о зоне Передового хребта на отрезке Малка-Кубань. Западнее Кубани в воздыманиях на альпийском этапе участвовала лишь южная половина зоны Передового хребта, а северная вошла в состав фундамента Лабино-Малкинской зоны. Северо-Кавказская моноклинали – это выходы на поверхность келловей-эоценовых отложений (рис. 2,3). Южная граница моноклинали представлена эскарпом Скалистого хребта (рис. 1) и, таким образом, имеет не тектоническую, а эрозионную природу. На севере моноклинали перекрывается темными глинами майкопской серии, относимыми к орогенной стадии альпийского этапа. Мезозойско-кайнозойский структурный комплекс подразделяется на два подэтажа (нижне-среднеюрский и келловей-эоценовый), разделенные на юге проявлением складчатости, а на севере – перерывом в осадконакоплении и угловым несогласием.

Нижне-среднеюрский подэтаж к югу от Пшекиш-Тырныаузской зоны разломов сохранился лишь в узкой Архызско-Клычской тектонической депрессии (рис. 7), где представлен преимущественно глинистыми толщами геосинклинального облика, испытавшими киммерийскую (предкелловейскую) складчатость. Севернее Пшекиш-Тырныаузской зоны нижняя-средняя юра залегает весьма полого, но характеризуется обилием небольших стратиграфических перерывов. Ее литологический состав указывает на осадконакопление сначала в лимниче-

ских и дельтовых, а затем мелководных шельфовых условиях. Рассматриваемый подэтаж перекрывает значительную часть герцинских тектонических зон – Передового хребта и Карачаево-Черкесской, выклиниваясь на широте Черкесска и р. Хасаута.

Келловей-эоценовый структурный подэтаж (структурно-формационный ярус) в нижней части представлен типично шельфовыми толщами известняков (верхняя юра-валанжин), песчаников и глин (готерив-альб); вышележащие отложения верхнего мела-эоцена более глубоководные (внешний шельф) – мелоподобные известняки, мергели и карбонатные глины. Этот подэтаж на юге залегает на нижне-среднеюрском, а севернее линии Черкесск-Хасаут непосредственно на породах раннего палеозоя и докембрия (рис. 39).

По признаку двухэтажного строения (рис. 3) и составу пород-осадочного чехла (верхнего структурного этажа) Лабино-Малкинскую зону и Северо-Кавказскую моноклинали относят к *эпигерцинской Скифской плите*. Термин «эпигерцинская» означает, что складчатая структура домезозойских толщ сформировалась в герцинскую тектоническую эпоху – в среднем-позднем палеозое; затем в течение триасового и в начале юрского периодов произошли размыв и пенепленизация горно-складчатого сооружения. В юрском и меловом периодах пенеплен стал областью устойчивого прогибания, т.е. аккумулятивным ландшафтом. Накопившиеся мезозойские толщи северной части Карачаево-Черкесии в альпийскую тектоническую эпоху не испытывали складчатости и слагают пологий плитный комплекс (рис. 3). Южную границу Скифской плиты проводят по Пшекиш-Тырныаузской зоне разломов, южнее которой нижне-среднеюрские отложения увеличиваются в мощности, приобретают геосинклинальный облик и смяты в сжатые складки (рис. 7).



Нижнеюрские отложения близ Сентинского храма

3. Стратиграфия

На территории Карачаево-Черкесии доказано присутствие докембрия (верхнего протерозоя) и всех систем фанерозоя за исключением ордовика. Системы представляют собой комплексы отложений; соответствующие им интервалы времени называются периодами. Каждая система состоит из ярусов. Системы и ярусы выделяются на основании палеонтологических данных.

Докембрийская история охватывает более 85% всей геологической истории Земли. Докембрий подразделяют на две акротемы – архей и протерозой

Фанерозой (от греч. *phaneros* – явный и *zoe* – жизнь) охватывает крупный этап геологической истории Земли, начавшийся около 540 млн. лет назад и продолжающийся в настоящее время. Фанерозой подразделяется на три эры – палеозой, мезозой и кайнозой.

Палеозойская эра включает шесть периодов – кембрий, ордовик, силур, девон, карбон (каменноугольный) и пермь. Мезозойская эра (эра «средней» жизни) состоит из трех периодов – триасового, юрского и мелового; кайнозойская (эра новой жизни) – из палеогенового, неогенового и четвертичного периодов.

Эонотемы, эратемы, системы (и их отделы), ярусы являются общими, планетарными *стратиграфическими подразделениями*, отражающими этапы геологической истории Земли, общие закономерности последовательного развития литосферы и биосферы. При описании стратиграфии территории Карачаево-Черкесии мы будем пользоваться преимущественно *местными стратиграфическими подразделениями* – сериями и свитами. *Свита* – основная таксономическая единица местных стратиграфических подразделений. Она представляет собой совокупность отложений, развитых в пределах какого-либо геологического района. Главным диагностическим признаком свиты является литология – характерный набор горных пород, возраст которых определяется по ископаемой фауне, флоре или по геологическому положению относительно надежно фаунистически охарактеризованных толщ. *Серия* – местное стратиграфическое подразделение, объединяющее две или более свиты, обладаю-

щие "какими-либо общими признаками: сходными условиями образования (континентальные, морские, вулканические), преобладанием определенных пород (осадочных, вулканогенных, метаморфических), особой структурой (ритмичность и т.д.) и др." (Стратиграфический ..., 1977, с. 28).

Названия серий и свит образуются от географических названий рек, гор, населенных пунктов, близ которых находятся представительные разрезы этих стратонтов. Например, протерозойская хасаутская серия состоит из муштинской, малкинской и шиджатмазской свит. Эти названия происходят от названий рек Хасаут, Малка, Мушт и ручья Шиджатмаз. В 1996 г. была издана топографическая карта Карачаево-Черкесии масштаба 1: 200 000, на которой транскрипция некоторых географических объектов изменена, приближена к произношению на карачаевском языке: гора и плато Бечасын – Бийчесын, р. Даут – р. Дуут и т.д. Однако в геологическую литературу давно вошли названия *бечасынский* комплекс, *даутская* свита, которые охраняются правом приоритета. Поэтому в данном геологическом очерке сохранены традиционные названия стратиграфических подразделений, наряду с которыми употребляются новые названия географических объектов.

3.1. Верхний протерозой

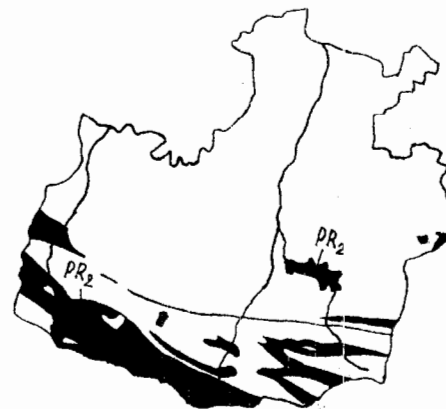


Рис. 8. Выходы пород протерозоя

Протерозой (рис. 8) представлен в различной степени измененными (метаморфизованными) осадочными и вулканическими породами мощностью более 10 км. В структуре до-

мезозойского фундамента Приэльбрусья протерозой составляет три тектонические зоны (с юга на север): Главного хребта, Бийчесынскую и Кисловодскую, разделенные зонами развития палеозойских пород – Передового хребта и Хасаутской (рис. 3).

Зона Главного хребта

В этой зоне выделяют (Сомин, 1971) две подзоны: широкую северную (Эльбрусскую) и узкую южную (Перевальную). Первоначально считалось (Сомин, 1971; Снежко, 1968), что в зоне Главного хребта развит единый *центральнокавказский комплекс*, состоящий из трех серий – буульгенской, макерской и лабинской (рис. 4). После ревизии этой схемы Ш.А. Адамия и М.Л. Сомин (1984 г) принято считать, что буульгенская и лабинская серии являются стратиграфическими аналогами и относятся к палеозою. Более древний, очевидно, позднепротерозойской возраст имеет макерская серия (*баксанский, или эльбрус-макерский комплекс*, по М.Л.Сомину).

Макерская серия была описана в разных частях Главного хребта под разными названиями: свита слюдяных сланцев (И.И. Бессонов, С.П. Соловьев и др.), свиты слюдяных сланцев с мраморами и без мраморов (И.Г. Кузнецов и др.). Е.А. Снежко (1968) предложил выделять все эти свиты под единым названи-

ем макерской свиты, а М.Л. Сомин (1971) – макерской серии. В ее составе различают нижнюю мигматизированную часть (инфраструктура, по Г.И. Баранову) и верхнюю немигматизированную (супраструктуру). Последняя соответствует аркасарской свите М.Л. Сомина. Нижняя часть свиты (1000 м) представлена кварц-мусковитовыми сланцами иногда с обильными гранатом и андалузитом. Выше в сланцах появляются прослои гнейсов, амфиболитов, пласты мрамора и кварцитов. Аналоги аркасарской свиты М.Л. Сомин различает среди мигматизированных пород верховьев Кубани по рр. Индюкою и Джалпак-Колу. Другие исследователи полагают, что мигматиты слагают самостоятельный (гондарайский) комплекс, подстилающий макерскую серию. В верховьях р. Аксута, по Г.И. Баранову, супраструктура состоит из двух тектонических пластин, в которых выделены **донгузорунская** и **кти-тебердинская, дуппукская и кургашиначатская** свиты.

Исходными породами для большинства слюдяных сланцев и гнейсов макерской серии были песчано-глинистые отложения. Возраст первичного материала серии оценивается от протерозоя до нижнего палеозоя. Метаморфизм баксанского комплекса является типичным низкобарическим (давления до 3 кбар) зональным, а по температурным условиям варьирует от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации и локально - гранулитовой фации (Петрология..., 1991).

Зона Передового хребта

Протерозойский возраст в этой зоне могут иметь заведомо додевонские метаморфические толщи Блыбского и Бескесского выступов (рис. 2).

В Блыбской антиклинальной зоне выделяется **блыбская метаморфическая серия**, состоящая из трех метаморфических комплексов: **балканского, магишинского и армовского**. В первых двух комплексах преобладают амфиболиты и амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся со слюдяными сланцами (мощность до 2000 м). Армовский комплекс сложен преимущественно слюдяными сланцами и гнейсами (до 1500 м), для которых характерно интенсивное развитие альбитового порфиробластеза,

что сближает его с чегемской серией Бийчесынсой зоны. Протерозойский возраст блыбской серии принимается условно. Имеющиеся К-Аг датировки указывают на среднепалеозойский возраст метаморфизма (380-350 Ма).

В Бескесском выступе (р. Бескес, балка Мошечая) преобладают слюдяные сланцы и гнейсы, по составу и характеру метаморфических преобразований близкие армовскому комплексу.

Бийчесынская зона

Протерозойские толщи зоны слагают структурно единый **бечасынский комплекс** (Потапенко, 1982), состоящий из чегемской и хасаутской серий (рис. 5, 8, 11).

Объемы серий соответствуют объемам одноименных свит, выделенных Д.С.Кизевальтером (1960 г.) в междуречье Чегем-Малка. В современном понимании названные серии отвечают по содержанию эгапостратиграфическим подразделениям: чегемская характеризует этап преимущественно терригенного осадконакопления, а хасаутская – вулканогенно-осадочного.

Чегемская серия распространена в южной части зоны в междуречье Дуута и Малки (рис. 9), прослеживаясь на восток за пределами Карачаево-Черкесии до р. Чегема. Серия разделена (Потапенко, 1982) на две свиты – шаукольскую и таллыкольскую (рис. 9, 10).

Шаукольская свита (мощность до 2000 м) сложена преимущественно светлыми слюдяными сланцами. Характерной особенностью их является наличие порфиробласт (крупных зерен) альбита, образовавшихся при низкотемпературном натриевом метасоматозе (рис. 50).

Таллыкольская свита представлена чередованием пластов серых сливных кварцитов со светлыми слюдяными и зелеными хлоритовыми сланцами (рис. 10). Мощность ее изменчива – от 200 м по Уллу-Таллыколу до 2,5 м на левобережье Кубани. Западнее Дуута она полностью выклинивается. Кварциты содержат идеально окатанный циркон (рис. 10) и, следовательно,

представляют собой перекристаллизованные кварцевые пески (Потапенко, 1982).

Хасаутская серия распространена к северу от чегемской. Граница между сериями проводится по верхнему пласту кварцитов таллыкольской свиты (рис. 10), а западнее р. Дуута, где кварциты выклиниваются, — по смене светлых сланцев шаукольской свиты зелеными хлорит-актинолит-альбитовыми сланцами мораллыкольской свиты. В верховьях Малки, по Кубани близ рудника Эльбрус и по Дууту названные свиты находятся в опрокинутом залегании, вследствие чего толщи хасаутской серии наклонены к югу и погружаются под более древние породы чегемской серии. В северной части Бийчесынской зоны хасаутская серия имеет нормальное падение слоев на север и северо-восток. В долине р. Хасаут она перекрывается венд (?) - нижнепалеозойской урлешской свитой.

Опорный разрез серии (рис. 11) расположен в бассейне р. Хасаута, где стратиграфию и петрологию серии изучали Л.И. Пазюк (1937 г.), А.П. Резников (1948 г.), Д.С. Кизевальтер (1960), Л.А. Варданянц (1960 г.), С.Н. Тихомиров (1961 г.), Ю.Я. Потапенко (1963 — 1982 гг.) и др. Ю.Я. Потапенко с соавторами в 1964-1965 гг. провели детальное картирование хасаутской серии и расчленили ее на три свиты (Греков и др., 1972): муштинскую, малкинскую и шиджатмазскую.

Муштинская свита обнажена к северу от массива малкинских гранитов по долинам рек Мушт и Малка. В разрезе преобладают биотит-кварцевые, биотит-альбит-кварцевые сланцы. В средней части разреза залегает толща (до 110 м) порфиридов с реликтами вкрапленников плагиоклаза. Видимая мощность свиты до 570 м.

Малкинская свита характеризуется сложным сочетанием пород вулканического и осадочного происхождения. Нижние горизонты свиты находятся в зоне контактового воздействия палеозойских гранитов (изограды биотита и амфибола). Свита подразделяется на шесть толщ, объединенных в три подсвиты. Нижняя подсвита (до 180 м) состоит из аповулканоген-

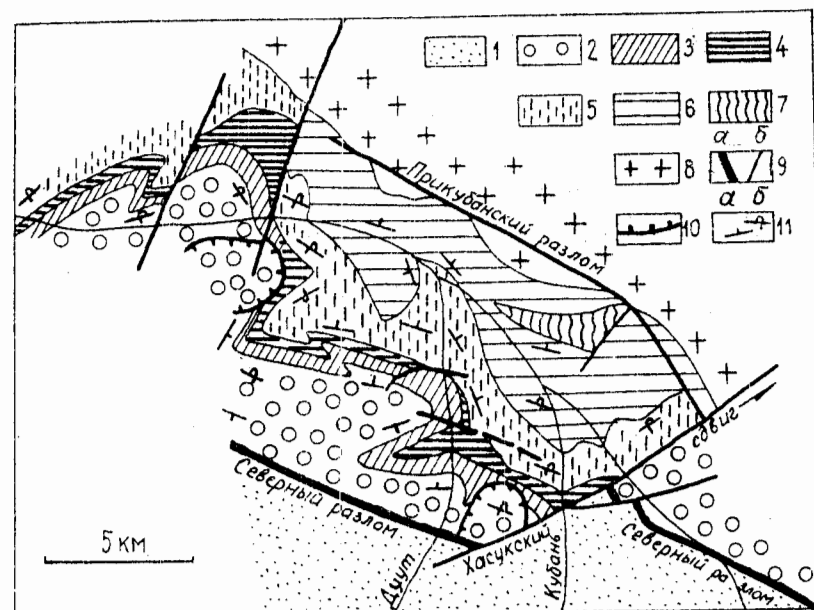


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Кубанского сегмента Бийчесынской зоны со снятым мезозойским чехлом.

1 — средний и верхний палеозой; 2-7 - протерозой: 2 - чегемская серия; 3-7 — стратиграфические аналоги хасаутской серии малкинского пересечения, свиты: 3 - мораллыкольская, 4 — тубаллыкулакская, 5 — таллыкольская, 6 — индышская, 7 — джаланкольская. 8 — граниты верхнего палеозоя, 9 — разломы: а — главные, б — второстепенные, 10 — надвиги, 11 — залегание пород: а — нормальное, б — опрокинутое

ных кварцевых амфиболитов, роговообманковых и хлоритовых сланцев с прослоями двуслюдяных парасланцев. Средняя подсвита обнаруживает существенные фациальные изменения. В нижней ее толще преобладают туфы среднего состава, метадиабазы и порфириды, вмещающие небольшие субвулканические тела плагиогранит-порфиров. Верхняя толща средней подсвиты сложена порфиритоидами, агломератовыми туфами и

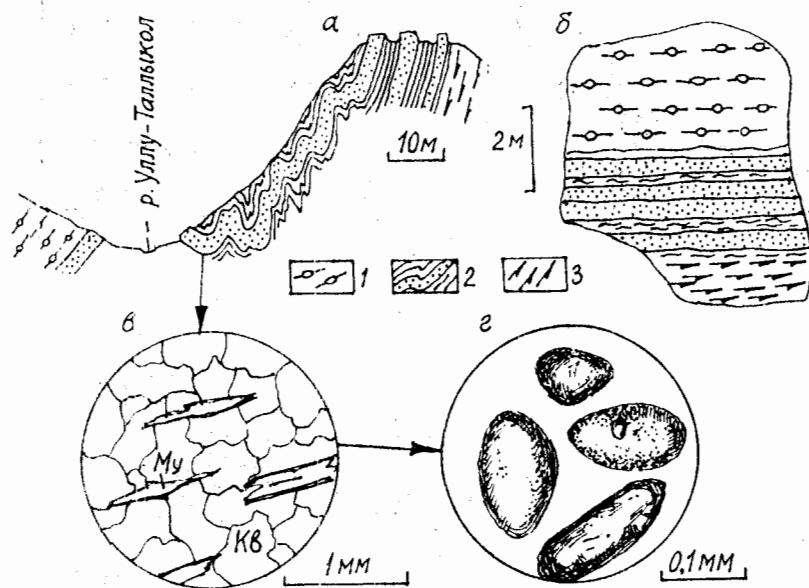


Рис. 10. а, б - соотношение чегемской и хасаутской серий: а - в верховьях р. Малки (р. Таллы-Кол), б - на левом склоне долины р. Кубани (район рудника Эльбрус); в - кварцит таллыкольской свиты под микроскопом, г - окатанный циркон из кварцитов

метаконгломератами с галькой вулканических пород и упомянутых выше плагиогранит-порфиров. В верхнюю подсвиту входят толщи темно-серых аргиллитов и светло-серых известняков. В аргиллитах отдельные прослои имеют кирпично-красный оттенок благодаря присутствию гематита. Общая мощность малкинской свиты до 1100 м.

Шиджатмазская свита завершает опорный разрез хасаутской серии. По руч. Шиджатмаз (левый приток р. Хасаута) и восточнее свита представлена монотонным ритмичным чередованием зеленых метатUFFитов (кварц, плагиоклаз, хлорит) и



Рис. 11. Обобщенные разрезы хасаутской и чегемской серий по рекам Малке и Кубани. Индексы свит: венд-кембрий: ur урлешская; протерозой, хасаутская серия: sd - шиджатмазская, ml - малкинская, ms - муштинская, ts - ташлыккольская, tb - тубаллыкулакская, mr - мораллыккольская; чегемская серия: tl - таллыккольская, sk - шаулыккольская

зеленовато-серых серицит-кварцевых сланцев. Мощность шиджатмазской свиты до 1000 м.

В кубанском пересечении разрез хасаутской серии (рис. 11) отличается возрастанием роли метапесчаников и отсутствием толщи вулканитов кислого состава. В районе рудника Эльбрус серия изучалась в 1920-1930-е годы И.Г. Кузнецовым и А.А. Медведюком. Излагаемая ниже стратиграфическая схема основана на результатах детального картирования и тематических работ автора (Потапенко, 1982, 1991). Согласно этой схеме все свиты Кубано-Дуутского междуречья образуют единый непрерывный стратиграфический разрез (рис. 9, 11). Существует альтернативная точка зрения о наличии в этом районе нескольких тектонических покровов с автономной стратиграфией (Баранов, 1976, Семкин и др., 1997).

Полное пересечение кубанского разреза расположено между пос. Эльбруссский на юге и р. Джалан-Кол на севере. С юга на север обнажаются свиты: мораллыкольская, тубаллыкулакская, ташлыкольская, индышская и джаланкольская. Мораллыкольская свита сложена преимущественно зелеными хлорит-альбитовыми и актинолит-альбитовыми (апёвулканогенными) сланцами; для тубаллыкулакской характерны черные графитосодержащие кварц-полевошпатовые кварцитовидные сланцы с реликтами структур осадочных пород. Ташлыкольская свита сложена биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами и гнейсами с большим количеством линзовидных выделений кварц-плагиоклазового состава. В индышской свите переслаиваются сланцы типа ташлыкольских с амфиболитами; джаланкольская свита сложена мелкозернистыми кварц-альбитовыми сланцами и филлитами. Во всех перечисленных свитах, за исключением мораллыкольской, присутствуют маломощные прослои мраморов.

Протерозойский возраст бечасынского комплекса устанавливается по следующим данным: а) хасаутская серия с размытом и угловым несогласием перекрывается нижнепалеозойской урлешской свитой; б) Sm-Nd датирование вулканитов и плагиогранит-порфиров малкинской свиты 930 ± 130 Ma; ор-

тогнейсы, прорывающие кварциты тубаллыкулакской свиты, не древнее 970 Ma (Семкин и др., 1997); в) находка (В.А. Снежко, М.Ю. Белова, 2002 г.) колониальных (cf. *Paleoanacystis vulgaris* Schopf.) и нитевидных (*Siphonophocus*) форм и мелких акритарх *Margominuscula rugosa* (Naum) Jank., характерных, по заключению М.Ю.Беловой, для отложений раннего-среднего рифея.

Охарактеризованный выше разрез бечасынского комплекса недавно предложено (И.И. Греков и др., 2001 г.) расчленять на метаморфические серии с другими названиями. Их объемы определяются границами предполагаемых надвиговых пластин: 1) кубанская метаморфическая серия объединяет индышскую и джаланкольскую свиты, 2) худес-даутская метасерия включает ташлыкольскую и тубаллыкулакскую свиты; 3) баксанская метасерия – аманчегетскую и кестантинскую свиты; 4) шаукамнысыртская метасерия – шаукольскую, таллыкольскую и мораллыкольскую свиты; кроме того отдельно выделяется муштинский метакомплекс и хасаутская серия.

3.2. Венд (?) - нижний палеозой

Такой возраст может иметь урлешская свита, залегающая между метаморфитами протерозоя и фаунистически охарактеризованным силуром в среднем течении р. Малки и в долине ее левого притока р. Хасаута (рис. 12)..

Впервые урлешская свита была описана А.П. Герасимовым (1940) в 1916 г. под названием толщи кварцитовидных песчаников. Позднее Д.С. Кизевальтер уточнил площадь распространения песчаников и предложил именовать их урлешской свитой (по руч. Урлеш – левому притоку р. Хасаута). Ю.Я. Потапенко (1982) в 1961-1964 и 1973-1974 гг. провел литолого-петрографическое изучение всех известных выходов урлешской свиты, а в 1967 г. установил присутствие ее под чехлом мезозойских отложений южнее Кисловодска.

Урлешская свита с размытом и угловым несогласием залегает на зеленых туфогенных породах шиджатмазской свиты (хасаутская серия). Верхний контакт с силурийскими отложе-

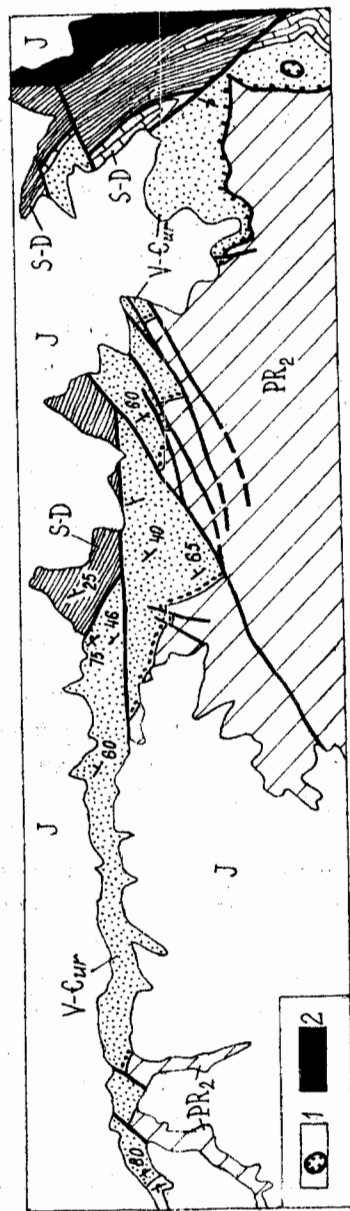


Рис. 12. Выходы урлешской свиты в долинах рек Хасаута и Малки, рассеченные разломами северо-восточного простирания
1 – надвиг, 2 – серпентиниты Малкинского массива.

ниями обычно тектонический, лишь на левом склоне долины Малки установлено налегание силурийских глинистых сланцев на урлешские песчаники без признаков тектонических подвижек и углового несогласия (Потапенко, 1982).

Конгломерат в основании свиты (рис. 13) обнажен в русле Хасаута близ руин одноименного аула, по левому борту приустьевой части долины р. Мушта и восточнее – по левым притокам Хасаута (Шиджатмаз, Хабшилань-Кол и др.). Горизонт конгломератов имеет мощность до 5 м. Преобладает галька кварца, в нижнем слое иногда присутствуют окатанные обломки (до 20 см) красной кварц-гематитовой породы.

Выше лежащий разрез свиты мощностью до 1200 м разделяется на три толщи: нижнюю – среднезернистые песчаники с примесью гравийного материала, среднюю – песчаники зеленого цвета с тонкими прослоями красноватых, реже зеленовато-серых алевролитов, и верхнюю – светлые крупнозернистые и грубозернистые песчаники.

Песчаники и алевролиты состоят из зерен кварца и плагиоклаза с примесью слюды, что свидетельствует о размыве магматических пород типа плагиогранитов. В верхней толще присутствуют крупнозернистые кварцевые песчаники с регенерационным кварцевым цементом. Характерна слоистость параллельного типа; мощность пластов 10-20 см, изредка она возрастает до 40-70 см; в отдельных пластах песчаников хорошо видна косая слоистость (рис. 13), ориентировка которой указывает на перенос песчаного материала с северо-востока на юго-запад.

Вопрос о возрасте урлешской свиты является чрезвычайно важным в стратиграфическом, тектоническом и палеогеографическом отношениях. В породах урлешской свиты по долинам р. Хасаута и руч. Шиджатмаза Б.В. Тимофеев (1962 г.) обнаружил органостенные акритархи и сине-зеленые водоросли (*Turuchania*, *Protolophosphaeridium* и др.), принадлежащие к широко распространенным и ныне считающимся невалидными формам. Ю.Р.Беккер (1996) наблюдал в алевролитах урлешской свиты следы жизнедеятельности (рис. 14), представленные не-

многочисленными слабо рельефными образованиями, скорее обычными для венда, чем для кембрия и ордовика..

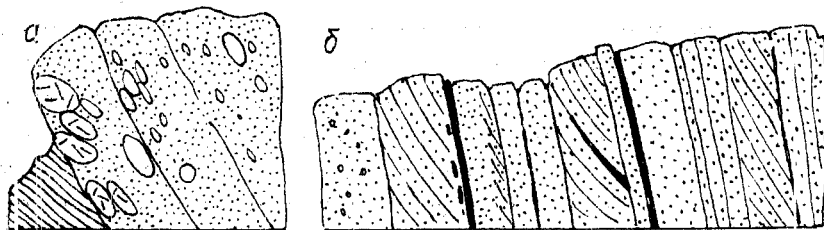


Рис. 13. Слоистость урлешской свиты: а – базальный конгломерат, залегающий с разрывом на сланцах протерозоя; б – параллельная и косая слоистость в песчаниках; черное – прослои алевролитов

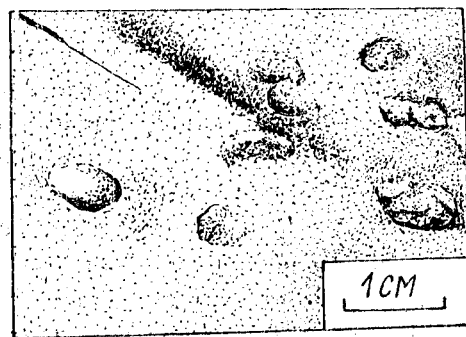


Рис. 14. Поверхность пласта песчаника урлешской свиты со следами жизнедеятельности (по фотографии Ю.Р. Беккера, 1997 г.)

По литологическим особенностям свита близка нижнекембрийским красноцветным песчаникам

Ирана (свита Лалун) и вендским молассам складчатого обрамления древней Русской платформы. Возможно, из верхней части урлешской свиты или перекрывавшей ее карбонатно-терригенной толщи (Потапенко, 1982) происходит глыба кембрийских известняков, обнаруженная в 1918 г. А.П. Герасимовым на левом склоне долины руч. Чегет-Лахран. Как установлено Ю.Я. Потапенко и С.П. Момотом (1964 г.), эта глыба залегает рядом с коренным выходом маломощного горизонта внутриформационного конгломерата, приуроченного к границе си-

лурийских и девонских отложений. В конгломерате преобладает галька кварцевых и кварц-плагиоклазовых песчаников, подобных песчаникам самых верхних горизонтов урлешской свиты, изредка встречаются слабо окатанные обломки крупнозернистых известняков, похожих на кембрийские известняки из свободно лежащей глыбы.

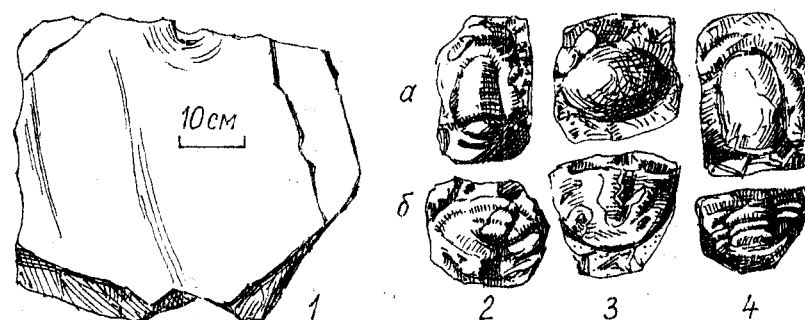


Рис. 15. Глыба известняков (1) и трилобиты (2-4) среднего кембрия, а – кранидии, б – хвостовые щиты; 2 – *Orloviella caucasica* sp. nov., 3 – *Koldiniella* aff. *latifrons* Lerm., 4 – *Bonneterrina* (?) *convexa* sp. nov. Руч. Чегет-Лахран, правый приток р. Малки.

Н.Е. Чернышева из сборов А.П. Герасимова (1918 г.), Ю.Я. Потапенко и С.П. Момота (1964 г.) определила трилобиты майского яруса среднего кембрия: *Homagnostus* sp., *Koldiniella* aff. *latifrons* Lerm., *Orloviella caucasica* sp. nov., *Solenopleura gaduginiformis* sp. nov., *Rina longa* sp. nov. и др. (рис. 15). Все виды трилобитов кавказского комплекса принадлежат родам, наиболее распространенным в Салаире. С зарубежными комплексами (Скандинавия, Северная Америка) не наблюдается общности даже в родовом составе. На этом основании Н.Е. Чернышевой сделан вывод о несомненном сообщении кавказского морского бассейна с сибирским в конце среднекембрийской эпохи.

Л.Д. Чегодаев (1989 г.), исходя из залегания урлешской свиты под фаунистически охарактеризованным силуром, полагает, что нижняя ее часть может иметь ордовикский, а верхняя – силурийский возраст. Ю.Р. Беккер (1996), учитывая отсутствие в урлешской свите конодонтов, столь обычных в силурийских отложениях р. Малки, отдает предпочтение ее досреднекембрийскому (вендскому) возрасту.

3.3. Нижний (?) - средний палеозой

К нижнему (?) - среднему палеозою без разделения на системы в настоящее время относят ряд стратиграфических серий, возраст которых дискуссионен или недостаточно обоснован палеонтологически.

Зона Главного хребта

В зоне Главного хребта это лабинская и буульгенская серии, а в зоне Передового хребта – кольтюбинская и речепстинская серии.

Лабинская серия (выделена Е.А. Снежко) состоит из четырех свит (рис. 16,17): мамхурцевской, дамхурцевской, лаштракской и аджарской (Сомин, 1971). Породы серии метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, что первоначально служило основанием для отнесения их к докембрию. Палеозойский возраст серии принят после литологической корреляции ее разреза с разрезом девона Передового хребта (Потапенко и др., 1955 г.) и обнаружения остатков криноидей в мраморах аджарской свиты (Потапенко, Стукалина, 1971).

Мамхурцевская свита (название – по р. Мамхурц) залегает на левом склоне долины р. Дамхурц на слюдяных сланцах макерской серии без видимого углового несогласия. Свита сложена в основном тонкополосчатыми мелкозернистыми хлоритовыми и амфиболовыми плагиогнейсами (60-85%) и аповулканогенными амфиболитами (до 30%). В верхней части разреза прослеживается прерывистый горизонт мраморов. Область распространения свиты – верховья левых притоков р. Большой Ла

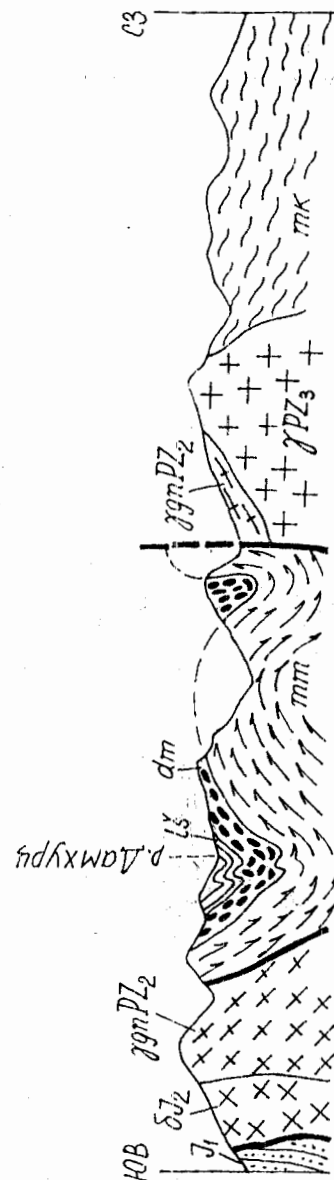


Рис. 16. Метаморфические породы лабинской серии нижнего (?) - среднего палеозоя в верховьях р. Дамхурц (зона Главного хребта); свиты: *mk* - мамхурцевская, *dm* - дамхурцевская, *ls* - лаштракская (по М.Л. Сомину, 1971)

бы от р. Макеры на западе до р. Санчаро на востоке. Мощность достигает 700 м.

Дамхурцевская свита согласно залегает на мамхурцевской. Нижняя граница проводится по горизонту мраморов или по подошве вышележащих метаморфизованных конгломератов. Конгломераты (до 330 м) содержат гальку плагиигранитов, плагиигранит-порфиров, а также аповулканогенных пород (риолитов и др.) мамхурцевской свиты. Эти конгломераты по положению в разрезе и составу обломков аналогичны конгломератам среднедевонской картджуртской свиты Передового хребта.

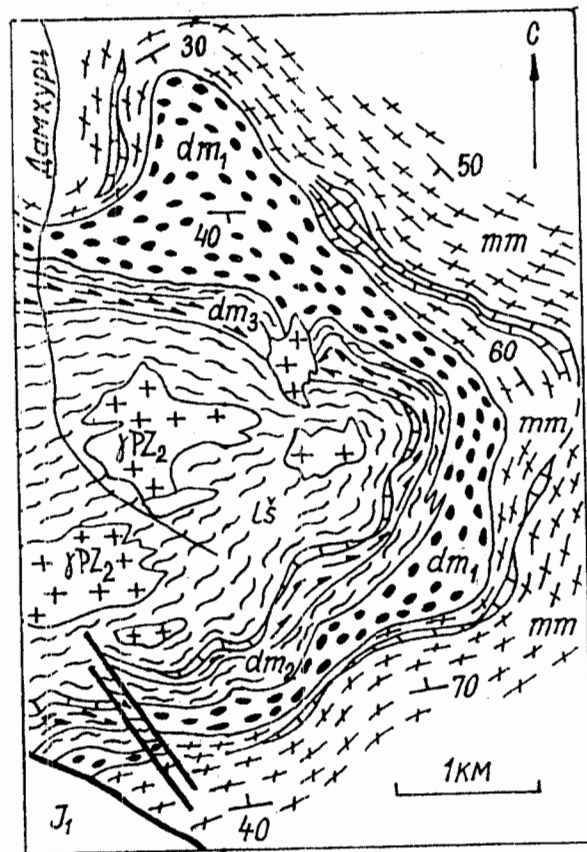


Рис. 17. Схематизированная геологическая карта верховьев р. Дамхурц, где можно наблюдать соотношения мамхурцевской (mm), дамхурцевской (dm) и лаштракской (ls) свит лавинской серии (по М.Л. Сомину и Ю.П. Видяпину, 1976 г.)

Верхняя толща (подсвита)

мощностью 150-300 м сложена чередованием хлоритовых, биотитовых, роговообманковых сланцев и микрогнейсов с линзами

и пластами мраморизованных известняков (рис. 17, 18). В последних Л.Д. Чегодаевым обнаружены сине-зеленые водоросли Renalcis, Epiphyton и Tharama, встречающиеся в отложениях лудлова-франа.

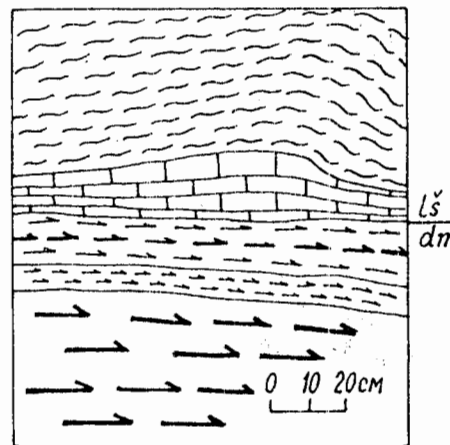


Рис. 18. Согласно стратиграфический контакт амфиболовых сланцев дамхурцевской свиты и известняков лаштракской свиты. Правый борт долины р. Лаштрак (по фотографии)

Лаштракская свита (название - по р. Лаштрак), согласно перекрывает дамхурцевскую (рис. 17, 18);

сложена почти исключительно слюдяными сланцами - кварц-мусковитовыми, кварц-гранат-мусковитовыми, гранат-графит-кварцевыми, биотит-кварцевыми. В нижней и верхней частях разреза присутствуют линзы мраморов с остатками криноидей. Мощность свиты до 450 м.

Аджарская свита (название - по горе. Аджара) залегает на лаштракской. В районе горы Аджары в правом борту долины р. Лашипсе свита состоит из кварцитов, мраморов, амфиболитов и слюдяных сланцев. Мощность свиты до 900 м. В мраморах этой свиты впервые для зоны Главного хребта были обнаружены остатки криноидей (рис. 19), чем был доказан их палеозойский (не древнее ордовика) возраст (Потапенко, Стукалина, 1971).

Ряд исследователей считает, что лаштракская и аджарская свиты представляют собой тектонические пластины, ограниченные снизу надвигами. По наблюдениям Ю.Я. Потапенко и

М. Л. Сомина (Петрология..., 1991) контакты между названными свитами, а также между лаштракской и дамхурцевской свитами согласные (рис. 18) с элементами постепенного перехода.

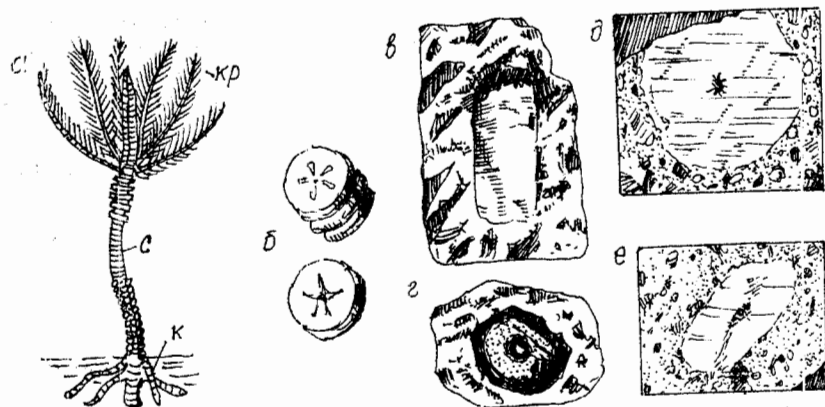


Рис. 19. Криноиден (морские лилии); а – схема строения: к – «корни», с – стебель, кр – корона; б – членики стебля, верхний мел; Карачаево-Черкесия; в-е – остатки члеников стеблей: в, з – в образцах, д, е – под микроскопом; виден центральный канал. Аджарская свита, южный склон г. Аджара, Абхазия.

Буульгенская серия (по р. Буульген, ныне – Буу-Ельген) откартирована в пределах Перевальной подзоны зоны Главного хребта к востоку от выходов лабинской серии (рис. 20). В ее опорном разрезе, расположенном к югу от водораздела Глазного хребта по р. Кодори, М.Л. Сомин (1991) выделяет три свиты – гвандринскую, клычскую и домбайскую. На северном склоне хребта распространены лишь две верхние свиты.

Клычская свита сложена мелкозернистыми амфиболитами, составляющими до 85% разреза, с прослоями плагиогнейсов и слюдяных сланцев и горизонтов мраморов в кровле. Мощность свиты до 800 м.

Домбайская свита распространена в верховьях Теберды и Аксаута. Она обнажена по склонам долины р. Домбай-Ельген,

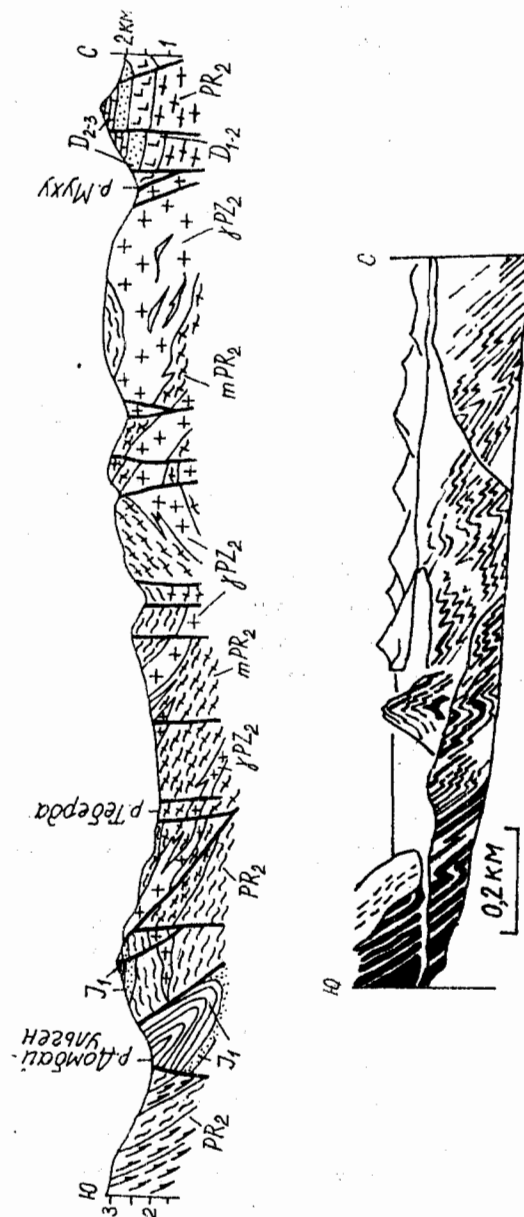


Рис. 20. Разрезы протерозоя по долине р. Аманауз (истоки р. Теберды): а – по А.Н. Доле, 1993 г., б – по В.И. Шевченко (1984)

на обоих склонах хр. Мусса-Ачитара и к северу от Архызско-Клычской депрессии. В составе свиты преобладают биотитовые и двуслюдяные сланцы и плагиогнейсы с подчиненными прослоями амфиболитов и единичными пластами мраморов. Мощность свиты до 700 м.

Амфиболиты буульгенской серии образовались при метаморфизме лав и туфов базальтового состава, слюдяные сланцы и гнейсы — за счет обломочных песчано-алевритовых пород.

Возраст буульгенской серии, как и соотношения ее с макерской серией, надежно не установлены. Первоначально ее относили к протерозою. А.Г. Гурбанов с соавторами на основании Rb-Pb цирконометрии определяют возраст протолита (первичной породы) аповулканогенных амфиболитов в пределах 600, а возраст регионального метаморфизма — 500 Ма. М.Л. Сомина и Ш.А. Адамия считают эти же породы среднепалеозойскими, опираясь на факт смыкания по р. Санчаро амфиболитов буульгенской и лабинской серий. По данным М.Л. Сомина Sm-Nd и U-Pb методы устанавливают герцинский возраст метаморфизма (320 Ма), а K-Ar датировки указывают на позднепалеозойские и даже мезозойские (220 Ма) термальные события.

Зона Передового хребта

В зоне Передового хребта ранне-среднепалеозойский возраст предполагается для речепстинского комплекса (серии), залегающего в междуречье Кыфар-Малая Лаба гипсометрически выше фамен-турнейских джентинских известняков. Считается, что этот комплекс имеет аллохтонное залегание, слагают Ацгаринский тектонический покров (Баранов, Греков, 1982).

В речепстинском комплексе различают четыре свиты («единицы», по М.Л. Сомину): ацгаринскую, абишира-ахубскую, чиликскую и кяфарскую (рис. 21).

Ацгаринская свита развита по хр. Дженту и в верховьях р. Чилик. В ней преобладают метатерригенные слюдяные сланцы, микрогнейсы и филлиты, образовавшиеся по песчаникам и алевритам.

Абишира-ахубская свита сложена преимущественно метабазиитами с прослоями биотитовых микрогнейсов и тонкими слоями черных графитовых метасилицитов. Мощность до 1500 м.

Чиликская свита состоит из гранат-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев и плагиогнейсов.

Кяфарская свита сложена характерными метапелитовыми гранат-ставролитовыми сланцами с единичными пластами кварцевых амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов. Д.М. Шенгелиа и др. (1991) считают эту свиту самостоятельным тектоническим покровом. Ю.Я. Потапенко (Петрология..., 1991) по наблюдениям в верховьях р. Кыфара полагает, что кяфарская свита входит в речепстинский комплекс — единую серию осадков, испытавшую зональный метаморфизм, пик которого (силлиманитовая зона) фиксируется на контактах с чиликской интрузией диоритов (рис. 21). По его мнению, абишира-ахубская свита является литостратиграфическим аналогом карабекской, а ацгаринская — тебердинской свиты (рис. 22-23).

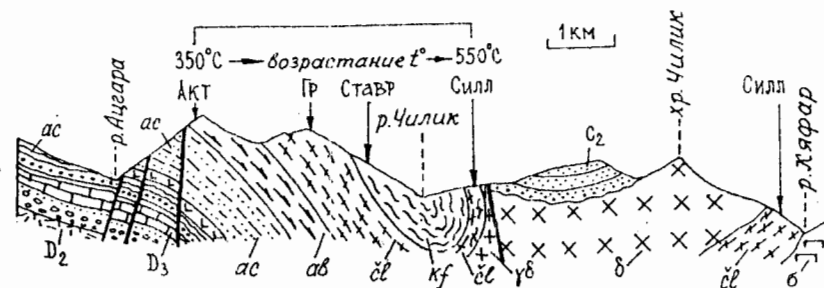


Рис. 21. Строение речепстинского метаморфического комплекса, подвергнутого зональному метаморфизму эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Геологическая структура — по Г.Л. Донченко и В.Ф. Сидоренко; изограды метаморфизма — по Ю.Я. Потапенко: *счл* — силлиманит, *ставр* — ставролит, *гр* — гранат, *акт* — актинолит

Имеющиеся К-Аг датировки пород речепстинского комплекса варьируют от 280 до 400-470 Ма. Последние цифры получены для роговой обманки с низким содержанием калия и ненадежны.

Кольтюбинская серия объединяет тебердинскую и карабекскую свиты, возраст, структурная позиция и последовательность напластования которых дискуссионны. Первоначально эти свиты, залегающие гипсометрически выше девонских и турнейских известняков, картировались в качестве толщ нижнекарбонтовой кольтюбинской свиты. В 1970-х годах И.И. Греков и др. (1974), А.А. Белов и В.Л. Омельченко (1976), Е.В. Хания (1984) включили их в состав офиолитового комплекса Передового хребта. Этот комплекс считается фрагментом раннепалеозойской океанической коры, надвинутым в опрокинутом залегании на фаунистически охарактеризованные карбонатные толщи девона-турне. Ю.Я. Потапенко и Г.А. Михеев (1989) приводят данные о нормальном залегании свит в последовательности (снизу вверх): тебердинская и карабекская (рис. 22). Надежных палеонтологических данных о возрасте кольтюбинской серии пока нет, а результаты К-Аг датирования противоречивы.

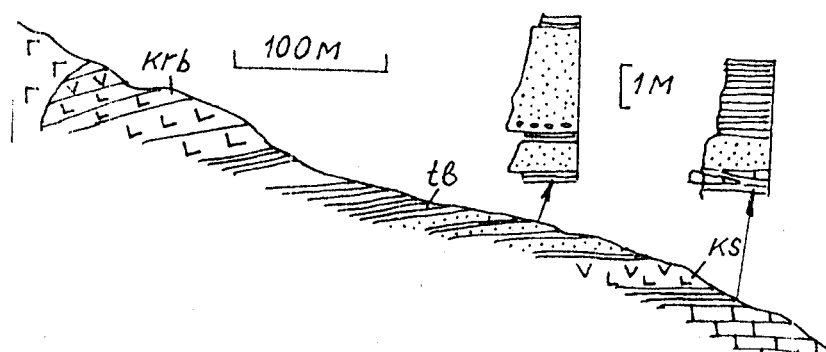


Рис. 22. Соотношения касаяевской (ks), тебердинской (tb) и карабекской (krb) свит в верховьях р. Кыфар-Агур (по Ю.Я. Потапенко и Г.А. Михееву, 1989)

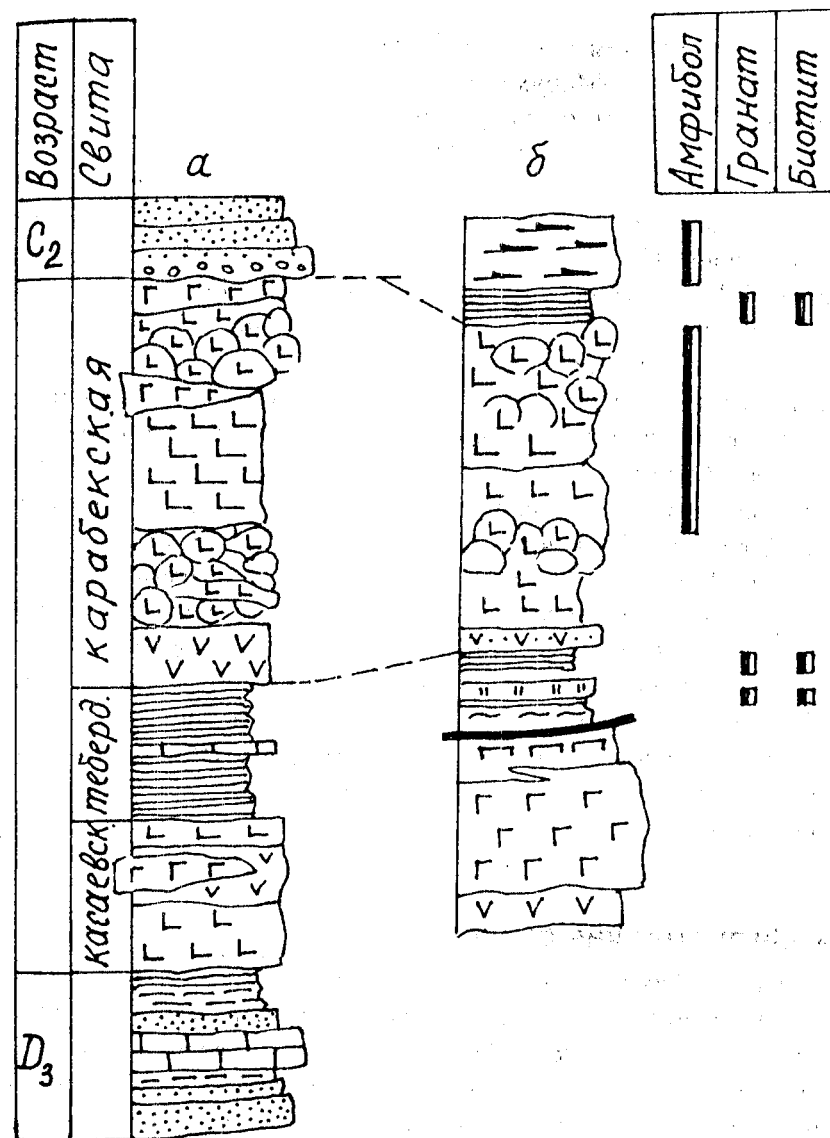


Рис. 23. Сопоставление Марухского (а) и Кыфар-Агурского (б) разрезов кольтюбинской серии. В верховьях р. Кыфар-Агур в осадочных породах серии появляются гранат и биотит, а в базальтоидах – амфибол (сине-зеленая роговая обманка).

Тебердинская свита наиболее полно представлена в междуречье Теберда-Маруха. Свиту составляют сплошные кварц-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями зеленоватых полевошпатово-кварцевых песчаников и темно-серых алевролитов. В нижней части разреза свиты присутствует пласт белых мраморизованных известняков, содержащих остатки криноидей. По руч. Кол-су близ а. Верхняя Теберда и в верховьях Кяфар-Агура песчаники и туфогенные породы свиты, по наблюдениям Ю.Я. Потапенко и В.С. Лаврищева, обнаруживают градиционную слоистость, свидетельствующую о нормальном залегании. В верхней части разреза свиты по р. Кол-су присутствуют прослои красноцветных песчаников и алевролитов.

Карабекская свита развита в долинах рек Маруха, Теберда, Большой Зеленчук и в верховьях р. Кяфар-Агура. Наилучший разрез обнажен по руч. Дымух-Чат (правый приток р. Марухи). Преобладают массивные, реже миндалекаменные базальты и андезиты, зачастую с подушечной и реже трубчатой отдельностью (рис. 23). Морфология подушек не дает однозначного ответа о последовательности залегания слоев, а форма труб свидетельствует о нормальном залегании. Мощность свиты свыше 500 м. На левобережье р. Кяфар-Агура вулканы испытали наложенный метаморфизм и вверх по разрезу постепенно переходят в амфиболиты (рис. 23).

3.4. Силурийская система

Силурийские отложения известны на Северном Кавказе только в Карачаево-Черкесии и Кабардино-Балкарии. Их выходы установлены в двух тектонических зонах: Хасаутской (среднее течение р. Малки) и Передового хребта (рис. 24). Первооткрывателем верхнего силура является А.П. Герасимов (1915 г.), а нижнего – Л.Д. Чегодаев (1973-1975 гг.). В зоне Передового хребта первые находки силурийской фауны (граптолиты) опубликованы Ф.М. Дыссом (1970 г.). Детальная региональная стратиграфическая схема силурийских отложений, разработанная Л.Д. Чегодаевым, изложена в монографии «Граптолиты...»

(1988), а ее уточненный вариант утвержден в 2001 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом.

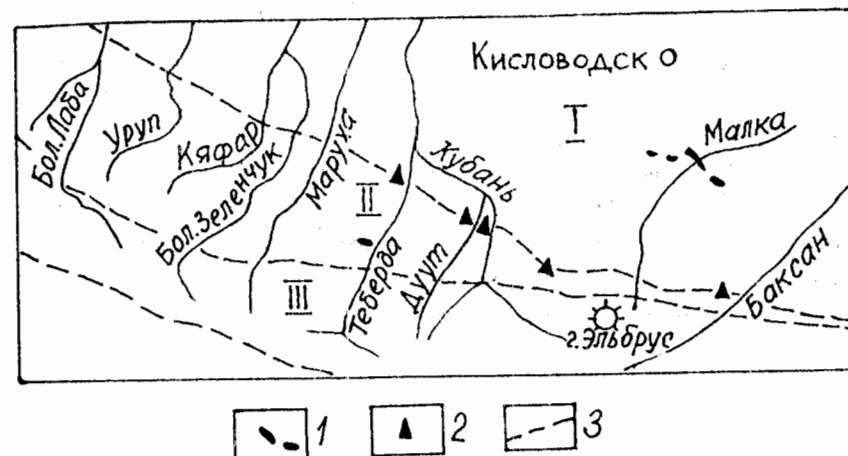


Рис. 24. Схема расположения мест находок силурийской фауны. 1 – коренные выходы силурийских отложений, 2 – олистолиты силурийских пород в олистостромовой толще среднего палеозоя. 3 – границы докембрийских тектонических зон: Бийчесынской (I), Передового (II) и Главного (III) хребтов

Наиболее представительный разрез силура расположен в Хасаутской зоне, в пограничной полосе между Карачаево-Черкесией и Кабардино-Балкарией. Выходы силура имеются по ручьям Урлеш и Шиджатмаз (левые притоки р. Хасаута) и по ручьям Уллу-Лахран и Чегет-Лахран (притоки р. Малки). Здесь между обнажениями песчаников урлешской свиты и серпентинитами Малкинского массива различают (Л.Д. Чегодаев) два тектонических блока (рис. 25), в которых развиты два разных фациальных типа силурийских и перекрывающих их нижнедевонских отложений – карбонатный (манглайский) и глинистый (уллулахранский).

Карбонатный тип (нижняя подсвита **манглайской свиты**) сложен органогенными известняками серого и розоватого

цвета (мощность 19-22 м). Подстилающая их пачка (2-12 м) глинистых и кремнисто-глинистых сланцев в верховьях руч. Уллу-Лахран согласно залегает на песчаниках урлешской свиты. Эта пачка содержит граптолиты венлока (нижний силур). В известняках собрана богатая коллекция макрофауны (пеллециподы, кораллы, ортоцератиты, трилобиты, брахиоподы), опубликованная А.П. Герасимовым (1916-1947 гг.) и в IX томе Геологии СССР (1968). Л.Д. Чегодаев (Граптолиты..., 1988) дополнил палеонтологическую характеристику сборами конодонтов и граптолитов (рис. 26), что позволило определить стратиграфический диапазон нижнеманглайской подсвиты в пределах обоих ярусов (лудлов и пржидол) верхнего силура. Выше залегают известняки нижнего девона.

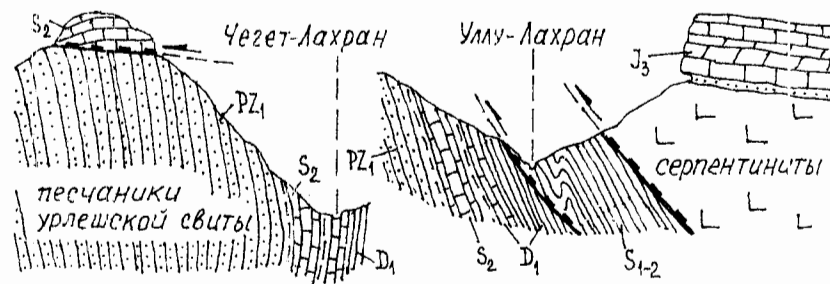


Рис. 25. Стратиграфические и тектонические соотношения урлешской свиты (венд-кембрий) с отложениями силура и девона. Стрелками показано направление перемещения блоков горных пород. Хасауская синклинали структура. Среднее течение р. Малки

Глинистый фациальный тип силурийских отложений представлен уллулахранской свитой, тектонически контактирующей с манглайской. В этой свите на силур (лландовери - ранний лудлов) приходится 120-130 м разреза, представленного

серыми и зеленовато-серыми глинистыми сланцами с прослоями кремнистых сланцев, известняков и кварцевых песчаников.



Рис. 26. Класс граптолоидеи – руководящая фауна силурийских отложений. 1 - строение колонии планктонных граптолитов с «воздушным» пузырем (реставрация). 2 - 6 - отпечатки граптолитов, найденные на территории Карачаево-Черкесии (по Л.Д. Чегодаеву): 2 – монограптус, 3 – диплограптус, 4 – спирограптус, 5 – демирастритес, 6 – ретиолитес

В зоне Передового хребта силурийская фауна обнаружена вдоль ее северного тектонического ограничения (от Теберды до Баксана) и в осевой части зоны. Силурийские граптолиты, в том числе лландоверианские, собраны преимущественно в плитчатых кремнистых сланцах (фтанитах). Как показали наши наблюдения 1980-х годов, фтаниты образуют глыбы различных размеров в терригенных толщах, возраст которых считается девонским или раннекаменноугольным. Таким образом, силурийские породы образуют олистолиты в более молодых отложениях, которые имеют сходство с типичными олистостромами. Интересно, что в Рейнском бассейне на территории Гарца надежно доказано (Шваб, 1977) наличие олистостромов раннекаменноугольного возраста. Типичными олистолитами в них являются силурийские глинистые сланцы и девонские известняки. Происхождение олистолитов Гарца связывают с проявлением мощных грязевых потоков, возникавших в раннем карбоне на склонах растущих поднятий. Разрыв чехла поднятий отражен в обратной стратиграфической последовательности олистолитов в

олистостромах. Подобная последовательность давно описана в осевой части Передового хребта (долина р. Марухи), где гипсометрически выше верхнедевонских известняков установлена линза среднедевонских известняков, а еще выше по склону — аргиллиты с фауной силура. Такие соотношения до недавнего времени трактовались как тектонический покров (И.И. Греков, В.Л. Омельченко). Не исключено, что и в других местонахождениях (гора Малый Карабек, нижнее и верхнее течения р. Гидам) силурийская фауна происходит из олистолитов.

Имеющиеся данные позволяют считать, что в силурийском периоде северная часть территории республики представляла собой морской бассейн, в котором накапливались как мелководные карбонатные, так и относительно глубоководные кремнистые (фтаниты) осадки.

3.5. Девонская система

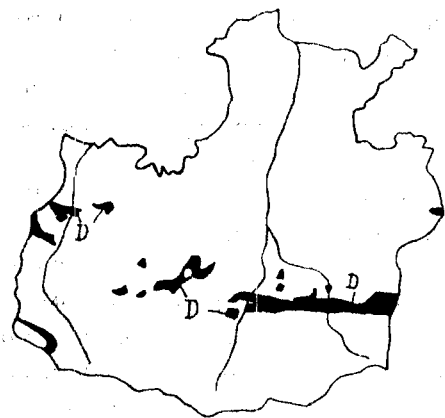


Рис. 27. Выходы девонских отложений

Девонские отложения в пределах Карачаево-Черкесии известны в трех тектонических зонах (с севера на юг): Хасаутской, Передового и Главного хребтов (рис. 27). Состав и мощность девонских

толщ имеют в разных зонах заметные различия (рис. 30). Наиболее мощный, полный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез развит в зоне Передового хребта. В зоне Главного

го хребта толщи, относимые к девону, сильнее метаморфизованы, их нижняя стратиграфическая граница точно не установлена (см. раздел «Нижний (?) — средний палеозой»).

Хасаутская зона

О вероятном присутствии здесь девонских отложений стало известно в 1916 г., когда М.Э. Янишевский обнаружил несколько девонских видов в палеонтологической коллекции, которую собрал А.П. Герасимов при изучении силурийских отложений среднего течения р. Малки. Лишь в 1970-х годах благодаря исследованиям Л.Д. Чегодаева удалось в выходах палеозоя по Хасауту и Малке разделить толщи силура и девона. В наиболее полном разрезе по р. Уллу-Лахран (левый приток р. Малки на территории Кабардино-Балкарии) к нижнему девону относятся известняки верхней подсвиты **манглайской свиты** (до 80 м), а к среднему девону — вышележащая **чегет-лахранская свита**, представленная глинистыми и алевроитовыми сланцами с прослоями песчаников и линзами известняков (до 200 м). Возраст отложений обосновывается сборами конодонтов, граптолитов, тентакулитов, трилобитов, брахиопод и пеллеципод. Фрагменты названных двух свит обнажены в среднем течении ручьев Шиджатмаз и Урлеш.

Зона Передового хребта

В 1927-1929 гг. Г.П. Агалин нашел девонские кораллы и брахиоподы в гальке известняка из толщи конгломератов (ныне картджуртская свита), обнажающихся к югу от аула Карт-Джурт на Кубани. Девонские известняки в коренном залегании были выявлены К.А. Прокоповым в 1934 г (руч. Агур на левобережье р. Теберды) и В.Н. Робинсоном в 1935-1937 гг. по р. Аксауту и Марухе. Дальнейшими исследованиями В.Н. Робинсон установил широкое распространение девонских отложений и выделил в их составе четыре литологических толщи, или свиты (снизу вверх): сланцевую, вулканогенную, грубообломочную и карбонатно-терригенную. В 1955-1961 гг. полоса выходов девона была закартирована в масштабе 1:50 000 геологами

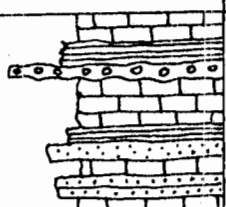
Отдел		Мощность, м	Серия	Свита	Литологическая характеристика
Верхний		200-1200	пастуховская		Конгломераты кварцевые, аргиллиты, известняки
					Переслаивание известняков, песчаников, аргиллитов, алевролитов
Средний и нижний		300-1000	картджуртская		Конгломераты и гравелиты с галькой лав, плаггиогранитов и известняков Базальты субщелочные Аргиллиты Туфы смешанного состава Кремнистые сланцы
		до 2000		кызылкольская	Риолиты (лавы, туфы) Базальты (преобладают), андезиты, дациты. Силлы риолитов
		до 500		артикчатская	Аргиллиты, песчаники, изредка туфы

Рис. 28. Сводный разрез девонских отложений зоны Передового хребта

Центральной геологосъемочной экспедиции (Ессентуки) и Кавказской экспедиции МГУ (Москва). В те годы началось введение свит с географическими названиями. К середине 1960-х годов было предложено (Д.С. Кизевальтер, С.М. Кропачев, И.В. Круть и др.) несколько вариантов детального расчленения девонских отложений, которые существенно различались числом, названиями свит и трактовкой их возраста. В IX томе Геологии СССР (1968 г.) Е.А. Снежко и И.И. Греков предложили вариант единой (унифицированной) стратиграфической схемы. В зоне Передового хребта к девону были отнесены четыре свиты: **бахмуткинская** аргиллитовая, **кызылкольская** эффузивная, **картджуртская** туфогенно-осадочная и **пастуховская**, сложенная прислаиванием известняков и песчаников. В период с 1972 по 1996 гг. девон Передового хребта исследовался био-стратиграфическими методами Л.Д. Чегодаевым. Предложенная им (Чегодаев и др., 2000) уточненная и детализированная стратиграфическая схема в 2001 г. рассмотрена и утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом. Эта схема содержит 9 горизонтов, 5 серий и более 20 свит. Изложить ее в данном кратком очерке не представляется возможным. Ниже характеристика девонских образований выполнена на уровне более крупных литостратиграфических подразделений – формаций (рис. 28).

С севера на юг в зоне Передового хребта обнажены следующие девонские толщи (формации): аргиллитовая, вулканогенная, туфогенно-осадочная и карбонатно-терригенная. Считалось, что эти толщи последовательно наращивают геологический разрез (рис. 29), но в 1970-х годах возникли представления (И.И. Греков и др.) о покровном строении Передового хребта, согласно которым аргиллиты образуют Тоханский тектонический покров, а все остальные формации входят в состав Кызылкольского покрова. Существует еще и третья точка зрения (Тамбиев, 1986), согласно которой аргиллитовая и вулканогенная формации находятся в фациальных соотношениях, сменяя одна другую по латерали с севера на юг..

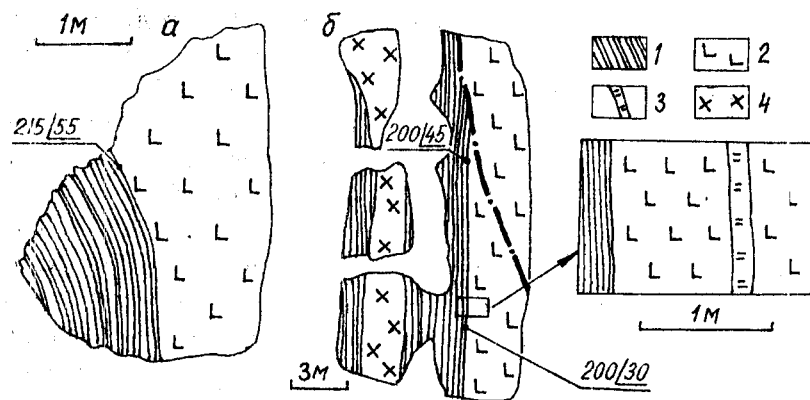


Рис. 29. Согласно стратиграфический контакт артыкчатской и кызылкольской свит девона. Правобережье р. Малки, абс. отметки обнажений: а – 2520 м, б – 2510 м.

1 – аргиллиты (артыкчатская свита), 2 – лавы основного состава (кызылкольская свита), 3 – сургучно-красные силициты (яшмы), 4 – интрузивные диорит-порфиры. Цифры на рис.: азимут и угол падения контакта свит

Формация аргиллитов выделялась под названиями **артыкчатской, андрюкской и бахмуткинской свит**. Аргиллиты содержат прослои песчаников, обогащенные обломочным материалом основного и ультраосновного состава. Мощность формации – 600-900 м. По остаткам кораллов и конодонтов возраст отложений соответствует живетскому ярусу среднего девона и низам франского яруса верхнего девона (Чегодаев и др., 2000). На правобережье р. Кубани близ пос. Эльбрусский расположено местонахождение флоры, из которого Ю.Я. Потапенко и Ф.С. Соловьевым собрана (1972 г.), а Т.А. Ищенко определена впервые для Северного Кавказа среднедевонская (живет) флора: *Barrandeina pektinata* Hoeg., *Protolepidodendropsis pulchra* Hoeg. и др.

Вулканогенная формация известна под названиями **кызылкольской, даутской и сосновской свит**. В ней преобладают лавы базальтового и риолитового состава, присутствуют горизонты туфов, туфобрекчий и кремнистых пород. Наибольшей мощности (до 1200 м) базальты достигают в районе Худесского (Кызылкольского) медноколчеданного месторождения, где часть из них обладает шаровой и реже – трубчатой отдельностью. В верхней части формации наблюдается чередование лав различного состава, туфобрекчий и туфов. Такой тип разреза характерен для кызылкольской свиты. В южной подзоне Передового хребта вулканогенная формация носит название даутской свиты. Здесь она имеет двучленное (бимодальное) строение: нижняя половина ее разреза состоит из базальтов, а верхняя – из риолитов. Палеонтологические остатки в прослоях кремнистых пород (радиолярии среднедевонского облика *Subentactinia*, *Entactinia*, конодонты эмского яруса *Polygnathus dehiscens* и эйфельского яруса *Polygnathus eiflus*, *P. benderu*, *P. trigonicus*) и палеомагнитные данные позволяют, по мнению Л.Д. Чегодаева (2000), определять возраст вулканогенной формации в пределах нижнего - среднего девона.

Туфогенно-осадочная формация именовалась в разных подзонах Передового хребта **картджуртской, семиродниковской, пщицерской и эльмезтюбинской свитами**. В наиболее полных разрезах центральной подзоны формация достигает мощности 1700 м и состоит из трех частей. Внизу преобладают туфы с характерным горизонтом кремнистых осадков в основании; выше – туфогенно-осадочная толща с преобладанием темно-серых аргиллитов; вверху – конгломераты с галькой эффузивов и плагиигранитов (рис. 27). В биогермных линзах известняков собраны кораллы, брахиоподы и криноидеи франского яруса среднего девона. В северных выходах от размыва сохранилась лишь нижняя часть формации, а в южных постепенно исчезают сланцевая и конгломератовая толщи. В картджуртское время иногда устанавливались континентальные условия осадконакопления, о чем свидетельствуют отпечатки флоры в ниж-

ней (*Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl. и др.) и верхней (*Archaeopteris archetypus* Schm. и др.) подсвитах.

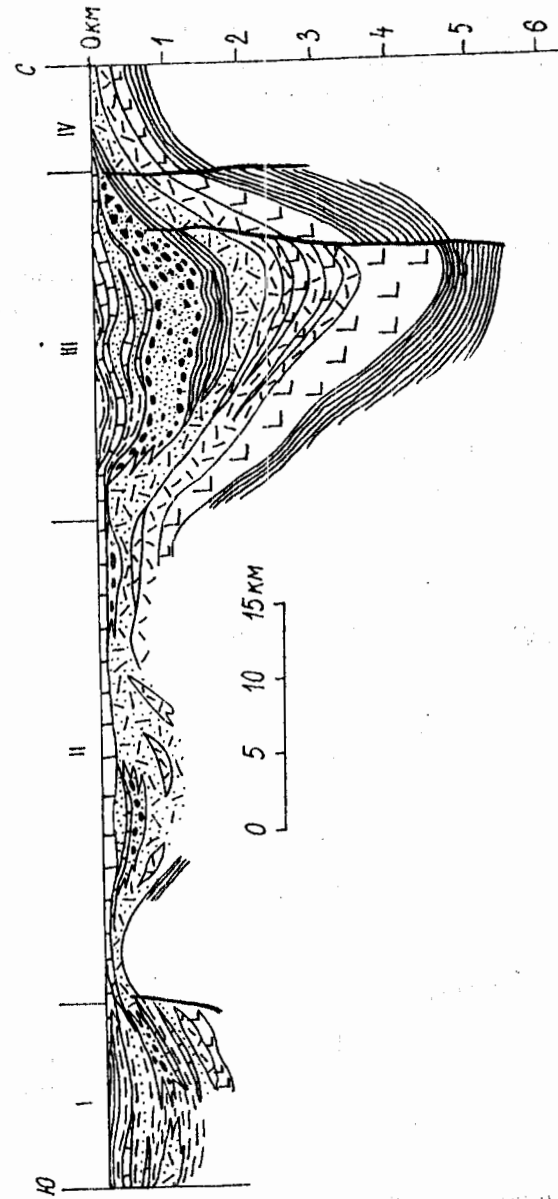


Рис. 30. Поперечный палеопрофиль через зоны Главного и Передового хребта, средний-поздний девон (по Д. С. Кизевальтеру, 1964 г.)

Карбонатно-терригенная формация согласно залегает на подстилающей туфогенно-осадочной и венчает разрез девона Передового хребта. Первоначально она выделялась под названием **пастуховской** (Михеев, 1962 г., Геология СССР, т. IX, 1968), **агурской** и **кыркольской** (С.М. Кропачев, Д.С. Кизе-вальтер, 1963 г.) свит. Согласно новой стратиграфической схеме (Чегодаев и др., 2000) эти отложения имеют статус одноименной серии и расчленяются на несколько свит (**дженайтскую, ужумскую, волчинскую, богословскую, гаралыкайскую** и др.). По особенностям строения разрезов намечены фациальные зоны. В северной зоне, где мощность формации максимальная (до 900 м), известняки чередуются с песчаниками, зачастую крупнозернистыми. Южнее мощность формации уменьшается до 100-300 м и песчаники уступают место глинистым осадкам. Эта фациальная зона, возможно, представляла собой часть прогиба с некомпенсированным осадконакоплением.

3.6. Каменноугольная система

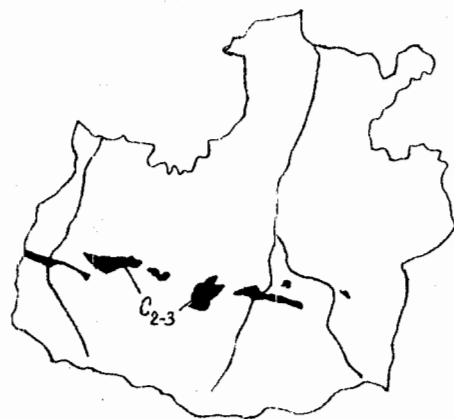


Рис. 31. Выходы отложений среднего-верхнего карбона

На территории республики известны все три отдела системы.

Нижний отдел

К нижнему отделу принадлежат морские и континентальные фации,

имеющие ограниченное площадное распространение. Морские

отложения фаунистически доказаны в среднем течении р. Гидам, левого притока р. Теберды. Это пачка чередования терригенных пород и маломощных прослоев известняков, содержащих микрофауну турнейского яруса. Возможно, раннекарбонный возраст имеет олистостромовая (оползневая) толща, охарактеризованная выше (см. раздел 3.4) при описании силурийских отложений. К нижнему карбону также относят пестроцветную **тоханскую свиту**, обнажающуюся в узких тектонических блоках вдоль северной границы зоны Передового хребта в междуречье Тохана – Дуут. В наиболее полном разрезе свиты по р. Дуут И.И. Грековым описаны (снизу вверх): 1) разногачечные конгломераты (215 м) внизу серо-зеленые, вверху красноватые, в обломках известняков присутствует фауна турнейского яруса нижнего карбона; 2) чередование филлитов и алевролитов (20 м), 3) песчаники слюдястые зеленовато-серые (70 м), 4) филлиты, алевролиты и песчаники (до 20 м) с прослоями серых известняков, 5) туфы смешанного состава (80 м). Можно предположить, что тоханская свита представляет собой северный фациальный аналог тебердинской свиты (см. раздел 3.3)..

Раннекарбонный возраст доказан недавно для самых нижних слоев сероцветной континентальной молассы Передового хребта. Эти слои представлены маломощной (5-10 м) пачкой серых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников с прослоями черных аргиллитов, залегающих в основании угленосной толщи среднего карбона на левом и правом склонах долины р. Теберды близ а. Верхняя Теберда и по р. Большой Зеленчук (балки Богословская и Пастухова). В аргиллитах Л.Д. Чегодаев в 1972-1976 гг. обнаружил, а О.А. Анисимова определила флору намюра А и С и вестфала А Западной Европы (серпуховский ярус и нижняя половина башкирского яруса C_2 российской стратиграфической схемы): *Neuropteris aff. antedecens* Stur., *Mesocalamites roemeri* (Goepf.) Hirn. и др.

Средний отдел

Средний карбон был открыт в начале XX в. В.Н. Робинсоном на р. Малой Лабе и оттуда прослежен в долины Большой Лабы, Зеленчука и Кубани (рис.31). Первая детальная стратиграфическая схема В.Н. Робинсона (1919 г.) содержала семь литологических горизонтов. После геологической съемки 1950-х годов по предложению А.А. Белова и Д.С. Кизевальтера (1962) средний карбон расчленяется на две свиты – нижнюю – толстобугорскую и верхнюю – малоурупскую. В междуречье Кубань-Уруп может быть использована и более детальная схема Н.И. Погребнова (1961 г.), разделившего средний карбон на четыре свиты (А, В, С и D) по признаку цикличности осадконакопления (рис. 32). Внутри каждой из этих свит снизу вверх мелкозернистые осадочные породы сменяются средне- и крупнозернистыми, а затем – вулканогенными. Первые три свиты (толщи) А, В и С завершаются лавами и туфами риолитов, а четвертая – горизонтом яшмовидных полосчатых кремнистых сланцев. Пласты каменного угля, достигающие мощности 0,5-0,8 м, приурочены к двум нижним толщам; в третьей толще присутствуют более тонкие прослои угля. В 1975 г. наиболее полные и детально изученные разрезы среднего карбона по долинам Теберды и Большого Зеленчука демонстрировались участникам VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона.

О.А. Анисимова (1979), обработав всю собранную в среднем карбоне флору, сгруппировала ее в четыре комплекса, соответствующие свитам Н.И. Погребнова. Для нижнего комплекса характерны *Lepidodendron sculeatum* Sternb., *L. ovatum* Sternb. и др. (башкирский ярус, поздний вестфал Западной Европы). Во втором комплексе при большой роли плауновых *Lepidodendron brevifolium*, *Sigillaria rugosa* и др. широко представлены членистостебельные и папоротниколистные (верхи башкирского и низы московского ярусов, или верхи вестфала В – низы вестфала С Западной Европы). В третьем комплексе примерно в равных количествах присутствуют плауновые и членистостебельные (московский ярус, или вестфал С). Четвер-

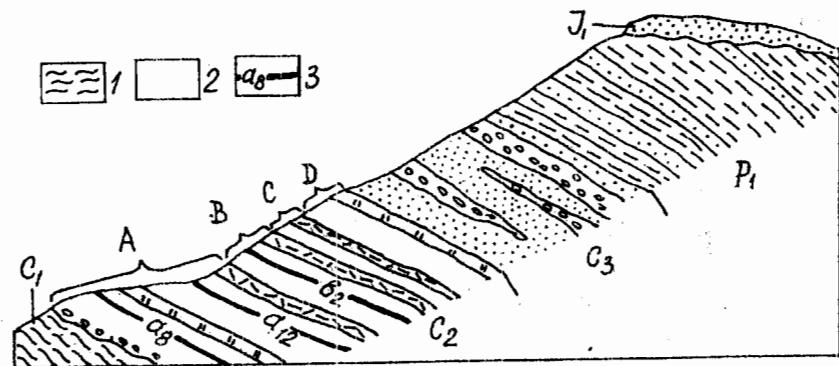


Рис. 32. Разрез средне-верхнекарбоновых отложений по балке Никшича (Кяфаро-Богословское месторождение каменного угля). 1 – плойчатые филлитовидные сланцы нижнего карбона, 2 – пачки переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, 3 – угольный пласт и его номер. А, В, С, D – индексация свит среднего карбона (по Н.И. Погребнову)

тый комплекс, собранный между кремнистым горизонтом и конгломератами верхнего карбона, содержит флору вестфала С. Мощность отложений среднего карбона до 500 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела каменноугольной системы в зоне Передового хребта залегают на отложениях среднего отдела без видимого углового несогласия, однако по комплексу геологических и палеофитологических данных на этой границе предполагается перерыв. Севернее, в Бийчесынской зоне верхний карбон залегает на протерозойских сланцах.

В составе отдела выделяются две свиты: **караджелмаская** и **гремучинская**. В первой преобладают конгломераты, содержащие прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов, имеются невыдержанные по простиранию угольные пласты. Мощность от 150 до 400 м. Гремучинская свита (мощность до

300 м) близка по составу караджелмасской, но содержит прослойки красноцветных пород.

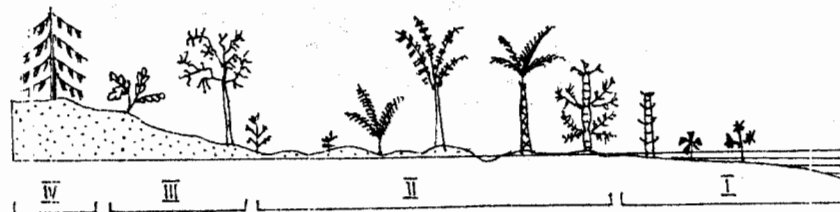


Рис. 33. Схематический экологический профиль в зоне Передового хребта в позднем карбоне (по А.К. Щеголеву).

I — акватория с полуводными клинолистниками и прибрежными каламитами; II — аккумулятивные низменности с озерами и болотами; гидрофильное сообщество: приозерные папоротниковидные, болотные папоротники и плауновидные; III — делювиальный склон: мезофильные птеридоспермы, некоторые кордаиты и каламитовые; IV — возвышенная суша: ксерофильные хвойные (лебахиевые)

Позднекарбонный возраст описываемых отложений был установлен по флористическим сборам В.Н. Робинсона, обработанным М.Д. Залесским (1938 г.). А.К. Щеголев (1979), детально исследовавший отпечатки флоры в междуречье Зеленчук-Теберда, выявил экологическую дифференциацию позднекарбонного растительного покрова и выделил три типа обстановок (рис.33): озерный, болотный и делювиальных склонов и возвышенностей. В озерах обитали полуводные клинолистники и прибрежные каламиты, на заболоченных низменностях — папоротниковидные, болотные папоротники и плауновидные; на склонах — мезофильные птеридоспермы, на возвышенной суше — ксерофильные хвойные (лебахиевые).

3.7. Пермская система



Рис. 34. Выходы нижнепермских отложений

Отложения системы представлены на территории республики (рис. 34, 35) мощной красноцветной континентальной молассой нижнего отдела; лишь самые верхние

ее горизонты, возможно, относятся к верхнему отделу.

Предположение о наличии на Северном Кавказе пермских отложений появилось в 80-х годах XIX в., когда Ф. Шафаржик сопоставил красноцветные обломочные породы долины Теберды с веррукано Альп. Первооткрывателем (1912 г.) перми и автором первой стратиграфической схемы стал В.Н. Робинсон. В последующие годы большой вклад в изучение континентальных красноцветных толщ внесли С.С. Круглов, М.М. Мстиславский, А.А. Белов, Д.С. Кизевальтер, А.Л. Лунев и геологи-съемщики Севкавказгеологии (г. Ессентуки).

Пермские отложения развиты преимущественно в пределах зоны Передового хребта, где наращивают разрез верхнего карбона. Здесь выделяется несколько впадин (Аксаутская, Лабинская и др.), разделенных поднятиями. Во впадинах мощность отложений максимальная (рис. 35), а на поднятиях — сокращенная. Небольшие выходы пермских отложений известны и в Бийчесынской зоне — на Кубани, в 12 км к югу от Карачаевска.

Красноцветная пермская моласса расчленяется на две субформации. Нижняя из них (аксаутская свита), сложенная

песчаниками и алевролитами, распространена от Большой Лабы до Кубани. Она согласно залегает на отложениях верхнего карбона. В вышележащей субформации сочетаются грубообломочные породы (конгломераты) и вулканиты. Различают два типа разрезов субформации: восточный и западный. В восточном типе (Аксаутская впадина) выделены киньрчадская, гидамотарская и эпчикская свиты, в западном (Урупская впадина) — большелабинская и среднебескесская свиты.

Аксаутская свита (рис. 35) состоит из трех подсвит — нижней и верхней красноцветных и средней сероцветной. Красноцветные осадки представлены аргиллитами и алевролитами, сероцветные — преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов, доломитов, кремнистых пород и углистых сланцев. Общая мощность свиты достигает 800 м. В нижней подсвите по рекам Аксаут и Гидам обнаружены отпечатки хвойных растений (вальхий, кордаиты), а также единичные остатки костей и чешуи пресноводных рыб. В средней подсвите в углистых прослоях установлены отпечатки флоры *Calopteris senforia*, *C. flabellifera*, *Pecopteris feminaeformis* и др. (Маймин, Лунев, 1986). Д.С. Кизевальтер с сотрудниками в 1973 г. в этой же подсвите по р. Марка (приток р. Аксаута) в 1,5 км выше устья нашли отпечаток вальхий, а в среднем течении р. Аксаут обнаружили следы сравнительно крупной рептилии. В верхней подсвите собраны *Neuropteris auriculata*, *Lebachia hipnoides*, *L. piniformis* (Щеголев, 1979). По совокупности ископаемых остатков возраст свиты определен раннепермским (ассельский и сакмарский ярусы). К западу мощность отложений постепенно сокращается, а к востоку от Теберды свита отсутствует.

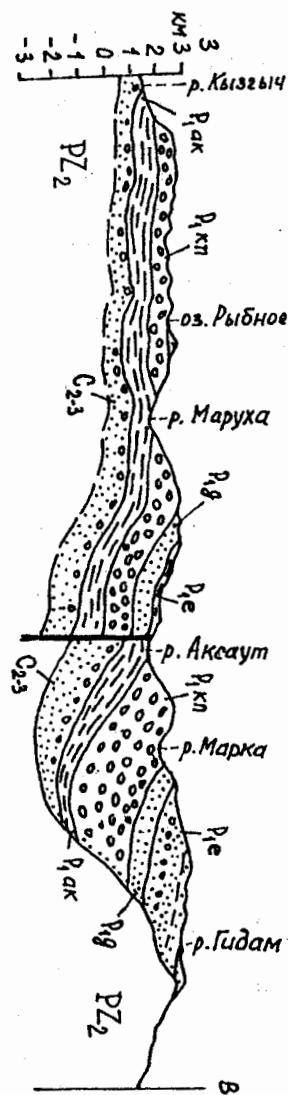
Киньрчадская свита с размывом залегает на аксаутской свите и более древних отложениях карбона, девона и протерозоя. Свита сложена преимущественно грубообломочными породами — конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов и горизонтами вулканических пород. В обломках присутствуют кристаллические сланцы протерозоя, палеозойские граниты, осадочные и эффузивные породы. Отсутствие сортировки, косая слоистость, иногда первично наклон-

ное залегание отложений позволяют относить их к аллювиальным и аллювиально-пролювиальным шлейфам горного хребта. На Кубани, в районе урочища Аман-Ныхыт (12 км к югу от Карачаевска) обнажены осадочные брекчии (палеофация склоновых осыпей), в которых преобладают обломки и крупные глыбы подстилающих слюдяных сланцев протерозоя. Мощность свиты от 300 до 2500 м. В междуречье Аксаут-Чучхур в нижней части свиты присутствуют горизонты лав и туфов андезитового состава, выделявшиеся в 1970-х годах в самостоятельную кишкитскую свиту. По левобережью р. Чучхура эти вулканиты залегают непосредственно на эродированной поверхности девонской кызылкольской свиты. В прослое алевролитов киньрчадской свиты обнаружен след рептилии (Д.С. Кизевальтер, 1974 г.), напоминающий следы *Amflosauroides minor* из нижней перми Франции.

Гималдыкская свита с размывом залегает на киньрчадской и состоит из двух подсвит: нижней преимущественно конгломератовой и верхней песчано-алевролитовой. Поскольку в киньрчадской и гималдыкской свитах руководящие палеонтологические остатки не обнаружены, их возраст условно определяется в пределах артинского и кунгурского ярусов нижней перми.

Эпчикская свита (по перевалу Эпчик, ныне — Ыпчик) имеет ограниченное площадное распространение вдоль южной границы зоны Передового хребта. Она согласно залегает на подстилающей гималдыкской свите и состоит из конгломератов, песчаников и алевролитов. Особенностью конгломератов является преобладание обломков пермских же красноцветных пород. Возраст свиты принимается условно раннепермским, поскольку ее перекрывают конгломераты с обильной галькой известняков, содержащих фауну верхней перми. В Аксаутской впадине на эпчикской свите залегает **гидамотарская свита**, представленная переслаиванием пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность до 400 м. Возраст свиты скорее всего соответствует уфимскому ярусу.

Рис. 35. Широкий разрез через Аксаутскую впадину, выполненную каменноугольными и пермскими отложениями (по А.А. Белову и Д.С. Кизевальтеру, 1958 г.). Контакт пермских отложений со средним палеозоем (между реками Марка и Гидам), считавшийся ранее прислонением к древнему рельефу, в 1980-х годах трактовался как надвиговая поверхность



В бассейнах рек Урупа и Большой Лабы (Урупская впадина) красноцветные толщи, перекрывающие аксаутскую свиту, относят к большелабинской и среднебескесской свитам.

Большелабинская свита, очевидно, залегает на подстилающих породах со значительным стратиграфическим перерывом, так как в ее составе присутствует галька киньрачадских (кишкитских) вулканитов. Свита состоит из трех толщ — нижней и верхней конгломератовых и средней песчаниковой, которые по стратиграфическому положению соответствуют гималыдской и эпчикской свитам Аксаута.

Среднебескесская свита, залегающая на большелабинской, сложена преимущественно песчаниками и алевролитами. Ее с размывом перекрывает верхнепермская известняковая кутанская свита, развитая в бассейне р. Малой Лабы, уже за пределами Карачаево-Черкесии.

3.8. Триасовая система

В триасе территория Приэльбрусья представляла собой область денудации. Здесь условно к нижнему триасу относят **архызскую свиту**, залегающую на пермских красноцветах и сохранившуюся в узком грабене, разделяющем зоны Главного и Передового хребтов между долинами Теберды и Дуута и в истоках р. Архыз. Свита представлена красноцветными конгломератами с галькой верхнепермских известняков. К западу от р. Большой Лабы широко распространены карбонатно-терригенные отложения триаса с обильной морской фауной.

3.9. Юрская система

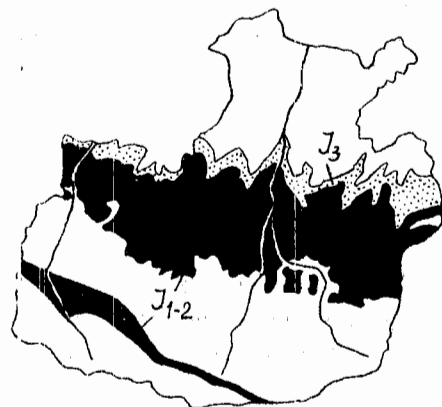


Рис. 36. Выходы
нижне-среднеюрских
и верхнеюрских отло-
жений

Юрские отложения представлены двумя комплексами, существенно различающимися по литологии, палеотектоническим и климатическим условиям обра-

зования (рис. 36). Нижний комплекс – преимущественно терригенные толщи ранне-среднеюрского возраста, накапливавшиеся в условиях гумидного климата; верхний комплекс представлен аридными карбонатными и эвапоритовыми формациями келловоя и поздней юры.

Нижний и средний отделы

В ранне- и среднеюрскую эпохи территория республики входила в две крупные палеоструктуры – Скифскую плиту и геосинклиналь Большого Кавказа, заложенные на южной окраине Восточно-Европейской платформы (рис. 37). Граница между ними проходила по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне, разделяющей современные структуры Главного и Передового хребтов. На южной окраине Скифской плиты располагался Лабино-Малкинский прогиб, в котором накопились мелководные, в том числе континентальные (угленосные) толщи небольшой мощности. Прогиб постепенно расширялся и распространялся (данные бурения) на север до широты Черкесска (рис. 39). Северная его часть в современной структуре скрыта под верхнеюрскими отложениями, а южная, доступная наблюдению, образует широкую (до 30 км) полосу выходов между

Передовым и Скалистым хребтами, известную у географов под названием Северо-Юрской депрессии. В пределах геосинклинали Большого Кавказа ниже-среднеюрские отложения представлены исключительно морскими преимущественно глинистыми образованиями. Они сохранились в узких грабенах – Архыз-Гузерицком и Софийско-Домбайском. Эти грабены являются фрагментами Архыз-Гузерицкой фациальной зоны, составлявшей широкий северный борт геосинклинального прогиба (Юра Кавказа, 1992).

Основы стратиграфии ниже-среднеюрских отложений междуречья Лаба-Малка заложили Г.П. Агалин (1929 г.), В.Н. Робинсон (1932 г.), Г.П. Пилюченко (1946 г.). Излагаемая стратиграфическая схема разработана Н.В. Безносовым, Д.И. Пановым и К.О. Ростовцевым (Юра Кавказа, 1992).

Территория республики охватывает часть западной и всю центральную подзоны Лабино-Малкинской зоны. В западной подзоне (к западу от р. Уруп) выделяются бугунжинская и чубинская свиты, в центральной – хумаринская, себельдинская, шоанская, муздухская, джигиатская и джангурская (рис. 38). В Архыз-Гузерицкой зоне развиты хумаринская, чубинская, баговская и тубинская свиты.

Бугунжинская свита по р. Большой Лабе представлена песчанистыми аргиллитами с карбонатными конкрециями и линзами органогенно-обломочных известняков. Мощность до 150 м. По находкам аммонитов отнесена к синемюру-низам плинсбаха. В междуречье Большой Лабы и Урупа морские отложения свиты постепенно замещаются прибрежно-континентальными образованиями хумаринской свиты.

Чубинская свита в разрезе по р. Большой Лабе между сел. Бескес и пос. Курджиново представлена толщей (до 350 м) темных аргиллитов с сидеритами; в средней ее части залегает горизонт массивных песчаников (30-50 м). Аммониты *Tragophylloceras huntom* Simps., *Tropidoceras ellipticum* Sow. и брахиоподы указывают на плинсбахский возраст.

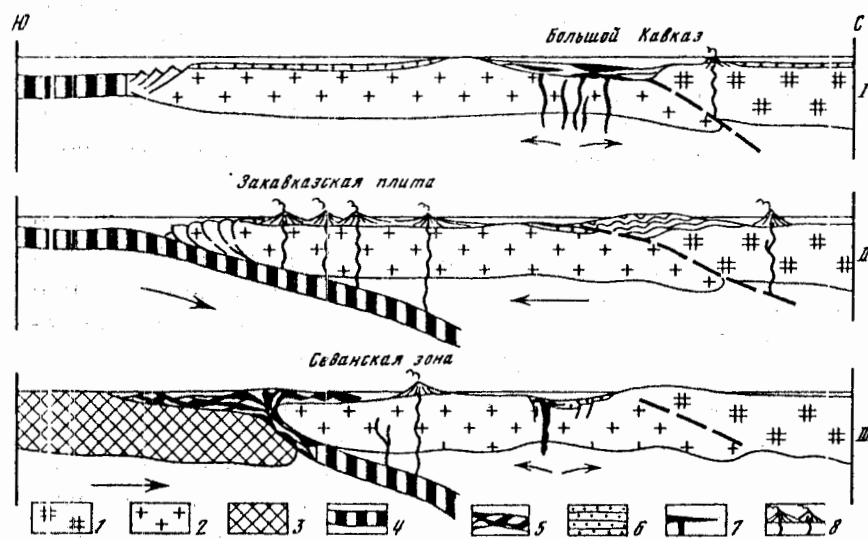


Рис. 37. Развитие альпийской геосинклинали Кавказа (по М.Г. Ломизе, 1987).

1 – плинсбах – аален, П – байос – бат, Ш – альб – начало верхнего мела; 1 – Северо-Кавказская плита, 2 – Закавказская плита, 3 – Нахичеванский микроконтинент, 4 – область с корой океанического типа, 5 – офиолитовые аллохтоны и меланж, 6 – осадочные формации, преимущественно терригенные, 7 – толеит-базальтовые вулканы, 8 – пояса преимущественно известково-щелочного вулканизма

Хумаринская свита (название – по пос. Хумара на Кубани) сложена светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов, реже – аргиллитов и пластами каменного угля. В основании свиты залегает базальный конгломерат, местами в западных доюрского рельефа присутствует пачка (20-30 м) глинисто-алевритовых пород с пластами угля.

Хумаринская свита имеет трехчленное строение: нижняя и верхняя ее толщи преимущественно песчаные, а в средней (продуктивной), где возрастает роль алевролитов и аргил-

литов, сосредоточено большинство угольных пластов. Характерны изменения мощности (от 1100 до 500 м) и фаций (рис. 40). В долинах рек Мара, Отлукол и Индыш в нижней части разреза присутствует горизонт туфов и туфоконгломератов андезитового состава. На плато Бийчесын свита перекрыта тоарскими отложениями, севернее – по правому склону долины р. Мары и на Кубани – с разрывом – ааленскими, а к северу от Скалистого хребта срезается предверхнеюрской эрозионной поверхностью. Возраст свиты определяется как верхний синемюр-плинсбах сопоставлением с морскими фациями р. Большой Лабы.

Себельдинская свита распространена только в междуречье Уруп-Большая Лаба. Западнее р. Уруп она замещается чубинской и баговской свитами, а восточнее водораздела Кыфар-Большой Зеленчук срезается трансгрессивно залегающей джигатской свитой. Представлена аргиллитами (до 200 м) с горизонтом криноидных известняков. Аммониты и брахиоподы датируют свиту как плинсбах-низы тоара.

Шоанская свита (по р. Шоана, левому притоку Кубани) состоит из двух толщ. Нижняя толща, сложенная преимущественно туфами дацитового состава (мощностью до 100 м), с небольшим угловым несогласием залегает на разных горизонтах хумаринской свиты (рис. 41). Верхняя толща (до 100-200 м) представлена лавами и лавобрекчиями андезитов. Свита распространена на небольшой территории – на левобережье рек Теберды и Кубани близ Карачаевска, в верховьях рек Карасых, Ташлы-Кол и Аман-Кол. Плинсбахский возраст вулканитов принят по положению под фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего-среднего тоара.

Муздухская свита представлена песчаниками и алевролитами, содержащими один или несколько прослоев валунно-галечниковых конгломератов из обломков эффузивных пород шоанской свиты. В песчаниках много железистых конкреций. Залегает с разрывом на подстилающих шоанской и хумаринской свитах. Мощность ее максимальна по р. Муздух и уменьшается в восточной части Бийчесынского плато до 5-7 м. По

геологическому положению свита условно относится к нижне-му-среднему тоару.

Джигиатская свита в юго-восточной части Лабино-Малкинской зоны (плато Бийчесын) залегает на муздухской свите. Здесь она имеет трехчленное строение. Нижняя толща (до 130 м) сложена аргиллитами, содержащими сидеритовые конкреции и аммониты среднего тоара *Dactylioceras commune* Sow. Средняя толща – зеленовато-серые песчаники, чередующиеся с алевролитами и содержащие верхнетоарские аммониты *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle. Верхняя толща – бурые железистые песчаники с прослоями черных аргиллитов и линзами органогенного известняка; верхнетоарские аммониты *Leioceras sinon* Bayle и др., ааленские *Lunwigia tolutaria* Dum. К северо-западу от плато Бийчесын две нижние толщи постепенно выклиниваются и в крайних северных выходах у подножия Скалистого хребта на плинсбахских отложениях с разрывом залегает верхняя толща джигиатской свиты. Общая мощность ее сокращается с юга на север от 200 до 30 м. К западу от Кубани свита имеет двучленное строение: внизу преобладают песчаники (40 м), вверху – темные глины с сидеритовыми конкрециями. Возраст свиты (тоар-аален) обоснован обильным комплексом аммонитов зон *Hildoceras bifrons* – *Grafoceras concavum*.

Джангурская свита прослеживается вдоль подножия Скалистого хребта от бассейна р. Уруп до верховьев р. Подкумск. Стратотип находится в долине р. Кардоник близ горы Джангур; не менее полный разрез обнажен около сел. Красногорка, что служило основанием для выделения свиты под названием красногорской (Д.И. Панов). Джангурская свита трансгрессивно перекрывает джигиатскую и хумаринскую свиты. Она представлена однообразной толщей аргиллитов и алевролитов мощностью до 300-500 м. Имеются линзы черных глинистых известняков, скопления сидеритовых конкреций; в основании залегает горизонт кварцевых гравелитов. Мощность свиты заметно уменьшается с юга на север. По аммонитам установлено присутствие нижнего, верхнего байоса и нижнего бата.

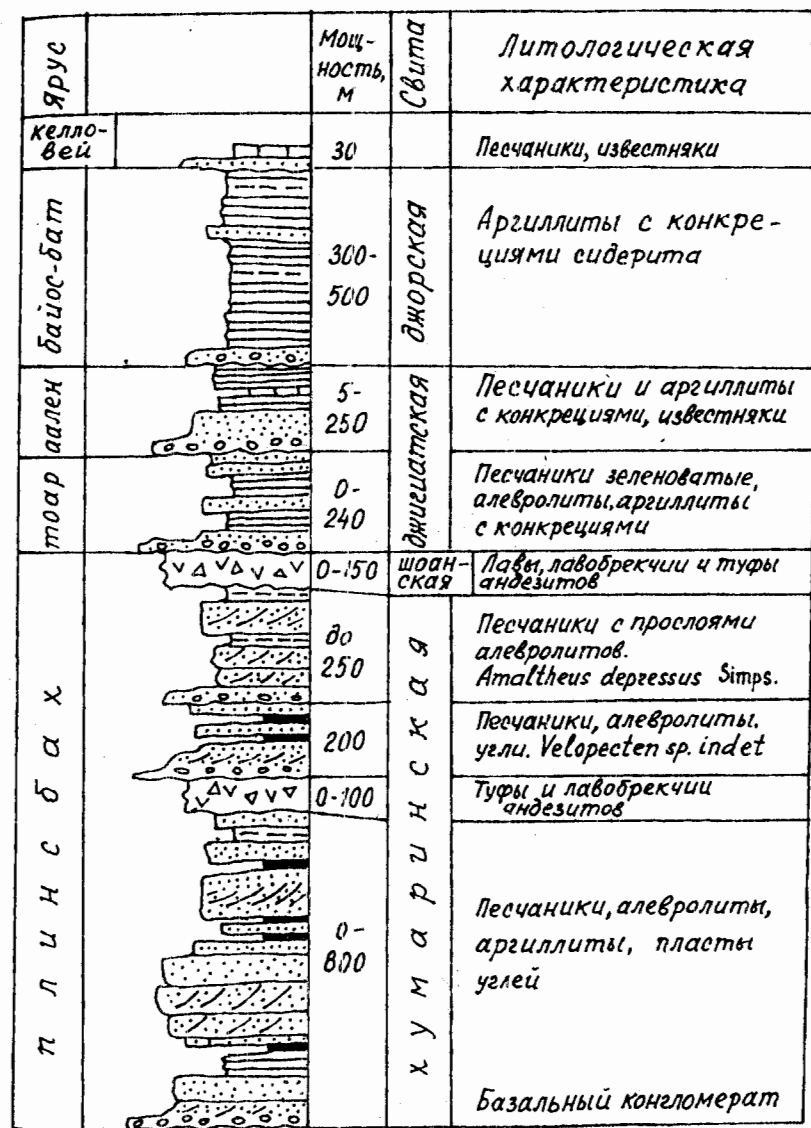


Рис. 38. Сводный разрез нижне-среднеюрских отложений

Рис. 39. Прислонение мезозойских отложений к палеоподнятию между ст. Красногорской и г. Усть-Джегута (по данным бурения)

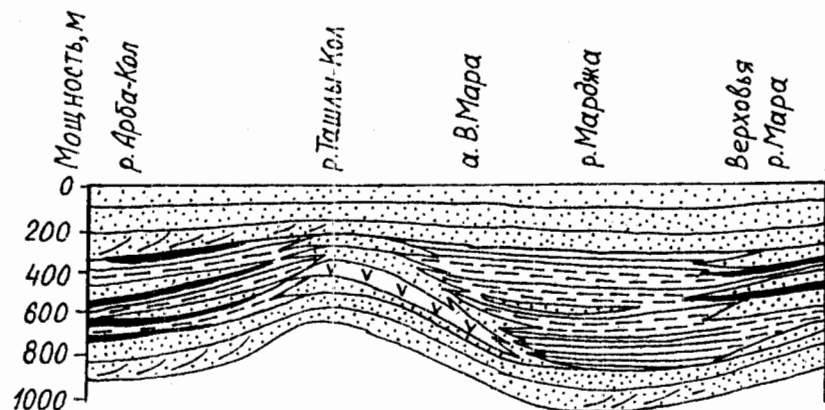
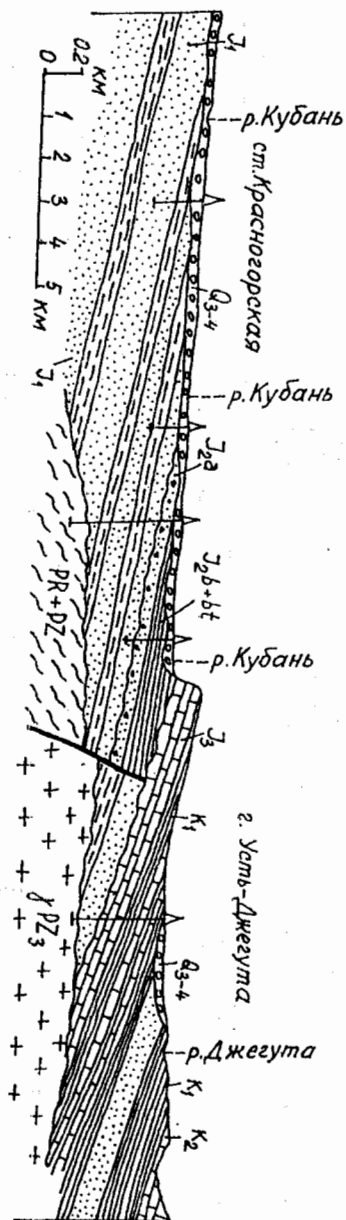


Рис. 40. Разрез через меридиональное палеоподняtie, разделяющее в раннеюрское время Маринскую и Кубанскую палеовпадины (по Д.И. Панову, 1958 г.)

Завершается разрез средней юры Лабино-Малкинской зоны отложениями келловей (рис. 42). В междуречье Большой Зеленчук - Малка нижний и средний подъярусы келловей отсутствуют (Логинова, 1971). Западнее они представлены песчаниками и алевролитами, сменяющимися вверх по разрезу пачкой оолитовых известняков. Максимальная мощность (30 м) установлена по р. Большая Лаба. В песчаниках найдены нижнекелловейские аммониты *Cadoceras*, *Macrocephalites* и др. В известняках присутствуют остатки морских ежей, брахиопод, одиночных кораллов и пелеципод. По Г.А. Логиновой (1970) – это иткаябашинская, а по К.О. Ростовцеву (Объяснительная..., 1973, Юра Кавказа, 1992) – каменноостская свита. Ее перекрывают глауконитсодержащие мергели и известняки с аммонитами верхнего келловей *Kosmoceras duncani* Sow., *K. cf. ornatum* Schloth., *K. spinosum* Sow. и др. Верхний келловей вместе с вышележащими известняками кимериджа входит в состав адай-

хохской свиты Г.А. Логиновой, или герпегемской свиты К.О. Ростовцева.

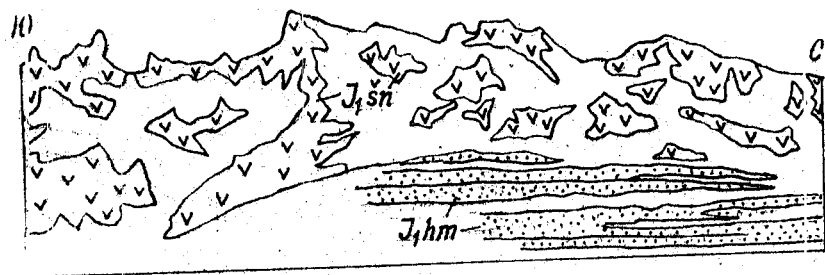


Рис. 41. Коренные выходы песчаников хумаринской свиты (J_1hm) и адезитов шоанской свиты (J_1sn). Левый склон долины р. Теберда, г. Карачаевск, вид из окна студенческого общежития КЧГУ

В Архыз-Гузерицкой зоне лучшие разрезы нижне-среднеюрских отложений обнажены по р. Большой Лабе в Архыз-Гузерицком грабене.

Хумаринская свита близ сел. Загедан и перевала Пхия характеризуется преобладанием песчаников при мощности до 300 м. В **чубинской свите**, как и в Лабино-Малкинской зоне, основная роль принадлежит аргиллитам. На левобережье Большой Лабы по балке Карапырх найдены плинсбахские *Amaltheus margaritatus* Montf. **Баговская свита** представлена толщей аргиллитов с отдельными пачками ритмичного чередования песчаников и алевролитов. Мощность по рекам Большая Лаба (пос. Пхия) и Архыз 500-600 м. По р. Пхия найдены тоарские аммониты *Peronoceras* cf. *subarmatum* Y. et B., *Dactylioceras* sp. и двусоворки. **Тубинская свита** – однородная толща (до 600 м) темных аргиллитов с сидеритовыми и реже – пиритовыми конкрециями. В основании – горизонт глинистых конгломератов (заканские слои К.О. Ростовцева), в которых присутствуют аммониты *Grammoceras thouarsense* Orb., выше по разрезу найдены

по р. Пхия – *Polyplectus discoides* Ziet., по р. Архыз – *Pseudogrammoceras fallicosum* Bayle. Возраст пород свиты – верхний тоар-аален.

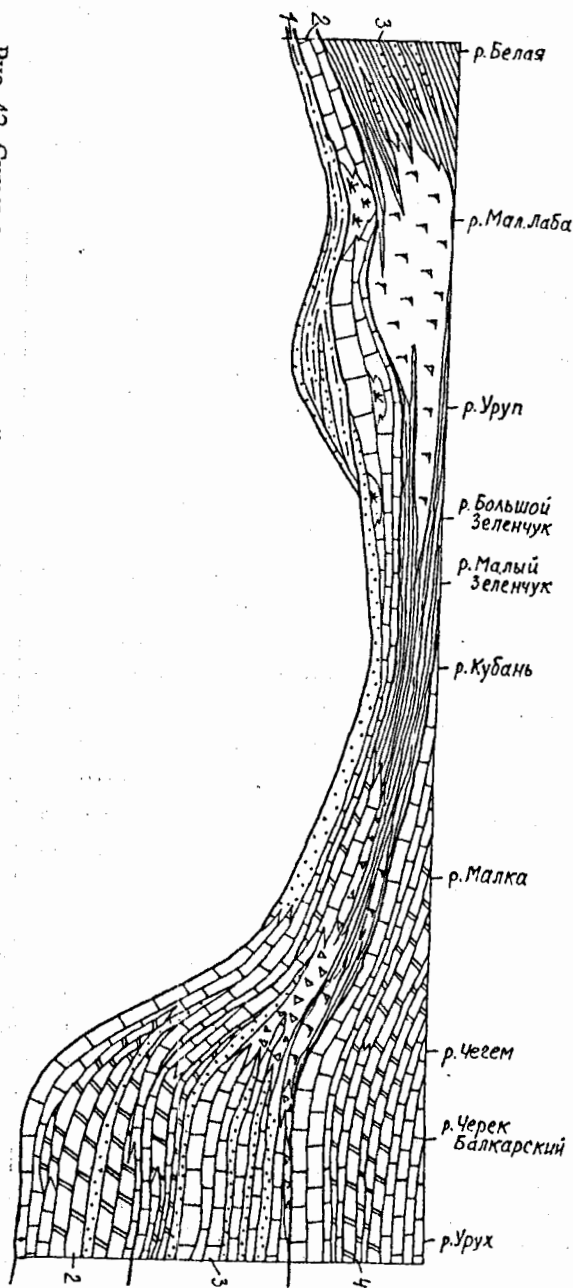
В Софийско-Домбайском грабене (Софийско-Клычской депрессии) развита мощная толща (до 1500 м) аргиллитов (рис. 7), местами превращенных в тонколистоватые «кровельные» сланцы. В основании – горизонт базальных конгломератов, выше прослои алевролитов и песчаников и **домбайский** вулканогенный горизонт средне-кислого состава (до 200 м). Эта толща соответствует чубинской, баговской и тубинской свитам (Юра Кавказа, 1992). В сводной легенде к Госгеолкарте масштаба 1:1 000 000 (2001 г.) эти же отложения отнесены к зарамагской и кистинской свитам, стратотипы которых находятся в Северной Осетии.

Верхний отдел

На рубеже средней и поздней юры произошла смена тектонических условий. На месте ниже-среднеюрского прогиба обозначилось внутригеосинклинальное поднятие. К югу от него возникла флишевая геосинклиналь, а к северу сохранились субплатформенные условия Скифской плиты. Верхнеюрские отложения в пределах Карачаево-Черкесии слагают Скалистый хребет. Они представлены типично неритическими карбонатными и красноцветными эвапоритовыми (сульфатно-галогенными) осадками (рис. 42). Характер фауны среднеевропейский, особенно много общих форм с германской и французской верхней юрой.

Первые схемы стратиграфии верхнеюрских отложений западной части Карачаево-Черкесии составлены А.Я. Затворницким (1914, 1918 гг.), восточной – А.П. Герасимовым (1911-1940 гг.). Эти схемы были уточнены В.Ф. Пчелинцевым, М.В. Муратовым и др., а в 1950-1970-х годах – геологами-съемщиками. Палеонтологически было доказано присутствие келловей, оксфорда, кимериджа и титона. Современная литостратиграфическая схема верхнеюрских отложений в междуречье Белая-Терек разработана Г.А. Логиновой (1955-1974 гг.), про-

Рис. 42. Схема строения келловейских и верхнеюрских отложений в центральной части Северного Кавказа вдоль эскарпа Скалистого хребта (по Г. А. Логиновой, 1964 г., с упрощениями). Свиты: 1 — иткаябабинская, 2 — адайхохская, 3 — мехтыгенская, 4 — фетхузская



водившей исследования в составе Кавказской экспедиции МГУ. Ею были выделены четыре свиты (рис. 42), отвечающие этапам геологического развития территории (снизу вверх): иткаябабинская, адайхохская, мехтыгенская и фетхузская (Логинова, 1970). Первая из этих свит на территории республики отсутствует. После опубликования «Объяснительной записки...» (1973) и монографии «Юра Кавказа» (1992) вместо перечисленных свит употребляются их более поздние синонимы: каменноостская, герпегемская, мезмайская и матламская.

Адайхохская (герпегемская) свита состоит из двух толщ (подсвит): нижняя (до 40 м) сложена песчаниками, гравелитами с прослоями конгломератов и песчанистых известняков; в основании подсвиты — известняковый конгломерат или гравелит. Верхняя подсвита (до 70 м) — известняки параллельнослоистые доломитизированные и пелитоморфные. В разных районах найдены аммониты верхнего келловоя, оксфорда и в самой верхней части разреза — кимериджский *Ataxioceras cf. discobolum* Font.; также присутствуют многочисленные двустворки, брахиоподы и фораминиферы.

Мехтыгенская (мезмайская) свита почти везде подразделяется на две подсвиты. Нижняя из них представлена пестроцветными глинами и мергелями с линзами гипсов и ангидритов. К западу от р. Большой Лабы в толще появляются залежи каменной соли. В междуречье Кубань-Малка эта толща отличается резкой фациальной изменчивостью. По М. В. Муратову, в ее южных выходах преобладают глины, к северу сменяющиеся грубообломочными фациями, а затем — гранитной дресвой. Верхняя подсвита сложена также глинами с прослоями мергелей, известняков и песчаников. Общая мощность свиты от 60 до 200 м. В низах свиты Г. А. Логиновой обнаружены аммониты, встречающиеся в оксфорде и кимеридже.

Фетхузская (матламская) свита состоит из переслоя известняков, доломитов, глин и мергелей. Мощность до 90 м на востоке, 17 м — на Кубани, 9 м — на Малом Зеленчуке; западнее свита выклинивается. До исследований Г. А. Логиновой эта толща причленялась к нижнему мелу; находки немногочислен-

ных губок, кораллов, двустворок и брахиопод свидетельствуют о принадлежности ее верхнему титону.

В целом по направлению на север от эскарпа Скалистого хребта отложения верхней юры последовательно переходят со среднеюрских на нижнеюрские, затем — на палеозойские и докембрийские толщи (рис. 39). При этом в том же направлении выклиниваются нижние ярусы (оксфорд и кимеридж), что свидетельствует о постепенном продвижении морской трансгрессии на Предкавказскую сушу.

3.10. Меловая система

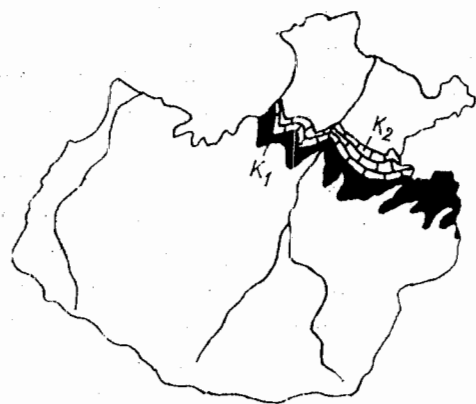


Рис. 43. Выходы нижне- и верхнемеловых отложений

На Центральном Кавказе и в Карачаево-Черкесии меловые отложения четко разделяются на два комплекса (рис. 43): преимущественно терригенный песчано-глинистый (нижний мел) и карбонатный, сложенный известняками (верхний мел). Оба комплекса богаты ископаемой фауной, доказывающей присутствие всех ярусов нижнего отдела (берриас, валанжин, готерив, баррем, апт, альб) и верхнего отдела (сеноман, турон, коньяк, сантон, маастрихт).

Нижний отдел

Выходы нижнемеловых отложений образуют субширотную полосу выходов в северной части республики. К ним приурочена продольная депрессия между Скалистым и Пастбищным хребтами, в том числе долина р. Дзегуты. Породы под углом 2-3° наклонены на северо-восток. Нижний мел богат остатками аммонитов, пелеципод, гастропод, фораминифер и остракод. Преобладает фауна средиземноморского типа, но присутствуют и представители средневропейских и бореальных бассейнов. Наиболее детальные описания разрезов нижнего мела с расчленением на ярусы сделаны Т.А. Мордвилко (1960). Близ восточной границы Карачаево-Черкесии ею описан следующий разрез.

Самые нижние слои на правом берегу р. Подкумок представлены пачкой конгломератов и косослоистых песков. Выше залегают доломитизированные известняки палевого цвета с жеодами кальцита с фауной пелеципод и брахиопод **валанжинского яруса**. Мощность до 130 м.

Отложения **готерива** резко отличаются по своему литологическому составу. Это глины, чередующиеся с почковатыми железистыми известняками-ракушечниками (нижний готерив). Вышележащий горизонт известняка относится к верхнему готериву. Его называют «каптажным известняком», поскольку он составляет стенки каптажного колодца Кисловодского нарзана. Далее вверх следуют темные глины с прослоями железистых глинистых песчаников. Общая мощность готерива 60 м.

Баррем представлен: а) песчанистыми оолитовыми известняками и песчанистыми глинами (нижний подъярус), мощность 70 м.; б) серо-зелеными глинами и горизонтом красных песчаников — «Красные камни» Кисловодского парка (верхний подъярус), мощность 25 м. Помимо многочисленных головоногих, брюхоногих и пелеципод встречаются черви, иглокожие, губки.

Апт. Нижний подъярус сложен глауконитовыми карбонатно-глинистыми песчаниками мощностью до 100 м. Верхний подъярус начинается плотными известковистыми песчаниками,

которые образуют резко выраженный уступ рельефа по левому борту долины Подкумка. Характерны мелкие сферические конкреции с обильной фауной пелеципод и аммонитов. Верхняя часть подъяруса сложена рыхлыми, богатыми глауконитом песчаниками. Эти породы, содержащие множество ниш и пещер выдувания, известны под названием «пещерного горизонта» (рис. 44). В пачке глауконитовых песчаников имеются горизонты с очень крупными сферическими конкрециями (рис. 45), которые наблюдаются в долине р. Кубани и в нижнем течении р. Джегуты. Мощность верхнего апта 140-160 м.

Альб включает три подъяруса. Нижний подъярус по литологическому составу аналогичен верхнему апту. В основании

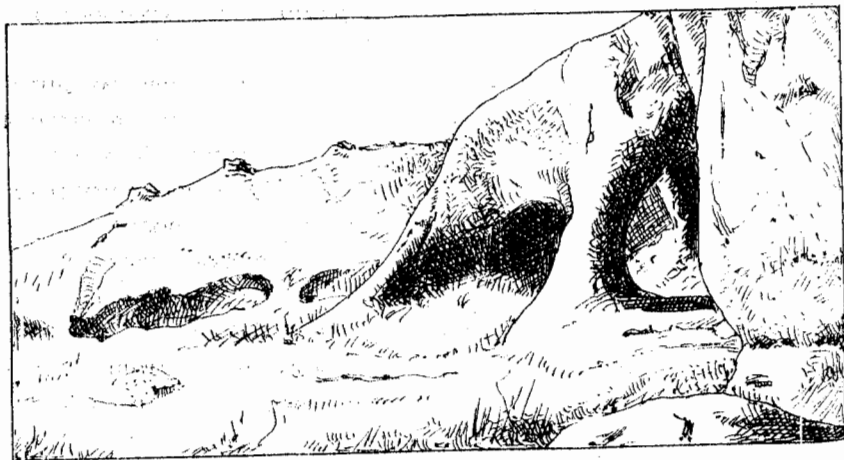


Рис. 44. «Пещерный горизонт» в песчаниках аптского яруса нижнего мела. Долина р. Подкумок

подъяруса, прослеживаются слои плотного известковистого песчаника с кальцитовым цементом. Характерны прослои известняка-ракушечника из раковин пелеципод. Верхняя часть

подъяруса сложена рыхлыми глинистыми песчаниками с повышенным содержанием глауконита и пирита. Мощность около 80 м. Средний-верхний альб – тонкослоистые известковистые глины, прослеживающиеся под карнизом верхнемеловых известняков. В глинах присутствует богатая фауна аммонитов, белемнитов и пластинчатожаберных. В подобных глинах по р. Джаганасу (правый приток Кубани) обнаружены редчайшие для Северного Кавказа костные остатки ихтиозавров.



Рис. 45. Горизонт крупных сферических конкреций с карбонатным цементом. Песчаники аптского яруса. Долина р. Кубани, южная окраина г. Усть-Джегута

К западу от Учкена, в бассейне р. Кубани, нижнемеловые толщи быстро сокращаются в мощности за счет последовательного выпадения из разреза нижних ярусов. По р. Большой Лабе на юру налегает альб – самый верхний ярус нижнего мела. Это объясняется наличием между Кубанью и Белой поперечного поднятия – Адыгейского выступа.

Начиная с 1970-х годов геологи постепенно перешли к картированию не ярусов, а реальных геологических тел – свит. Теперь в нижнем мелу Центрального Кавказа и Карачаево-Черкесии выделяются свиты: урухская (до 90 м) – берриас, баксанская (5-200 м) – валанжин, жанхотекская (до 65 м) и

джамбашская (до 55 м) – нижний готерив, лашкутинская (до 85 м) и гунделенская (до 30 м) – верхний готерив, кич-малкинская (150 м) – баррем, шагиртская (120-265 м) и кубинская (до 250 м) – апт, дарьинская (40-100 м) и абрекская (200-250 м) – альб.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения протягиваются узкой полосой, образуя гряду с крутым южным и пологим северным склоном (с запада на восток): Эльбурганские высоты, хребты Пастбищный и Дарьинский. Породы залегают полого с падением на север и северо-восток. Там, где их пересекают крупные реки, нередки высокие уступы (рис. 46).

Сведения о верхнемеловых отложениях района содержатся в работах многих исследователей, начиная с Г. Абиха (1852 г.). Наибольший вклад в их изучение внесли А.П. Герасимов, Д.В. Дробышев, В.Н. Прокопов, М.М. Москвин и др.

Верхний мел представлен известняково-мергельной формацией, отличающейся постоянством литологического состава не только на северном склоне Большого Кавказа, но и в Предкавказье. В сочетании с хорошей охарактеризованностью фауной это позволило расчленять верхний мел на ярусы (Москвин, 1968). Разделение его на свиты предложено в 1970 г. А.Е.Ткачуком. Современная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений для территории всего Северного Кавказа и Предкавказья составлена А.Н. Губкиной (2002 г.). Облик фауны сеномана и нижнего турона во многом сходен с альбом – преобладают белемниты. В позднем туроне появляются «толстораковинные» иноцерамы и многочисленные морские ежи. Этому рубежу соответствует предверхнетуронское региональное несогласие. В целом фауна верхнего мела наиболее сходна со среднеевропейской (Москвин, 1968).

Сеноман повсюду залегает на глинах верхнего альба. Восточнее Кубани на этом контакте присутствуют ризолиты и фосфоритовые гальки, указывающие на стратиграфический перерыв. Ярус представлен пачкой чередования песчаных из-

вестняков и известковистых глауконитовых песчаников. Мощность от 0,5 м до 12-13 м. В долине Кубани собраны *Neohibolites ultimus* Orb., *Holaster subglobus* Leske и др.

Турон по литологическому составу и фауне четко распадается на две части, разделенные перерывом. Нижний турон, как и сеноман, сложен зеленоватыми глауконитовыми песчаниками с прослоями известняков и мергелей. Мощность не более 10 м. Верхний турон, сложенный белыми известняками мощностью до 10-15 м, залегает с размывом на нижнем туроне и сеномане. Характерны стилолитовые швы (рис. 47) и включения кремня. Особенно крупные стилолиты (до 25-30 см) развиты в известняках Дарьинского хребта к северу от сел. Терезе. Здесь собраны верхнетуронские *Inoceramus apicalis* Woods, *In. lamarcki* Park., *Micraster cortestudinarium* Goldf. и др.



Рис. 43. Обрывы, сложенные верхнемеловыми известняками. Левый берег р. Кубани напротив устья р. Джаганас.

Коньяк вместе с верхним туроном образует единый литологический комплекс. Сложен также преимущественно белыми мелоподобными известняками с крупными стилолитами. Мощность обычно 10-15 до 25 м, на Кубани – до 35 м. В нижних слоях присутствуют *Inoceramus wandereri* And., *In. koeneni* Müll., в верхних – *In. involutus* Sow.

Сантон в междуречье Малый Зеленчук-Малка представлен белыми плотными известняками (мощностью до 25 м) с мелкими стилолитами и частыми прослойками (2-3 см) зеленоватых известковистых глин. Пачка содержит фауну нижнего сантона. Вышележащая пачка сложена переслаиванием известняков и зеленоватых мергелей. В ней собраны верхнесантонские *Micraster rostratus* Mant., *Echinocorys turritus* Lamb. и др. Западнее Малого Зеленчука разрез сантона представлен переслаиванием известняков и мергелей мощностью от 15 до 60 м.

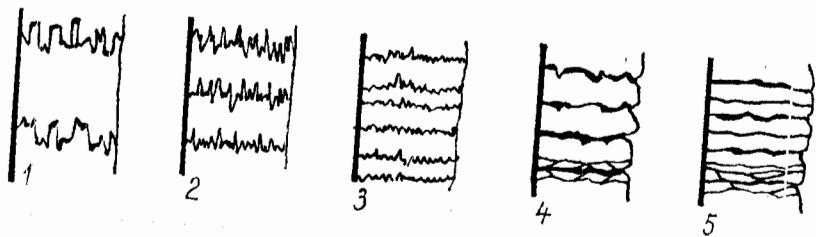


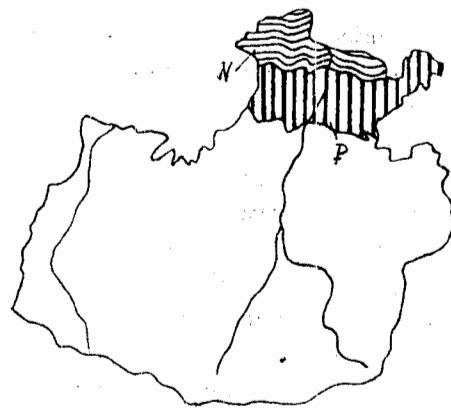
Рис. 47. Текстуры выщелачивания в известняках верхнего мела: 1-3 – стилолитовые: 1 – столбчатые, 2 – острозубчатые, 3 – сутуровые; 4 – парастилолитовые; 5 – волнистые (по Ю.П. Смирнову, 1998 г.)

Маастрихт сложен известняково-мергельным переслоем, достигающим максимальной мощности (150-170 м) в долинах Кумы и Кубани. К западу мощность убывает до 25 м по р. Большой Лабе. Нижняя половина маастрихта в междуречье Кубань-Дарья представлена слабоглауконитовыми известняками с прослойками (до 1 см) мергелей или прослоями (до 10 см) тонкочередующихся известняков и мергелей. В этой пачке присутствуют *Discoscaphites constrictus* Sow., *Baculites vertebralis* Lam. и др. В верхней половине маастрихта возрастает содержание мергелей, образующих слои мощностью 10-15 см, чередующихся со слоями белых известняков (до 40 см). В верхней пачке найдены *Echinocorys pyramidatus* Portl., *Ech. perconicus* Nag. и др. К востоку от р. Дарьи в долине р. Подкумка в разрезе маастрихта появляются песчаники.

В современных стратиграфических схемах и на геологических картах верхний мел Центрального Кавказа расчленяется на свиты: **джинальскую** (10-15 м) – сеноман-нижний турон, **джегутинскую** (до 50 м) – верхний турон-коньяк, **зольскую** (до 240 м) – сантон-кампан и **заюковскую** (до 150 м) – маастрихт. Стратотип джегутинской свиты описан Е.А. Ткачуком в 1970 г. в районе станицы Усть-Джегутинской, стратотипы остальных свит составлены тем же исследователем на территории Кабардино-Балкарии.

3.11. Палеогеновая и неогеновая системы

Рис. 48. Выходы палеогеновых и неогеновых отложений



Палеогеновые и неогеновые отложения распространены в северной части Карачаево-Черкесии (рис. 48).

В разработке стратиграфии палеогеновых отложений главная роль принадлежит К.А. Прокопову. Предложенная им в 1937 г. региональная стратиграфическая схема (РСС) нижнего и среднего палеогена (палеоцена и эоцена), олигоцена (верхнего палеогена) и нижнего миоцена (майкопская серия) сохранилась в своей основе до настоящего времени. В последующие годы стратиграфию палеогеновых отложений уточняли и детализировали В.П. Алимарина, В.А. Гроссгейм, Б.П. Жижченко, И.А. Коробков, Г.П. Леонов, Н.Н. Субботина, Е.К. Шуцкая и др. В качестве опорного разреза палеоцен-эоценовых отложений Северного

Кавказа Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) признал разрез по долине р. Кубани близ г. Черкесска. В 2001 г. МСК утвердил новые уточненные РСС палеогеновых и неогеновых отложений, в разработке которых активное участие приняли северо-кавказские геологи Е.И. Коваленко и Е.В. Белуженко.

Палеоген и неоген (или третичные отложения) по литологическому составу подразделяются на три комплекса: 1) палеоцен и эоцен (P_{1-2}), 2) олигоцен и нижний миоцен ($P_3 + N_1^1$), 3) средний-верхний миоцен и плиоцен ($N_1^{2-3} + N_2$).

Палеоцен и эоцен

В этот этап сохранились условия осадконакопления, аналогичные меловому периоду.

Палеоцен в междуречье Лаба-Подкумок включает известняки датского яруса и глинисто-мергельную толщу, разделенную на три свиты – эльбурганскую, Горячего ключа и абазинскую.

Отложения датского яруса в междуречье Большого Зеленчука-Кумы представлены маломощным (до 1 м) горизонтом известняков с ризолитами зеленоватого мергеля и датскими *Echinocorys edchemi* Boechm., *Ech. renngarteni* Moskv.

Эльбурганская свита по р. Кубани сложена зелеными мергелями с прослоями глин и алевролитов. Мощность до 28 м. Присутствуют фораминиферы *Globorotalia angulata* White и др. К востоку, в сторону р. Подкумка мощность свиты возрастает до 180 м.

Свита Горячего ключа (новый синоним – карапагинская) залегает на неровной поверхности пород эльбурганской свиты. Снизу вверх следуют: 1) аргиллиты темно-серые, вверх переходящие в алевролиты (50 м); 2) грубослоистые песчано-алевролитовые породы (до 12 м) с фораминиферами *Globorotalia tadjikistanensis* N. Вук., *G. eocaenia* Tergr.; 3) глинистые алевролиты, переходящие в бескарбонатные аргиллиты (до 40 м).

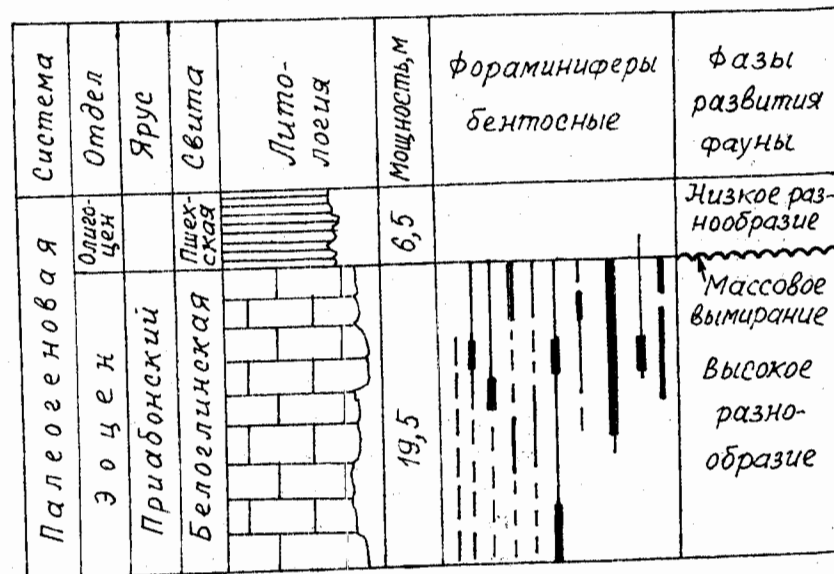


Рис. 49. Разрез палеогеновых отложений близ г. Черкесска, в котором установлено региональное биотическое событие – массовое вымирание бентосных фораминифер

Абазинская свита сложена толщей (до 40 м) аргиллитов, содержащих в нижней части прослой голубовато-серой плотной опоки.

Эоцен включает четыре свиты – черкесскую, керестинскую, кумскую и абазинскую. В первоначальном варианте К.А. Прокопова черкесская свита имела больший объем, впоследствии Е.К. Шуцкая выделила ее верхнюю часть в качестве самостоятельной керестинской свиты.

Черкесская свита представлена зелеными мергелями с прослоями алевролитов. Мощность около 25 м.

Керестинская свита (выделена Е.К. Шуцкой) сложена зеленоватыми мергелями (до 70 м), в верхней части содержащими несколько пластов белых известняков. Особенно многочисленны фораминиферы *Acarinina rotundimarginata* Subb.

Кумская свита состоит из двух пачек: нижняя – коричневые глинистые мергели с мелкими глобигеринами, чешуей *Lugolera caucasica* Rom.; верхняя – мергели с радиоляриями. Общая мощность до 60 м.

Белоглинская свита завершает разрез эоцена (рис. 74). Толща белых известняков мощностью до 90 м. Для нижней части ее характерны крупные планктонные фораминиферы *Globigera corpulenta* Subb., для самой верхней – преимущественно бентосные формы (зона *Bolivina antegressa*).

Олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия)

На рубеже между эоценом и олигоценем резко изменились условия осадконакопления, мергели и известняки уступили место темно-серым и коричневым глина (рис. 49). Эта толща, получившая название майкопской серии, имеет на Кавказе широкое площадное распространение. Одни геологи склонны рассматривать ее как нижнюю часть альпийской молассы, материал которой поступал с растущего горного сооружения, другие – напротив, считают, что область сноса располагалась на севере.

Майкопская серия разделяется на несколько свит. Оligоценовый возраст имеют **хадумская** (переслаивание известковистых и неизвестковистых глин) и **баталпащинская** (известковистые глины) свиты; к миоцену принадлежат **алкунская**, **зеленчукская**, **караджалгинская**, **ольгинская** и **рицевская** свиты. Полная мощность серии достигает 800-1000 м. Возраст отложений устанавливается преимущественно по фораминиферам, помимо которых присутствуют радиолярии, остракоды, остатки рыб. Граница между палеогеном и неогеном проводится по подошве алкунской свиты (**кавказский регион**).

Средний-верхний миоцен и плиоцен

В Кубанской депрессии миоцен представлен терригенными осадками **тарханского** и **чокракского** горизонтов. К плиоцену относятся морские песчано-известковистые осадки понтического яруса.

Верхнему плиоцену (апшерону) принадлежат отложения древнейшей террасы кубанского бассейна, развитые в междуречье Кубани и Лабы и на правобережье Кубани на высотах до 200-300 м над уровнем моря. Это галечники, к северу переходящие в горизонт песков и сопоставляемые с армянской террасой бассейна р. Подкумок (к востоку от Пятигорска), в которой найдены костные остатки южного слона *Elephas meridionalis* Nest.

3.12. Четвертичная система

Четвертичные отложения (антропоген, или квартал) в Приэльбрусье представлены исключительно континентальными образованиями. Среди них выделяются следующие генетические группы: 1) ледниковые отложения – морены; 2) флювиогляциальные, аллювиальные и пролювиальные – валунно-галечные отложения, пески, суглинки; 3) склоновые отложения – делювиальные, обвально-осыпные, оползневые, солифлюкционные; 4) озерные отложения; 5) эффузивные образования (вулканический конус Эльбруса) различного состава (риолитового, дацитового, андезитового) и происхождения (лавовые потоки, покровы и вулканические конусы, туфы и игнимбриты).

О некоторых глобальных и региональных стратиграфических событиях

В последние годы понятие «глобальная событийная стратиграфия» широко вошло в литературу и используется в международных геологических исследованиях. Событийная стратиграфия основана на представлениях о существовании глобальных синхронных событий, которые происходили в течение уз-

ках интервалов времени на разных палеоконтинентах. Различают две группы событий: абиотические и биотические.

Абиотические события обусловлены коренными изменениями климата, горообразованием и колебаниями уровня мирового океана. Эти события выражаются в разрывах в виде стратиграфических перерывов, изменений в строении и составе толщ и могут привести к массовым вымираниям фауны и флоры. На Северном Кавказе крупные события происходили в конце протерозоя (перерыв в основании урлешской свиты), в позднем палеозое (на границе раннего и среднего карбона), перед поздней юрой и т.п.

Биотические события – внезапные (катастрофические) события, приводящие к критическим изменениям таксономического состава организмов – массовые вымирания, появление новых морфологических структур. События массового вымирания установлены в конце докембрия, в кембрии, ордовике, девоне, перми, триасе и других периодах фанерозоя.

В геологических разрезах Северного Кавказа и, в том числе, Карачаево-Черкесии отчетливо проявился ряд глобальных и региональных геологических событий.

Среднетурнейское океаническое событие предполагается автором этих строк по аналогии с горным массивом Гарца (Саксония). Там в стратиграфической колонке турнейского яруса раннего карбона установлены признаки нарушения океанической циркуляции и колебаний уровня бескислородного слоя в толще воды. Кратковременная эвстатическая трансгрессия большой амплитуды привела к развитию бескислородных обстановок на глубоководных шельфах. Этот уровень маркируется в разрезах появлением черных кремнисто-глинистых сланцев или пелагических битуминозных известняков. Аналогичные породы присутствуют в основании терригенной толщи, залегающей в зоне Передового хребта (реки Теберда, Маруха) над карбонатно-терригенным девоном.

Ниже охарактеризован ряд событий мелового и палеогенового периодов.

Сантон-кампанское биотическое событие. На рубеже сантонского и кампанского веков мелового периода вымирает значительная часть родов аммоноидей и иноцерамид, и происходят заметные изменения в комплексах фораминифер. Возможными причинами сантон-кампанского вымирания являются резкие колебания уровня Мирового океана.

Позднепалеоценовое событие. Палеоцен (нижний отдел палеогеновой системы) в пределах Карачаево-Черкесии представлен свитами эльбурганской, Горячего Ключа и абазинской. Эльбурганская свита существенно карбонатная, тогда как свита Горячего Ключа характеризуется наличием черных аргиллитов. К границе этих свит приурочено резкое сокращение биоразнообразия и исчезновение наннопланктона.

Среднеэоценовое (кумское) событие. В литологической колонке эоцена (средний отдел палеогеновой системы) происходит смена светлых карбонатных пород керестинской свиты бурыми глинистыми мергелями кумской свиты. Это литологическое событие сопровождается биотическим – местным вымиранием планктонных фораминифер.

Эоцен-олигоценовое событие имело также абиотический и биотический характер, но не местный, а глобальный масштаб проявления. Оно связывается с общим похолоданием климата и понижением уровня Мирового океана. С начала олигоцена вследствие проявления альпийского орогенеза северная окраина океана Тетис преобразовалась во внутриконтинентальный бассейн Паратетиса с непостоянным режимом солености и кислородного обмена. Северный Кавказ входил в состав Восточного Паратетиса. Здесь в шельфовых толщах, обнаженных по левобережью Кубани южнее Черкесска, на рубеже эоцена и олигоцена завершилось карбонатное осадконакопление (белоглинская свита) и началось накопление темных глин и алевролитов (пшехская свита майкопской серии). К контакту этих свит (рис. 49) приурочено резкое изменение многих групп фауны, в том числе фораминифер. Теплолюбивые высокоспециализирован-

ные формы фораминифер исчезают, им на смену приходят мелкие и примитивные формы.

Раннеолигоценовое событие. В раннем олигоцене на Северном Кавказе отложились (сверху вниз) свиты пшихская, полбинская и Морозкиной балки. Нижняя и верхняя свиты сложены бескарбонатными глинами, разделенными маломощной (2,5 м) полбинской свитой - пластом светлых мергелей, содержащих солоноватоводные и пресноводные моллюски. Это событие фиксирует краткий период опреснения на фоне максимума трансгрессии.



Мигматит

4. Метаморфизм

На Большом Кавказе метаморфизм проявился почти исключительно в доверхнепалеозойских толщах. Различаются три типа метаморфизма – региональный (динамотермальный), контактовый (термальный) и дислокационный. Наиболее распространенные и характерные метаморфические породы показаны на рис. 50.

Региональный метаморфизм характеризуется многоэтапностью (протерозой, палеозой) и зональным характером. Протерозойский метаморфизм устанавливается по геологическим данным: в долине р. Хасаут урлешская свита предположительно венд-кембрийского возраста (Потапенко, 1982) с разрывом и угловым несогласием перекрывает протерозойские туффиты хасаутской серии, испытавшие низкотемпературный региональный метаморфизм хлоритовой ступени.

Палеозойский региональный метаморфизм, как считалось до недавнего времени, был одноактным событием, в результате которого возникло все наблюдаемое ныне многообразие метаморфических фаций. В период после 1990 г. на основании K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb и U-Pb датирования предполагается более сложная история палеозойского метаморфизма, включающая каледонский и герцинский этапы (Петрология..., 1991; Шенгелиа и др., 1998). В каледонский этап протерозойские толщи подверглись прогрессивному метаморфизму с образованием гнейсово-мigmatитовых ассоциаций. Пик герцинского регионального метаморфизма пришелся на ранний карбон, когда флюидно-тепловой поток был максимальным в зоне Главного хребта и в западной части Передового хребта. Там толщи девона и нижнего (?) - среднего палеозоя метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, тогда как на остальной территории – в фации зеленых сланцев, вплоть до эпидот-актинолитовой и пренит-лунпеллиитовой субфаций. Поскольку на Большом Кавказе каледонские молассы отсутствуют, М.Л. Сомин полагает, что каледонский метаморфизм происходил в обстановке горизонтального растяжения - вертикального сжатия. Герцинский метаморфизм, напротив, сопровождался сокращением ширины складчатого сооружения и поднятиями. В Эльбурской подзоне

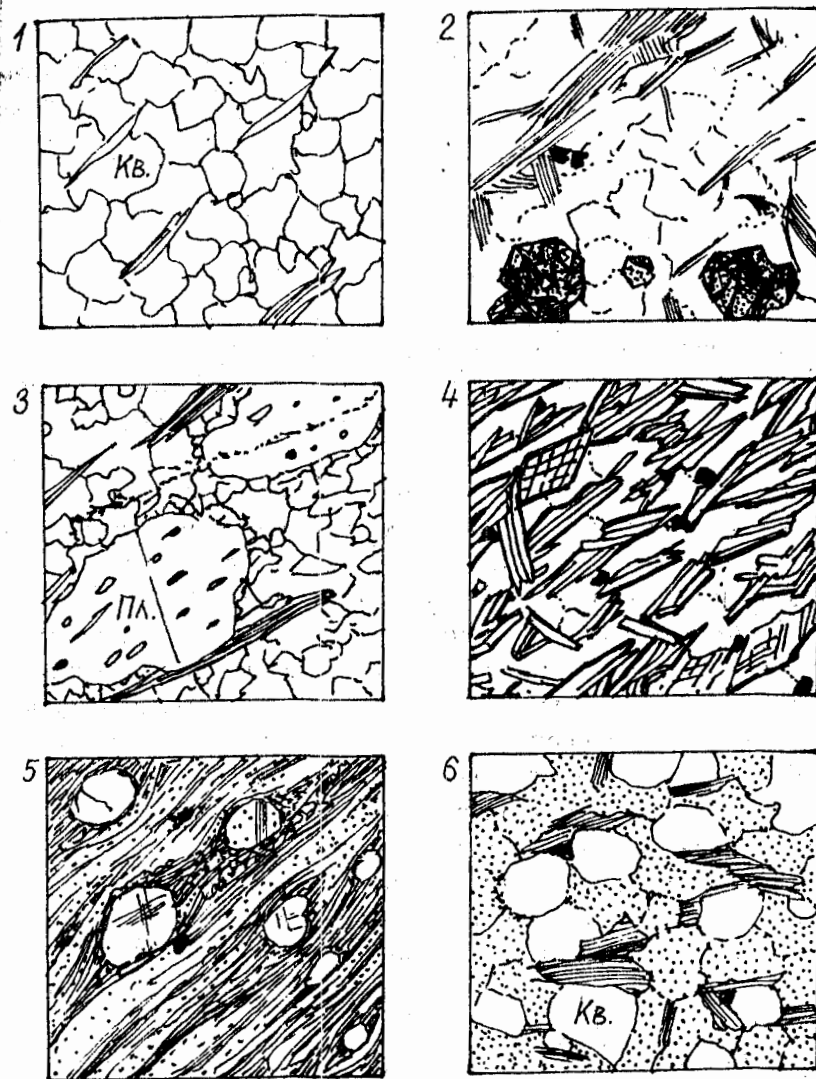


Рис. 50. Наиболее распространенные метаморфические породы Карачаево-Черкесии (под микроскопом, ширина квадрата – 2 мм):

1 - кварцит (таллыкольская свита), 2 – двуслюдяной кристаллический сланец с гранатом (макерская серия), 3 – слюдяной сланец с порфиробластами альбита (шаукольская свита, 4 – амфиболит (буульгенская серия), 5 – милонит по кристаллическому сланцу, 6 – биотитовый парагнейс (ташлыккольская свита)

Главного хребта метаморфизм был андалузит-силлиманитового типа (низких давлений). К северу и югу фиксируется возрастание давлений и глубинности метаморфизма (кианит-силлиманитовый тип). Палеозойский возраст имеют также процессы калиевого и натриевого метасоматоза. Последний нашел выражение в образовании порфиробластовых альбитовых сланцев (рис. 50), широко развитых в южной части Бийчесынской зоны, в додевонском основании Передового хребта и вдоль северной периферии зоны Главного хребта. Возраст процесса, очевидно, среднепалеозойский; так как порфиробластез затрагивает базальные слои среднедевонской кызылкольской свиты (р. Малая Лаба). Калиевый метасоматоз (порфиробластез микроклина) проявлен исключительно в Эльбрусской подзоне Главного хребта в экзо- и эндоконтактах палингенных палеозойских гранитоидов. Этот процесс более высокотемпературный, а по времени — более поздний, чем альбитовый порфиробластез.

Контактный метаморфизм проявился в типичном виде в Бийчесынской зоне, где внедрение позднепалеозойских ортогнейных гранитов малкинского комплекса в зеленосланцевые толщи протерозоя сопровождалось образованием пироксеновых и биотит-гранатовых роговиков.

Дислокационный метаморфизм установлен в узкой приводораздельной полосе зоны Главного хребта, которая фиксируется образованием милонитов и катаклазитов. Там, где эта зона затрагивает породы нижней юры и верхнего карбона, отмечены новообразованные актинолит и биотит. В палеозойских и протерозойских толщах милонитизация сопровождалась диафторезом, К-Аг возраст этого процесса 170-160 млн. лет.

Контактово-региональный метаморфизм, отличающийся от типичных регионального и контактового, проявился в поле развития ацгаринской серии в Ацгара-Чиликском участке зоны Передового хребта (рис. 21). Здесь вокруг крупного тела диоритов (Чиликский массив) выделяются изограды силлиманита, ставролита, граната и биотита. В зоне силлиманита, слагающей экзоконтакт интрузии, местами наблюдаются кварц-плагноклазовые лейкосомы — продукт мигматизации. Ширина

зоны ставролита в современном срезе составляет около 1300 м, присутствие этого минерала контролируется не только температурой и давлением, но и первичным составом пород.



Лавы Эльбруса

5. Магматизм



Рис. 51. Выходы интрузивных магматических пород

Магматические процессы в интрузивной (рис. 51) и эффузивной форме проявлялись на протяжении всей геологической истории Большого Кавказа. Начиная с середины

XX в. делались попытки сгруппировать магматические образования в эффузивные (вулканические), интрузивные (плутонические) и вулканоплутонические комплексы, формации, петрографические серии. В 1970 г. только интрузивных комплексов насчитывалось 29, в 1995 г. общее число различных комплексов превысило 60. Большая их часть присутствует на территории Карачаево-Черкесии. Условия проявления интрузивного и эффузивного магматизма существенно различны. Эффузивные образования, входящие в состав свит, или образующие самостоятельные стратиграфические подразделения, уже упоминались в разделе «Стратиграфия». Здесь будет дана их краткая петрографическая и петрохимическая характеристика.

5.1. Протерозойский магматизм

В протерозое эффузивная деятельность проявилась в мораллыкольское, малкинское и шиджатмазское время. В мораллыкольской свите преобладали туфы среднего-основного состава при подчиненной роли лав. В малкинской свите вулканы представлены набором лав и туфов дацитового и риолитового состава островодужного типа. В шиджатмазское время интенсивный вулканизм среднего состава можно предполагать к се-

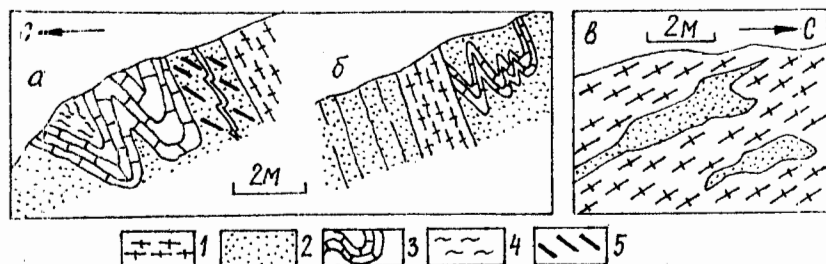


Рис. 52. Лейкократовые ортогнейсы рудника Эльбрус – древнейшие интрузивные породы Приэльбрусья.

а, б – контакт ортогнейсов с кварцитами, правый склон р. Дуут, *в* – ксенолиты кварцитов в ортогнейсах, левый склон долины р. Кубани, дорожный уступ напротив штольни Центральной;

1 – ортогнейсы, 2 – черные кварциты, 3 – мраморы, 4 – слюдяные сланцы, 5 – кливаж

веру от широты Кисловодска. Отголоском (латеральным шлейфом) его являются ритмичнослоистые метатUFFиты шиджатмазской свиты.

Интрузивы протерозойского возраста образуют небольшие пластообразные и линзовидные тела основного и кислого состава. К первым принадлежит часть амфиболитов зон Бийчесынской и Главного хребта. Интрузивы кислого состава представлены огнейсованными аплитовидными ортогнейсами. В зоне Главного хребта их тела известны по р. Кти-Теберде в верхней части разреза макерской серии; в Бийчесынской зоне – в чегемской серии по р. Баксан и в тубаллыкулакской свите в междуречье Кубань-Дуут. В последнем районе расположено наиболее крупное тело мощностью до 100 м и протяженностью до 6 км (Потапенко, 1982). Химический состав этих пород соответствует нормальному калиевому граниту. Тело гнейсов содержит ксенолиты черных кварцитов тубаллыкулакской свиты и смято в складки совместно с вмещающими толщами (рис. 52).

По данным А.Б. Котова (Семкин и др., 1997) гранитоиды не древнее 0,9 Ма – $T_{Nd} (DM) = 0,9$ Ма.

В Хасаутской зоне в долине Хасаута небольшие тела плагиогранит-порфиров прорывают вулканиты малкинской свиты, их галька содержится в вышележащих внутриформационных конгломератах той же свиты. Плагиогранит-порфиры имеют гранофировую структуру основной массы, которая считается характерной для кислых дериватов базальтовой магмы.

5.2. Палеозойский магматизм

Магматизм на Большом Кавказе проявился наиболее активно именно в палеозое. Магматические породы по составу и происхождению составляют две группы: 1) ультраосновного и основного состава, образовавшиеся из мантийного вещества, и 2) среднего и кислого состава, возникшие при процессах гранитизации внутри земной коры. Присутствуют обе формы проявления магматизма – эффузивная и интрузивная.

Эффузивный магматизм выражен как субаквальные типично геосинклинальными формациями, так и субэральными орогенными.

Эффузивный геосинклинальный магматизм, по Г.И. Баранову, И.И. Грекову, Е.В. Хаину, нашел выражение уже в нижнем палеозое в виде подводных излияний базальтов карабекской свиты, включаемой ими в **офиолитовый комплекс**. По мнению других исследователей (Потапенко, Михеев, 1989) эти же вулканиты могут иметь раннекаменноугольный возраст.

Самая мощная вспышка палеозойского вулканизма приходится на средний девон, когда на Северном Кавказе произошло заложение линейно вытянутого узкого трога (рифта) Передового хребта (рис. 30). В это время сформировался **кызылкольский комплекс** (кызылкольская, даутская, сосновская свиты), представленный лавами и туфами основного, среднего и кислого состава. Преобладают базальты массивные и миндалекаменные, афировые и порфировые, зачастую с шаровой от-

дельностью. Риолиты составляют 5-20% разреза, изредка – до 50% (месторождение в верховье р. Дуут). Андезиты и дациты присутствуют в подчиненном количестве. Максимальная мощность вулканитов 1500-2000 м. В поперечном сечении прогиба Передового хребта устанавливается несколько частных прогибов и поднятий (Тамбиев, 1986). В центральном наиболее глубоко прогибе базальты преобладают в разрезе и достигают максимальной мощности. К северу и югу от центрального сегмента вулканогенная формация уменьшается в мощности и в ней возрастает роль риолитов. Во времени (снизу вверх по разрезу) происходит смена рифтового (базальтового) вулканизма островодужным (риолитовым). Базальтоиды имеют двойственную геохимическую характеристику: 1) по трендам дифференциации и уровню содержания калия они близки океаническим толеитам, 2) по низкой титанистости могут быть отнесены к формациям внутридуговых рифтов, заложенным на коре субокеанического (или субконтинентального) типа.

В позднем палеозое, во время формирования на Северном Кавказе орогенной континентальной молассы, эффузивный вулканизм проявлялся неоднократно в виде наземных излияний и эксплозий. Вулканиты, присутствующие в отложениях среднего карбона – лавы и туфы риолитов и андезито-дацитов вместе с субвулканическими дайками и штоками того же состава, образуют **толстобугорский комплекс**. Принадлежность его к среднему карбону надежно обоснована палеоботаническими материалами, тогда как по данным С.Н. Бубнова с соавторами K-Ar датирование дает омоложенный возраст (185-265 Ma), а Rb-Sr датировки по изохроне определили 413 Ma, т.е. удревненный возраст. Эти же авторы разделяют вулканиты сероцветной молассы (толстобугорский комплекс) на два комплекса – загеданский и малолабинский.

Палеозойский вулканизм завершился в зоне Передового хребта образованием раннепермского **кинырчадского комплекса**, к которому отнесены андезиты и дациты, трахириодациты, трахириолиты и их туфы, а также дайки и штокообразные

тела андезитов, дацитов и риолитов. Химический состав пород отвечает известково-щелочной и щелочной сериям.

Интрузивный магматизм палеозойского возраста чрезвычайно разнообразен (рис. 54). По химическому составу выделяются ультраосновные, основные, средние и кислые породы. Внедрение их происходило в той же последовательности – от ультраосновных – к кислым.

Ультраосновные породы (ультрабазиты, или гипербазиты) образуют многочисленные небольшие массивы, залегающие в породах протерозоя и среднего палеозоя. В эпоху становления концепции тектонических плит (1970-е годы) значительную часть тел гипербазитов относили к докембрию, а другую – включали в досилурийский (?) офиолитовый комплекс Передового хребта. Однако оба эти варианта остаются недостаточно обоснованными. Более логично связывать формирование гипербазитов со среднепалеозойской эпохой рифтообразования в зоне Передового хребта, сопровождавшейся мощными излияниями базальтовой магмы.

Первыми исследователями ультрабазитов Карачаево-Черкесии были Н.И. Безбородько, Н.И. Игнатъев, А.Г. Кобилев, И.В. Попов, Д.И. Сердюченко. В послевоенные годы XX в. их изучали Н.Д. Соболев, А.А. Каденский, Г.Д. Афанасьев, В.В. Плоско, Е.А. Снежко.

До 1970-х годов господствовало представление о магматическом внедрении ультрабазитов по крутопадающим разломам. Согласно концепции мобилизма те же массивы рассматриваются как тектонические внедрения блоков океанической коры и как индикаторы пологих тектонических нарушений. Е.А. Снежко (1985 г.) обосновал выделение трех петрохимических типов ультрабазитов, которые являются гетерогенными и полихронными образованиями.

Первый тип – гарбургитовый, или **беденский**. В его составе резко преобладают серпентинизированные преимущественно хризотилловые гарцбургиты. Их массивы залегают в протерозойских толщах Передового хребта (Беденский, Маркопиджский, Уруштенский и др. массивы). По химическому со-

ставу гарцбургитовый тип соответствует истощенной мантии – рстититу, образовавшемуся после выплавления базальтовой составляющей (Снежно, 1985). Этот тип ультрабазитов, очевидно, наиболее древний, досреднедевонский, так как кластический материал ультраосновного состава содержится в девонской артыкчатской свите. По балке Мощевой на контакте гранитоидов Бескесского массива и серпентинитов содержится оторочка флогопита, К-Аг возраст которого определен в 450 Ма (Г.Д. Афанасьев, 1971 г.). Г.П. Багдасарян (1987 г.) получил для этого же флогопита К-Аг возраст 450 и 491,5 Ма, а Rb-Sr возраст – 336 и 341 Ма, на основании чего пришел к выводу о наличии в флогопите избыточного аргона.

Второй тип – перцолитовый, или **кяфарский**. К нему относится большинство массивов зоны Передового хребта (Кяфарский, Зеленчукский, Заканский, Загеданский), размещенных в палеозойских толщах. Характерны заметные изменения в минеральном и химическом составе – от дунитов через гарцбургиты к перцолитам. В значительном количестве (2-7%) присутствует Al_2O_3 . По составу эти породы отвечают неистощенной мантии.

Третий тип – оливинит-пироксенитовый, или **тырныауский**. Его аналоги в пределах республики известны в зоне Передового хребта между Малкой и Чемартколом. Это ряд линзовидных или дайкообразных тел мощностью от 10 до 80 м и протяженностью до 150 м. Представлены перидотитами, пироксенитами и габбро, образующими непрерывный ряд. Породы пересекают среднедевонские вулканы кызылкольской свиты и в свою очередь секутся гранит-порфирами верхнего палеозоя. Состав пород характерен для ультрабазитов пикрит-базальтовой магмы.

Основные породы представлены многочисленными телами, относимыми к различным комплексам. В зоне Главного хребта это габброиды и горнблендиты **алибекского комплекса**, образующие пластообразные тела в метаморфитах буульгенской серии. Зачастую породы подвержены наложенному катаклазу, превратившему их в очковые гнейсы (Доля и др., 1990 г.). Воз-

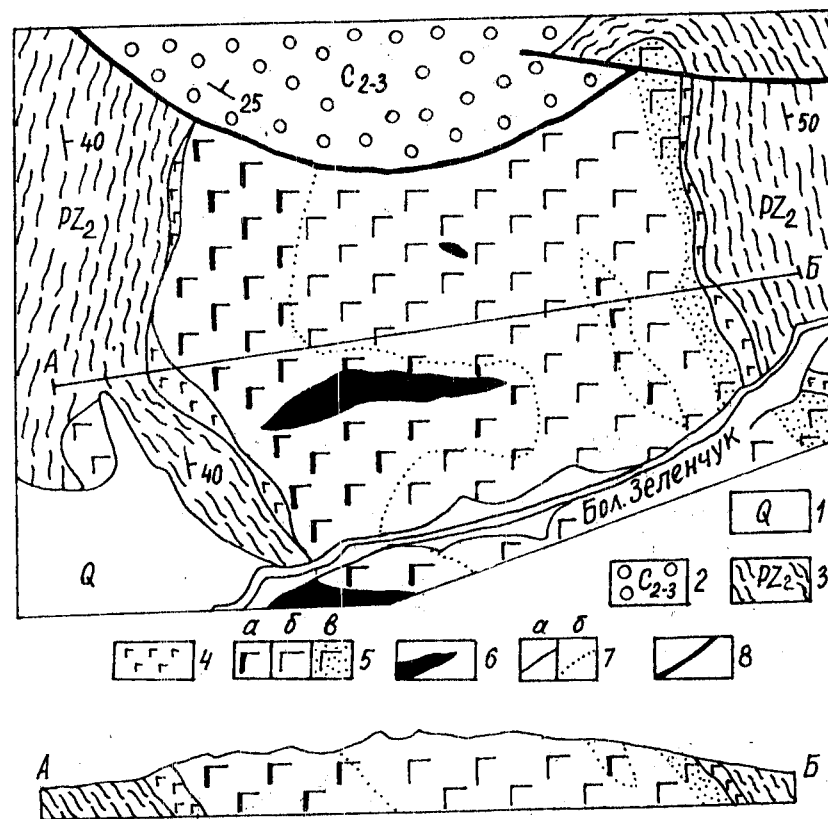


Рис. 53. Архызский массив габбро (по Ю.Н. Хильтову, 1959).

1 – четвертичный аллювий, 2 – песчаники и конгломераты среднего-верхнего карбона, 3 – метаморфические породы среднего палеозоя, 4 – мелкозернистые габбро, 5 – среднезернистые габбро, фации: а – меланократовые, б – мезократовые, в – лейкократовые; 6 – серпентиниты, 7 – контакты: а – интрузивные, б – фациальные; 8 – разломы

раст пород определяют от среднего до нижнего палеозоя. Возможно, одновозрастными с алибекским комплексом являются габбро **маркинского комплекса** (Доля и др., 1990 г.), образующие дайки и штокообразные тела в мигматитах.

В зоне Передового хребта известен многофазный **архызский комплекс**, включающий габбро, диориты, диабазы, спесартиты, гранодиориты и граниты. По объему наибольшую роль играют пластообразные массивы габбро (рис. 53), из которых детально изучен **Архызский массив** (Хильтов, 1959). Внедрение магмы происходило в следующей последовательности: мелкозернистое, затем – средне- и крупнозернистое габбро. Минеральный состав всех разновидностей одинаков – пироксен, амфибол и полевой шпат (плаггиоклаз). Характерны интенсивные вторичные изменения минералов. Плаггиоклаз, например, полностью замещен мелкозернистым соссюритом. Порция среднезернистого габбро испытала магматическую дифференциацию на месте внедрения: более тяжелые темноцветные минералы скопились в нижней части тела, а верхняя сложена светлыми (лейкократовыми) габбро с небольшим содержанием темноцветных минералов.

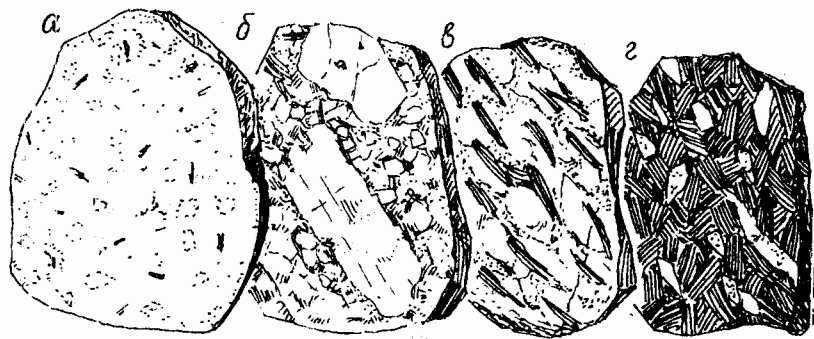


Рис. 54. Облик палеозойских интрузивных пород

а – граниты равномернозернистые (уллукамские), б – граниты порфировидные, в – диориты огнейсованные (рр. Аман-Кол и Дуут), г – габбро

Средние магматические породы представлены небольшими телами диоритов и сиенито-диоритов, локализованных вдоль южной границы зоны Передового хребта (**заканский** и **яттыргвартинский комплексы**), а также в Бийчесынской зоне по долине Кубани, в приустьевых частях Дуута, Аман-Кола и Джалан-Кола (**аманкольский комплекс**). Породы среднезернистые, состоящие из амфибола, розового полевого шпата и серого кварца. В аманкольском комплексе отчетливо выражена гнейсовидная текстура (рис. 54), особенно в эндоконтактах, тогда как в центральных частях тел сохраняется массивное сложение. Это доказывает образование гнейсовидных текстур в результате течения вязкой магмы (т.н. «краевые гнейсы»). Время внедрения пород – конец среднего палеозоя.

Особое геологическое положение занимает **чиликский комплекс**, представленный огнейсованными диоритами и гранодиоритами. Комплекс образует пластообразное тело, прорывающее метаморфические толщи речепстинской серии. Породы комплекса относятся к известково-щелочной серии с незначительным преобладанием натрия над калием. Их верхняя возрастная граница определяется налеганием отложений среднего карбона, нижняя – наличием ксенолитов метаморфических пород речепстинской серии. К-Аг возраст комплекса составляет 330-367 Ма.

Кислые породы, включающие гранодиориты и граниты (рис. 54), в Карачаево-Черкесии наиболее распространены. Среди них выделяются две группы: в первую группу объединены «геосинклинальные» гранитоиды I-типа, имеющие мантийное происхождение и испытавшие герцинский региональный метаморфизм. Граниты второй группы близки по петрохимическим характеристикам к S-типу, их родоначальная магма считается палингенной, т.е. образовавшейся внутри земной коры в результате расплавления (анатексиса) метаморфических толщ в орогенную стадию герцинского цикла. В зависимости от расстояния, пройденного магмой от места ее зарождения, различают граниты автохтонные (неперемещенные), параавтохтонные (мало перемещенные) и аллохтонные (перемещенные).

Палеозойские гранитоиды развиты преимущественно протерозойских метаморфических толщах которые слагают зоны, испытавшие наибольшие поднятия в герцинский и альпийский этапы развития.

В зоне Передового хребта гранитоиды имеют незначительное распространение, будучи приурочены к выходам додевонского метаморфического основания (Блыбское, Балканское и Бескесское поднятия). Эти гранитоиды, известные в литературе под разными названиями (блыбские, бескесские, балканские и др.), объединены в **уруштенский комплекс** (Усик, Лебедько, 1992). Комплекс включает граниты, плагиограниты и плагиоаляскиты, которые имеют следующие особенности: 1) гнейсовые текстуры, возникшие при метаморфизме совместно с вмещающими породами; 2) принадлежность к ряду плагиогранит-тоналитов с низкими содержаниями калиевых полевых шпатов; 3) обилие в ряде массивов ксенолитов вмещающих пород и проявление контаминации; 4) наличие характерных акцессориев – сфена и апатита. Низкое соотношение изотопов стронция (0,7035-0,7044) указывает на мантийный источник магмы (Gurbanov et al., 1992). Низкая калиевоcть (0,23-0,25) и железистость (0,46-0,48) позволяют относить комплекс к I-типу. Верхний предел возраста пород уруштенского комплекса определяется налеганием отложений среднего карбона. Нижний возрастной предел точно не установлен: K-Ar датировки 370 Ма указывают на возраст метаморфизма, а Sm-Nd изохронные датировки вероятно фиксируют время кристаллизации этих пород 400 Ма назад (Сомин и др., 2002г.).

В Бийчесынской зоне развиты граниты малкинского и кубанского комплексов.

Малкинский комплекс представлен красными (или серыми) гранитами, внедрившимися в протерозойские породы зеленосланцевой степени метаморфизма, что свидетельствует о значительном удалении от магматического очага. Выходы их известны в Бийчесынской и Кисловодской зонах палеозойского фундамента по рекам Малка, Эшакон и правым притокам Кубани – Индыш, Джалан-Кол. Наиболее крупный Малкинский

массив сложен биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. Контактное воздействие на вмещающие породы выражено в образовании биотитовых и пироксеновых роговиков. Жильная фация состоит из аплитов и пегматитов. Породы комплекса относятся к известково-щелочной серии и S-типу. Галька их встречена в конгломератах верхнего карбона, K-Ar датировки дают широкий разброс цифр при преобладании позднепалеозойских значений.

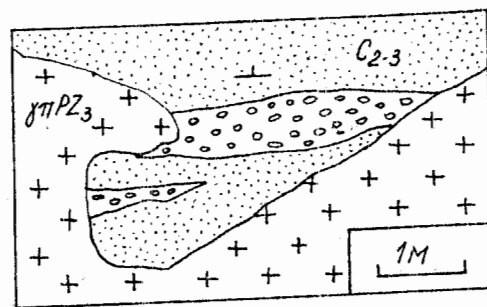


Рис. 55. Внедрение гранит-порфиров кубанского комплекса в осадочную толщу среднего-верхнего карбона. Левый берег р. Кубани к северу от пос. Эльбрусского

Кубанский комплекс представлен серией гипабиссальных даек красных гранит-порфиров и кварцевых порфиров, пространственно обособленных от гранитных массивов малкинского комплекса. Максимальное количество даек сосредоточено в долинах Худеса, Кубани и Дуута, где они зачастую вмещают жилы с полиметаллическим оруднением (рис. 61). Несколько тел подобных гранит-порфиров прорывают девонскую вулканогенную толщу Передового хребта в верховьях р. Тоханы; в долине р. Кубани известно тело гранит-порфиров, прорывающих отложения среднего карбона (рис. 55). Породы имеют порфировую структуру, вкрапленники представлены кварцем и калишпатом. От центра даек к контактам размер зерен минералов уменьшается, что свидетельствует о внедрении магмы в «холодные» вмещающие породы.

В зоне Главного хребта гранитоиды распространены чрезвычайно широко и принадлежат двум комплексам – белореченскому и улукамскому.

Белореченский (по Г.М. Ефремову), или **лабинский** (по Г.А. Михееву) комплекс считается более ранним, среднепалеозойским. Белореченские гранитоиды средне- или крупнозернистые (рис. 54), зачастую отчетливо огнейсованные. В них преобладает натровый полевой шпат – плагиоклаз, а калиевый (микроклин) или отсутствует, или содержится в незначительном количестве. Характерны вторичные изменения магматических минералов – по плагиоклазу развиваются соссюрит и серцит, по биотиту – хлорит. По величине коэффициентов калиевости (0,26-0,38) и железистости (0,50-0,57) эти граниты приближаются к I-типу. Возраст комплекса по геологическим данным послетурнейский и довестфальский: его породы принадлежат лабинскую серию и перекрываются средним карбоном.

Улукамский комплекс развит почти исключительно в северной (Эльбрусской) подзоне Главного хребта. Главная масса гранитных тел, имеющих пластообразную форму, размещена на границе инфра- и супраструктуры. Граниты мелко- и среднезернистые свежего облика. Состоят из плагиоклаза, микроклина (до 30-40%), кварца, биотита и мусковита. Акцессорные – циркон, апатит, рутил, монацит и ксенотим. Соотношения гранитов с кристаллическими сланцами и мигматитами свидетельствуют об их аллохтонной природе и внедрении в метаморфизованный субстрат. Rb-Sr (изохронное) датирование дало значения 300, 290 и 283 Ma; K-Ar даты располагаются в интервале 320-290 Ma (Гурбанов, Аретц, 1996). U-Pb возраст цирконов равен 305 ± 5 Ma (Бакурадзе и др., 1990 г.). Наиболее вероятное время внедрения – 320-290 Ma. По совокупности геологических и петрохимических данных граниты улукамского комплекса – типичные позднеорогенные образования известково-щелочной серии и S-типа.

Охарактеризованные палеозойские гранитоиды обнаруживают, по М.Л. Сомину, закономерную связь с вмещающими их тектоническими зонами. В энсиматических зонах (Передо-

вой хребет, Перевальная зона Главного хребта) локализованы гранитоиды Na-ряда, I-типа, преимущественно синкинематические. В энсиалических зонах (Эльбрусская подзона Главного хребта и Бийчесынская) преобладают калиевые посткинематические гранитоиды S-типа. Первые образовались за счет мантийного источника при субдукции, а вторые – при коллизии энсиалических блоков.

Средне-верхнекарбоновые и нижнепермские эффузивы соответствуют субсеквентной (позднеорогенной) стадии магматизма, по Г. Штилле.

5.3. Мезозойский магматизм

В мезозое Большой Кавказ был ареной проявления преимущественно эффузивного магматизма. Особенно мощные извержения происходили в байосе в южной части юрского геосинклинального прогиба. Рассматриваемая территория принадлежала, за исключением зоны Главного хребта, к эпигерцинской плите. Здесь вулканизм проявился в ограниченных масштабах в субэкральных условиях и сопровождался внедрением многочисленных малых интрузий. По петрохимическим особенностям эти образования в целом близки зрелым палеоостровным дугам (Богатиков, Цветков, 1988). В ранне- и среднеюрскую эпохи между Северо-Кавказской и Закавказской плитами располагался узкий Бзыбско-Казбекский трог, в котором проявился базальтовый магматизм. Северным ограничением трога служила Авадхарско-Ларская структурная линия, за которой на южной окраине Северо-Кавказской (Скифской плиты) в полосе шириной до 80 км проявился магматизм островодужного типа. В пределах островодужной системы различают осевую и тыловую зоны. В первую из них входят Авадхарская и Дигоро-Осетинская вулканическая области, во вторую – Карачаевская и Балкарская.

В пределах Карачаево-Черкесии к осевой зоне принадлежат вулканы Домбайской депрессии (домбайский комплекс), к тыловой – маринский и джалпакский комплексы Лабино-

Малкинской зоны (Северо-Юрской депрессии). С юга на север, а во времени от ранних к более поздним магматическим породам возрастает их щелочность.

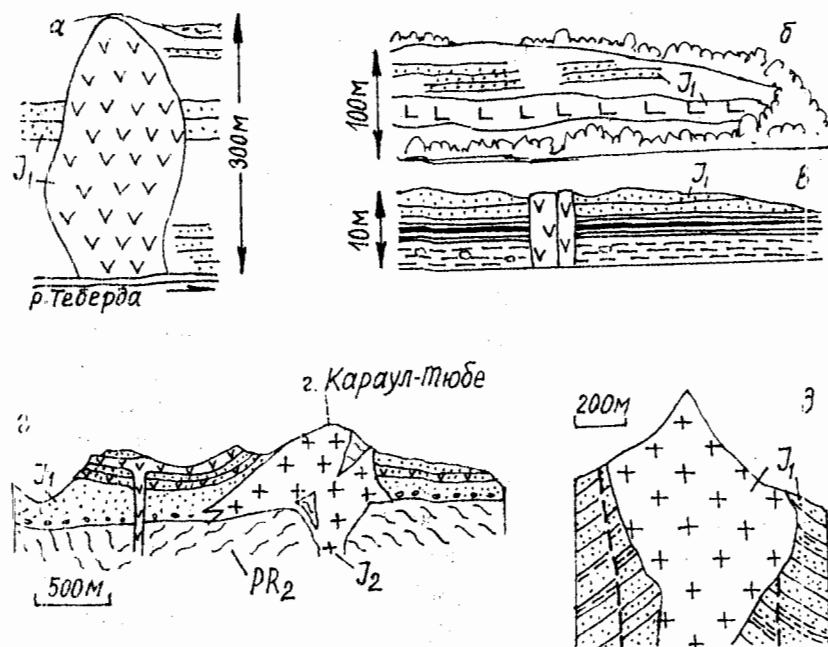


Рис. 56. Интрузивные тела маринского (а, б, в, д) и джалпакского (е) комплексов юрского возраста.

а - шток трахиандезитов "Великан" близ а. Бирлик, б - силл долеритов на восточном склоне Комсомольской горки, в - дайка андезитов на правом берегу р. Кубани севернее а. Каменноостровский, д - лакколит трахириолитов (грано-сиенит-порфиров) в ур. Джалпак (г. Караул-Тюбе), е - Арнаутский массив гранодиорит-порфиров на водоразделе Кубань - Мара

Домбайский комплекс (А.Г. Долгих, 1970 г., А.Н. Доля, 1990 г.) объединяет вулканы лашипсинской свиты и субвулканические тела андезитового и дацитового составов, развитые в верховьях р. Теберды в пределах Домбайской юрской депрессии и ее кристаллического обрамления (рис. 7). Вулканы

представлены туфами, туфобрекчиями и лавами андезитов, трахиандезитов и дацитов. Интрузии имеют аналогичный состав. Породы относятся к известково-щелочной серии и условно считаются плинсбахскими.

Маринский комплекс (Г.А. Михеев, А.Г. Долгих, 1967 г.) объединяет интрузивные и эффузивные образования, широко проявившиеся в плинсбахский век в Лабино-Малкинской зоне (рис. 56). В составе комплекса выделяется три ассоциации пород (Кондаков, 1974). Самая ранняя из них представлена многочисленными силами базальтового (долеритового) состава в окрестностях города Карачаевска. Вторую ассоциацию составляют преимущественно вулканические породы андезитового состава (лавы, лавобрекчии, туфы, туффиты), выделяемые в качестве шоанской свиты. После завершения вулканических извержений произошло внедрение трахиандезитов (рис. 56), образующих несколько штокообразных тел в долине р. Теберды (горы Джингирик, Великан и др.). Третья группа пород - диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Диорит-порфиры слагают лакколит гор Кеклекая-Кеклебаши в долине р. Мары, гранодиорит-порфиры - Арнаутский массив, гранит-порфиры представлены небольшими штокообразными телами. Породы комплекса являются натриевыми и относятся к известково-щелочной серии. Эффузивные фации комплекса перекрываются тоарскими, а интрузивные гранитоиды - ааленскими отложениями.

Джалпакский комплекс (Ю.Я. Потапенко, 1962, 1970 гг.) включает четыре интрузивных тела в урочище Джалпак, на водоразделе Дуут-Кол-Тебе. Это штоки и лакколиты трахириолитовых порфиров (рис. 56). Характерны вкрапленники нерешетчатого калишпата. Содержание SiO_2 варьирует от 71,7 до 74,5%, K_2O - от 4,4 до 5,1%. Породы прорывают хумаринскую свиту; по аналогии с хуламским комплексом р. Черка Безенгийского возраст их принимается ааленским или байосским.

5.4. Кайнозойский магматизм

Магматизм этого возраста в Карачаево-Черкесии представлен вулканом Эльбрус, вулканический конус которого покоится на гранитах и кристаллических сланцах около северной границы зоны Главного хребта (рис. 57). Эльбрус пользуется широкой известностью на Кавказе и за его пределами. Первым его вулканическое происхождение установил Герман Абиx (1852 г). Исследованием Эльбруса занимались В.В. Дубянский, А.П. Герасимов, С.П. Соловьев, К.Н. Паффенгольц, Н.В. Короновский, Ю.П. Масуренков, А.Г. Гурбанов и др. Они установили, что вулканические породы образуют два комплекса. Нижний комплекс включает риолиты, риодациты и дациты, залегающие с небольшим наклоном к центру вулкана. Верхний комплекс представлен андезито-дацитами и дацитами, слогающими обе вершины вулкана и имеющими наклон от центра к периферии



Рис. 57. Схема строения вулкана Эльбрус в меридиональном сечении (по Е.Е. Милановскому и Н.В. Короновскому, 1960, с добавлениями)

Согласно современным данным первые извержения Эльбруса произошли 0,8 млн. лет назад. Они представлены спекшими туфами – игнимбритами риолитового и риодацитового состава (до 350 м). Затем через интервал почти 700 тыс. лет по-

следовала серия извержений лав, туфов и пемзы. Западная вершина Эльбруса венчает более старый и крупный вулканический конус высотой около 2500 м. Восточная вершина – молодой вулкан высотой всего 600 м. Последние извержения происходили неоднократно в голоцене (в течение 7-2 тыс. лет до н.э.) и в первом-втором веках н.э. Лавы эльбрусского типа можно наблюдать в верховьях р. Тохана (плато Бийчесын), по р. Чучхур, близ устья р. Худес, на перевале Бурун-Таш (рис. 58). В верховьях р. Малки известен лавовый поток длиной до 15 км. Если основной вулканический конус залегает на гранитном основании зоны Главного хребта, то перечисленные лавовые потоки перекрывают самые различные по возрасту породы (протерозой, девон, юра) и вложены в древние речные долины. Глубина вреза рек в лавовые потоки от 10-20 до 100 м.



Рис. 58. Остатки лавового потока на перевале Бурун-Таш к северу от Эльбруса. Фотография К.Н. Паффенгольца, 1957 г.

Основные особенности эволюции магматизма

Формы проявления и состав магматических пород, как известно, отражают процессы, происходящие в земной коре и верхней мантии, которые в свою очередь являются функцией

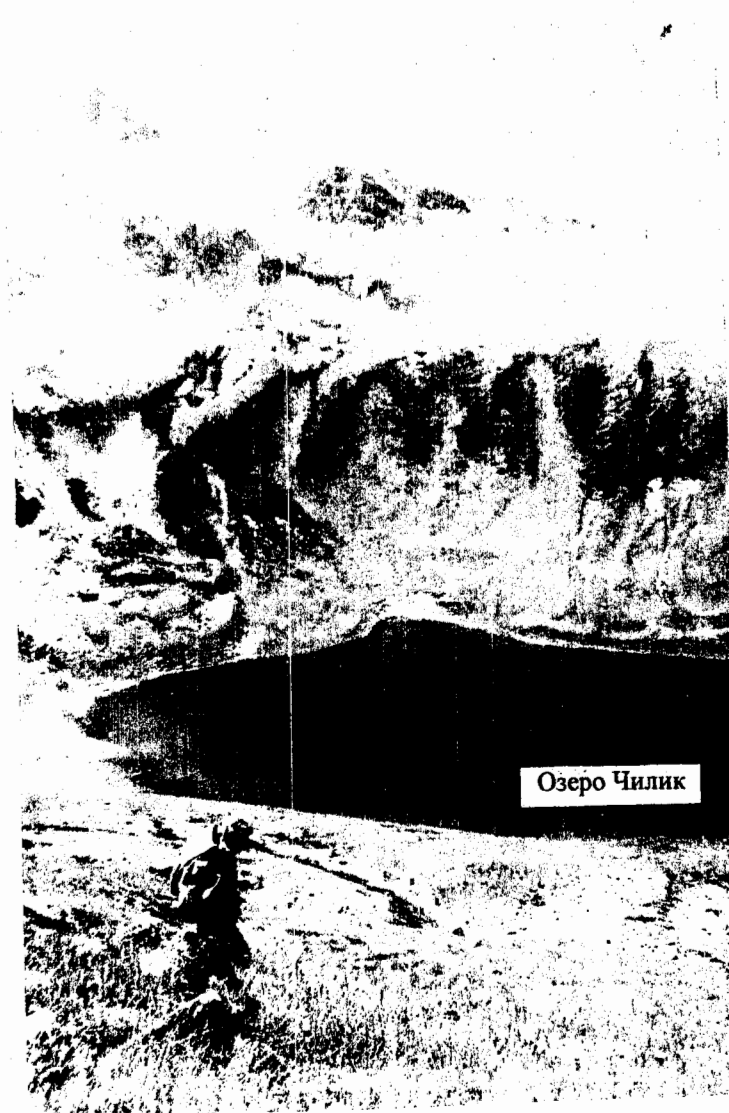
геодинамического режима. Все разнообразие интрузивных и эффузивных пород петрологи выводят из двух типов магм — первичной мантийной (базальтовой) и вторичной внутрикоровой (гранитной).

В байкальском тектоническом цикле на Северном Кавказе располагался широкий морской прогиб с преобладающим терригенным осадконакоплением. Магматизм был выражен в ослабленной форме преимущественно в эффузивных фациях. Интрузивные породы представлены мелкими гипабиссальными телами гранитоидного состава.

Каледонский цикл пока не нашел надежного обоснования. К нему часть исследователей относит офиолиты Передового хребта условно досилурийского возраста, а в зоне Главного хребта, согласно радиологическим данным, ортоамфиболиты, образовавшиеся по лавам основного состава, и некоторые огнейсованные гранитоиды.

В герцинский (варисцийский) цикл отчетливо обособлен геосинклинальный и орогенный магматизм. К геосинклинальной стадии принадлежат мощные подводные извержения раннегеосинклинальной колчеданоносной базальт-риолитовой формации и внедрения позднегеосинклинальных ультрабазитов, габбро, сиенито-диоритов и плагиогранитов. Орогенная стадия выражена крупными телами гранитов S-типа и субсеквентным наземным вулканизмом.

В альпийский цикл разогрев мантии был недостаточен для возникновения офиолитовых ассоциаций. В раннеальпийскую стадию проявления магматизма обнаруживают латеральную зональность. С юга на север состав магматических пород изменяется от толеитового в осевой части прогиба к известково-щелочному и щелочному на южной окраине Скифской плиты. В орогенную стадию альпийского цикла центры эндогенной активности (Эльбрус, Казбек) носили очаговый характер и были связаны с поперечными (антикавказскими) тектоническими структурами.



Озеро Чилик

6. Гидрогеология

В гидрогеологическом отношении горноскладчатое сооружение Большого Кавказа представляет собой Большекавказскую гидрогеологическую область, которая окружена артезианскими бассейнами: с северо-востока — Азово-Кубанским и Терско-Кумским, а с юго-запада — Черноморским (Рионским) и Куринским. Большой Кавказ является областью питания водоносных горизонтов и комплексов прилегающих частей артезианских бассейнов.

Территория Карачаево-Черкесии целиком входит в состав Большекавказской гидрогеологической области. Особенности ее гидрогеологии определяются геологическим строением (рис. 3), климатическими условиями, составом, залеганием и проницаемостью горных пород.

В пределах республики выделяют три гидрогеологические зоны: высокогорную, среднегорную и низкогорную (рис. 59). Зоны разделяются на провинции: высокогорная включает гидрогеологические провинции Главного и Передового хребта, среднегорная — провинции Промежуточную и Переходную.

Каждая провинция характеризуется своим мезоклиматом и набором ландшафтов, горными породами определенного состава, что отражается на химическом и газовом составе подземных вод.

Высокогорная гидрогеологическая зона охватывает площади Главного и Передового хребтов. Наличие здесь нивального и субнивального высотных поясов с холодным и влажным климатом, обилие скальных выходов плотных кристаллических пород создают благоприятные условия для поверхностного стока.

Провинция Главного хребта дает начало большинству крупных рек республики. Коренные породы (граниты и кристаллические сланцы) характеризуются низкой обводненностью, дебит источников не превышает $4 \text{ м}^3/\text{ч}$. Состав подземных вод пресный или ультрапресный, что определяется трещинным их характером и небольшим расстоянием миграции. Лишь некоторые источники, приуроченные к тектоническим нарушениям, имеют минерализацию до 2 г/л . Преобладают гидрокарбо-

натные кальциево-натриевые воды с температурой $5,8-10,0^\circ\text{C}$. Минерализованные воды относятся к типичным углекисложелезистым нарзанам (источники Уллу-Кама, Махара и Дуута).

Гидрохимическая провинция Передового хребта заметно отличается от провинции Главного хребта литологическим разнообразием. Здесь формируется подземный сток нескольких водоносных комплексов — докембрийского (в области поднятий Блыбского и Больших Балкан по рекам Большая и Малая Лаба), девонского, средне-верхнекаменноугольного, нижнепермского. Подземные воды, приуроченные к рыхлым отложениям и коре выветривания коренных пород — пресные. Подземные воды тектонических нарушений минерализованные (до 2 г/л), по составу гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые и натриево-кальциевые.

Условия циркуляции воды разнообразные — трещинные, трещинно-жильные, трещинно-пластовые и карстовые. Последние обуславливают наибольшую водоносность. Обводненность остальных коренных пород небольшая, дебит источников до $4-5 \text{ м}^3/\text{ч}$. Аллювиальные и моренно-делювиальные отложения, vyplняющие понижения рельефа, более водообильны, дебиты приуроченных к ним источников достигают $10-20 \text{ м}^3/\text{ч}$.

Приведем краткую характеристику отдельных водоносных комплексов (горизонтов) Передового хребта.

Водоносный горизонт вулканогенных (даутской, кызыл-кольской) свит девона. Образования этих свит протягиваются субширотной полосой через всю территорию республики. В их состав входят базальты, андезибазальты, дациты, риолиты, туфы различного состава и горизонты кремнистых сланцев. Подземные воды приурочены к трещинам, имеют неглубокую циркуляцию, неустойчивый режим и небольшие расходы. В питании водоносного горизонта участвуют метеорные воды и отчасти воды четвертичных отложений. Дебиты естественных источников не превышают $0,1-0,5 \text{ л/сек}$. Химический состав вод разнообразен. Встречены гидрокарбонатно-кальциево-магниевые (минерализация около $0,1 \text{ г/л}$), гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевые ($0,3-0,4 \text{ г/л}$), гидрокарбонатно-сульфатно-

кальциево-натриевые (0,4-0,5 г/л). Воды, приуроченные к разрывным нарушениям, обладают большей минерализацией и большим содержанием иона натрия. Если тектонические нарушения пересекают зоны пиритизации или тела медноколчеданных руд, подземные воды приобретают сульфатно-железисто-кальциевый состав. В ходе реакций окисления образуется серная кислота, которая переводит малорастворимые сульфиды в растворимые сульфаты. При этом концентрация тяжелых металлов достигает высоких значений. Так, в штольне №7 Худеского месторождения содержание меди в воде достигало 250 мг/л.

Водоносный горизонт мраморизованных известняков среднего-верхнего девона, образующий неширокую полосу выходов, — отличается водообильностью. Дебит источника на левом склоне долины р. Дуут — до 200 м³/ч. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,1-0,3 г/л. На отдельных участках развит карст, например, в верховьях руч. Рожкао на левом склоне долины р. Большой Лабы известна крупная пещера «Южный слон».

Водоносный горизонт терригенных отложений среднего и верхнего карбона. Эти образования обычно залегают на подстилающих породах (протерозой, средний палеозой) с размытым и угловым несогласием. По площади развития средний-верхний карбон значительно уступает протерозою и девону. Породы трещиноваты и умеренно водоносны. Естественные источники, как правило, нисходящие. Воды по химическому составу преимущественно гидрокарбонатные с минерализацией 0,1-0,7 г/л.

Водоносный горизонт терригенных красноцветных отложений нижней перми. Водоносность этих континентальных отложений обусловлена пористостью и трещиноватостью. Пористость песчаников не превышает 2-5%, трещины сравнительно редки, поэтому нижнепермские толщи относятся к слабо водоносным. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков. Воды неглубокой циркуляции пре-

имущественно гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава, нередко с повышенным содержанием иона натрия.

Среднегорная гидрогеологическая зона в рельефе соответствует Северо-Юрской депрессии и Скалистому хребту. Для нее характерно двухярусное строение. Нижне-среднеюрские и верхнеюрские отложения с угловым несогласием залегают на складчатом фундаменте, в состав которого входят толщи докембрия, девона, карбона и перми. Породы фундамента обнажены в нижних частях глубокооврезанных долин. Гидрогеологическая их характеристика близка приведенной выше при описании высокогорной зоны. Отличие заключается в меньшей водоносности, что связано с расположением выходов на более низких высотах и в целом с меньшим количеством осадков.

Водоносный комплекс терригенных образований нижней-средней юры сложен чередованием песчаников и аргиллитов. Последние водоупорны и слабо водоносны лишь в области развития современной коры выветривания. Роль аргиллитов в качестве водоупора хорошо видна на плато Бийчесын. Здесь толща тоарских аргиллитов слагает склоны бесчисленных балок, разрезающих поверхность плато. Плоские водоразделы его сложены водопроницаемой существенно песчанниковой толщей верхнего тоара-аалена. Вдоль верхней границы аргиллитов выходит множество нисходящих родников. Дебиты их не превышают десятых долей литра в секунду. Нижележащие песчаники хумаринской угленосной свиты также достаточно водообильны. Их водоносность обусловлена трещиноватостью и пористостью, последняя изменяется от 9,2 до 21,3%. Коэффициенты фильтрации песчаников и алевролитов, по данным опытных откачек скважин, пройденных на Хумаринском угольном месторождении, составляет 0,0017-0,036 м/сутки. К тектоническим нарушениям глубокого заложения приурочены углекислые минеральные воды (источники рек Ингушли, Мары). В напорной зоне такие же воды, вскрытые в бассейне р. Мары, характеризуются повышенной гелиеносностью — содержание гелия в тысячу раз превышает фоновое.

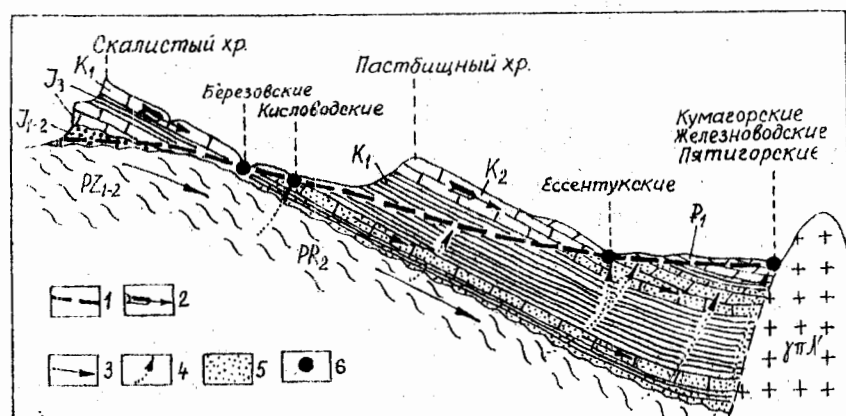


Рис. 59. Схема формирования минеральных вод района КМВ (по С.А. Шагоянцу, 1959).

1 — пьезометрический уровень углекислых вод, обусловленный естественным дренажем, 2 — направление движения слабо минерализованных вод областей питания, 3 — направление движения минерализованных вод, 4 — восходящие струи углекислых вод в зонах разломов, 5 — языки вод с повышенной минерализацией, 6 — минеральные источники

Верхнеюрский водоносный комплекс имеет пестрый литологический состав. Глинистые пачки слабо обводнены. Напротив, известняки оксфорда, кимериджа и верхней части титонского яруса представляют мощный водоносный комплекс широкого площадного распространения. Водоносности комплекса способствуют особенности питания: он слагает северный склон Скалистого хребта, где часто происходит выпадение атмосферных осадков из влажных атмосферных фронтов. Подземные воды верхней части комплекса пресные. Погружаясь по падению

пластов, они изменяют свою минерализацию, состав и температуру. На глубине воды приобретают углекислый хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевый состав и минерализацию (Шагоянц, 1959).

В водоносном комплексе нижнемеловых отложений обводнены песчаники, гравелиты, известняки, в меньшей степени аргиллиты. Грунтовые воды залегают на глубинах до 18-50 м и выходят в источниках с дебитом 0,01-5 л/с.

Верхнемеловой водоносный комплекс сложен преимущественно известняками с прослоями мергелей.

Водоносный комплекс плиоцен-голоценовых лав имеет ограниченное распространение вдоль восточной границы республики. Он представлен вулканическим конусом Эльбруса и отдельными лавовыми потоками в долинах рек Худеса, Малки и Уллу-Хурзука. Воды по характеру циркуляции типично трещинные. Трещины в лавах андезитового и дацитового состава имеют различное происхождение — трещины отдельности, выветривания и редко — тектонические. Распирению трещин способствуют значительные колебания суточных температур. Питание происходит за счет атмосферных осадков и таяния ледников, вследствие чего комплекс относится к числу водообильных. Дренируется он эрозийной сетью. Естественные источники приурочены к контакту лав с подстилающими протерозойскими кристаллическими сланцами. Дебиты их достигают 17-20 л/сек. Так, например, источник, вытекающий из трещин отдельности лав в верховьях р. Бийтик-Тебе, имеет дебит 17,5 л/сек. Динамические ресурсы водоносного комплекса, включая его кабардино-балкарскую часть, оценивается в 400-450 л/сек. По химическому составу воды гидрокарбонатно-натриево-магниевого и кальциево-натриевого с общей минерализацией 0,1 г/л.

Водоносный горизонт коллювиальных и пролювиальных образований имеет ограниченное площадное распространение. Коллювий чаще всего представлен шлейфами осыпей крупнообломочного материала, которые легко поглощают атмосферные осадки и воды поверхностного стока. Многочисленные ко-

нусы выноса временных водотоков (пролювий) сложены щебнем, галькой с примесью валунов. И пролювий, и коллювий являются водообильными. Дебиты вытекающих из них родников варьируют от 0,1 до 10 и более л/сек. Так, в 70 м выше устья р. Кичкине-Кола к контакту коллювия и палеозойских гранитов приурочен родник с дебитом 58 л/сек.

Водоносный горизонт ледниковых и флювиогляциальных отложений распространен у подножия Эльбруса и в верховьях многих висячих троговых долин. Рассматриваемые образования сложены обломками кристаллических сланцев, гранитов, лав, с примесью щебня, песка и включениями крупных валунов. Воды по характеру циркуляции поровые, обычно со свободной поверхностью, но при наличии водоупоров могут обладать напором (р. Бийтик-Тебе). Дебит источников от долей до 10 л/сек. Суммарный дебит пяти грифонов в долине р. Кичкине-Кола 23 л/сек, а дебит источника в верховьях р. Тоханы весной достигает 200 л/сек, уменьшаясь до 25 л/сек в зимний период.

Водоносный комплекс аллювиальных отложений распространен в долинах всех крупных рек, имеющих террасы, и во всех гидрогеологических зонах. Террасы сложены преимущественно галечниками и валунами. По характеру циркуляции воды поровые, глубина их залегания — от 0,5 до 15 м. Аллювиальные отложения водообильны. Дебиты родников, вытекающих на склонах и у подножия террас, составляют 0,5-5 л/сек. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые.



Разработка уллукамских гранитов (карьер Ак)

7. Полезные ископаемые

Полезные ископаемые – природные минеральные вещества неорганического и органического происхождения, которые при данном состоянии техники могут быть использованы в природном хозяйстве. Месторождение полезного ископаемого – это скопление в недрах Земли или на ее поверхности полезных компонентов, добыча которых экономически оправдана. По физическому состоянию вещества полезные ископаемые делятся на твердые, жидкие и газообразные; по характеру использования в народном хозяйстве они разделяются на группы: 1) металлургические – руды черных, цветных, легких, редких металлов; 2) неметаллические – строительные материалы, сырье для цементной, химической, металлургической и др. промышленности; 3) горючие – уголь, торф, нефть, горючий газ.

В Карачаево-Черкесии известны полезные ископаемые всех перечисленных групп за исключением нефти и газа. В недрах республики заключены значительные запасы рудных и нерудных полезных ископаемых, углей, подземных вод.

Особенности размещения полезных ископаемых

Пространственное расположение месторождений и проявлений полезных ископаемых обнаруживает определенные закономерности, обусловленные их возрастом, происхождением и положением в геологических структурах. На территории республики известны палеозойские, мезозойские и кайнозойские месторождения, относящиеся к магматогенной, метаморфогенной и седиментогенной группам.

Магматогенные полезные ископаемые включают: собственно магматические (проявления хрома), пневматолитовые (пегматиты с редкими металлами), гидротермальные (месторождения и проявления вольфрама, молибдена, меди, полиметаллов, золоты, мышьяка, барита); гидротермально-осадочные (часть медноколчеданных руд). Седиментогенными являются: собственно осадочные – большинство месторождений нерудного сырья (известняки, доломиты, ангидриты и гипсы, галечник, песок, глина), каменный уголь, бурый железняк, проявления рассыпного золота и образования коры выветривания (проявле-

ния бокситов). Метаморфогенные полезные ископаемые распространены менее всего, это мраморизованные известняки девона и проявления граната и андалузита в кристаллических сланцах протерозоя.

Пространственное распределение большинства рудных полезных ископаемых не случайно, а связано с определенными горными породами, так называемыми *рудоносными, рудогенерирующими и рудолокализирующими формациями*. Например, все медноколчеданные месторождения Приэльбрусья локализованы в среднедевонской вулканогенной толще (кызылкольская и даутская свиты), поскольку их образование генетически связано с подводными излияниями лав базальтоидной формации. Позднепалеозойская магма гранитового состава была обогащена редкими и цветными металлами, поэтому в некоторых случаях близ гранитных массивов возникли промышленные скопления вольфрама (р. Кти-Теберда), проявления молибдена (р. Индыш), а в постмагматическую стадию – свинца и цинка (бывший Эльбрусский рудник в долине р. Кубани).

В киммерийскую эпоху (нижняя и средняя юра) большая часть территории Карачаево-Черкесии находилась в пределах южной окраины Скифской плиты, которая была покрыта мелким морем. Магматизм проявился в виде излияний лав среднего состава и близповерхностных интрузий долеритов, диорит-порфиров и гранит-порфиров. С последними связаны незначительные проявления золота. В плинсбахский век в прибрежных озерах и болотах накопились растительные остатки, из которых образовались прослойки каменного угля. В конце батского-начале келловейского веков на широте Учкеекена отложились огнеупорные глины.

В альпийскую эпоху с поздней юры до конца мелового периода преобладали морские условия осадконакопления. В мелком эпиконтинентальном море накопились карбонатные (известняки, доломиты), сульфатные (гипс, ангидрит) и терригенные толщи, представляющие ныне сырье для химической и цементной промышленности.

Металлические полезные ископаемые

Медь. На республику приходится 46% запасов и 100% добычи меди в Южном Федеральном округе (ЮФО). Все месторождения пространственно и генетически связаны с девонской базальтоидной формацией. В пределах ее выходов выявлены Большелабинское, Урупское рудные поля, Кубано-Дуутский и Худесский рудные районы.

В пределах Урупского рудного поля известно три промышленных медноколчеданных месторождения: Урупское, Скалистое и Власинчихинское. Последнее отработано карьерным способом. Наиболее крупное Урупское месторождение (рис. 60) разрабатывает Урупский горно-обогатительный комбинат. Залежь сплошных колчеданных руд залегает на контакте кызылкольской и картджуртской свит согласно с вмещающими породами. Рудное тело состоит из нескольких колчеданных линз и пластов. По составу различают серно-, медно- и медно-цинково-колчеданные руды, по структурным признакам — сплошные, полосчатые (слоистые), прожилково-вкрапленные, а также рудные микрокварциты.

Власинчихинское и Первомайское месторождения по геологическому положению и строению близки Урупскому. Скалистое месторождение представлено линзой прожилково-вкрапленных руд, расположенной в нижней части кызылкольской свиты.

Большелабинское рудное поле находится в междуречье Большой и Малой Лабы. Месторождения локализованы внутри кызылкольской свиты на двух уровнях — нижнем (Быковское) и верхнем (Бескесское). Руды Быковского месторождения относятся к типу сплошных; по минеральному составу различаются серно-, медно-, медно-цинково- и цинково-колчеданные.

Кубано-Дуутский район охватывает южную подзону Передового хребта, где развиты протяженные зоны пиритизации и известно непромышленное Дуутское месторождение. Его рудные тела представлены небольшими линзами прожилково-вкрапленных метасоматитов с сульфидами меди и цинка.

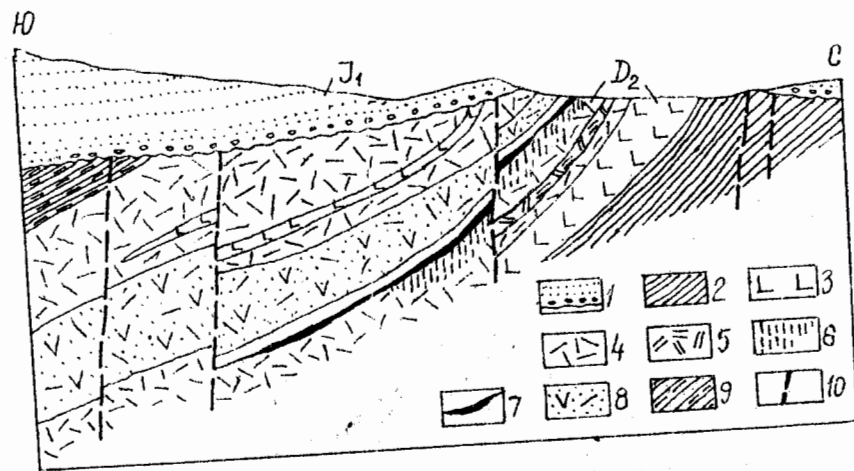


Рис. 60. Геологический разрез через Урупское месторождение (по Н.С. Скрипченко, 1966).

1 — песчаники и алевролиты (нижняя юра), 2 — андрийская свита (филлитовидные сланцы, песчаники), 3 — кызылкольская свита: 3 — базальты, 4 — риолиты, 5 — дациты, 6 — гидротермально-измененные породы, 7 — медноколчеданные руды, 8 — туфы смешанного и кислого состава, 9 — картджуртская свита (филлитовидные сланцы), 10 — разломы

В Худесском рудном районе разведано одноименное медноколчеданное месторождение. Его составляют две залежи — Центральная и Промежуточная. Руды принадлежат к типу сплошных колчеданных. Преобладает пирит (90-100%), на халькопирит и сфалерит приходится до 9%.

Свинцово-цинковое (полиметаллическое) оруднение в пределах республики относится к трем морфогенетическим подтипам: гидротермальному, колчеданно-полиметаллическому и стратиформному.

Гидротермальный подтип представлен Эльбрусским месторождением в долине р. Кубани близ устья р. Худеса (рис. 61). Жилы с галенитом и сфалеритом, локализованные

чающихся с севера и с юга тектоническую зону Передового хребта.

Железо. С 1920 г. известно Бийчесын-Бермамытское месторождение, расположенное в районе плато Бийчесын. Рудный пласт мощностью от 0,5 до 19 м залегает в основании толщи ааленских алевролитов и аргиллитов. Наиболее крупная линза руд находится на водоразделе рек Икара и Таракул-Тюбе. Руда представлена оолитовым или аморфным гематитом, являющимся сырьем для высококачественной минеральной краски.

Алюминиевое сырье. Проявления бокситов установлены на Бийчесынском плато. На участке Таракул-Тюбе бокситоносная залежь приурочена к западине древнего рельефа в тоарских отложениях. Содержание Al_2O_3 54-58%. Различаются серые, бурые и розово-желтые бокситы. Их образование связано с корой выветривания латеритового и каолинитового типа.

Неметаллические полезные ископаемые

Барит. В 1950-1960-х годах велась эксплуатация трех небольших месторождений (Алык-Башского, Джаланкольского и Индышского). В связи с низким качеством получаемого концентрата и нерентабельностью добыча была прекращена.

Известняки для химической промышленности разрабатываются на Джаганасском месторождении, расположенном в 2,5 км от железнодорожной станции Джегута и в 13 км от г. Черкесска. Полезные пласты известняков, относящиеся к верхнему мелу, образуют три пачки мощностью 8-50 м, 16 м и 11 м. Известняки нижней пачки соответствуют требованиям сахарной промышленности, а двух верхних — для изготовления строительной извести.

Минеральные удобрения. В качестве магниевых удобрений могут быть использованы серпентиниты Беденского массива по р. Бол. Лаба близ пос. Азиатского.

Асбест известен двух разновидностей: хризотил-асбест и актинолит-асбест. Первый добывался в 1930-х годах на Беденском месторождении в долине р. Большой Лабы близ пос. Ази-

атского; известен он также в долине р. Кубани напротив устья р. Джалан-Кол (Шаман-Бекленгенское месторождение).

Цветные камни представлены проявлениями граната (р. Блыб и р. Кичкине-Кол); яшмами и яшмовидными породами (Бескес, Блыб, Кизилчукское, Дуут, Кильян-Су, Карт-Джурт, Кызылкольское); окаменелым деревом (плато Бийчесын); мраморным ониксом (Сары-Тюзское, Жако-Зеленчукское).

Тугоплавкие глины юрского возраста (бат-келловей) образуют прослои мощностью 1-6 м в долине р. Подкумка в 11 км западнее а. Терезе.

Цементное сырье. В 1975 г. вступил в строй Карачаево-Черкесский цементный завод. Сырьем для него служат известняки и глины (верхний мел), добываемые на Джегутинском месторождении цементного сырья. Завод имеет проектную мощность 2,4 млн. т. цемента в год.

Гипс и ангидрит образуют залежи в отложениях титонского яруса верхней юры. На базе Усть-Джегутинского месторождения гипса работает одноименный комбинат, добывающий гипс и производящий гипсобетонные стеновые панели.

Горючие полезные ископаемые

Каменный уголь. Угленосными являются отложения среднекарбового и раннеюрского возраста.

Среднекарбовая терригенно-вулканогенная формация угленосна в междуречье Лаба - Кубань. Число угольных прослоев на западе достигает 100, к востоку уменьшается до 20. Лишь несколько пластов имеют промышленную мощность на ограниченной площади (Большелабинское, Толстобугорское, Кыфаро-Богословское и Аксаут-Тебердинское месторождения). Угли повышенной зольности, клареновые и дюреновые.

Нижнеюрская угленосная терригенная формация (хумаринская свита) развита в междуречье Зеленчука и Кубани. Ее составляют преимущественно песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность формации от 500 до 1000 м, суммарная мощность угольных пластов не превышает 6 м. Рабочей мощности (от 0,45 до 1,7 м) достигают лишь 4 пласта. Угли ис-

пользовались для местных нужд и периодически разрабатывались с середины XIX в. до 1990-х годов на месторождениях Хумаринском (4 шахты) и Аксаут-Тебердинском (1 шахта).

Минеральные воды

Минеральные воды – это природные воды с повышенной минерализацией (более 2 г/л). Благодаря ионному и газовому составу, присутствию биологически активных компонентов минеральные воды оказывают на организм человека лечебное воздействие.

Территория республики входит в провинцию углекислых вод, которые наиболее популярны и имеют большое бальнеологическое значение. Помимо многочисленных малодобитных, но широко известных минеральных источников (Индышские, Маринские, Джаланкольский и др.) имеются месторождения с подчитанными запасами (Домбайское, Тебердинское, Верхнеподкумское).

Наиболее значимы для экономики республики (Савин, Ящинин, 2002) разрабатываемые месторождения: Урупское медноколчеданное, Джегутинское цементного сырья. Джаго-наское известняка, Джемагатское мрамора. Карачаевское андезита, Жако-Красногорское и Алибердуковское гипса, Байтал-Чапганское и Воротниковское песчано-гравийных материалов, Черкесское термальных вод, Кумское, Верхнеподкумское, Тебердинское, Черкесское и Домбайское минеральных вод, а также резервное – Кти-Тебердинское месторождение вольфрама.

В структуре добычи и переработки доминирует цементное сырье (Джегутинское месторождение – 64,7% от общей добычи), затем – медь – 16%, золото – 10,2%, серебро – 2,4% (Урупское медноколчеданное месторождение), подземные воды (термальные, минеральные, пресные) – 4,3%.

Осадочные породы

	Глины, аргиллиты		Мергели
	Алевролиты		Кремнистые породы
	Пески, песчаники		Брекчии осадочные
	Конгломераты		Конкреции
	Известняки		Каменный уголь
	Доломиты		Сульфаты и галоиды

Эффузивные породы

	Риолиты (лавы и туфы)		Андезиты
	Дациты (лавы и туфы)		Базальты покровные и "подушечные"

Интрузивные породы

	Граниты		Габбро, диабазы
	Диориты		Перидотиты

Метаморфические породы

	Слюдяные сланцы		Гнейсы
	Амфиболиты		Мигматиты

Разрывные нарушения

	Сбросы, сдвиги		Надвиги
--	----------------	--	---------

Рис. 62. Условные обозначения к рисункам

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карачаево-Черкесия охватывает всего около одной десятой протяженности горного сооружения Большого Кавказа, но на этой небольшой территории можно прочесть главные страницы его сложной и продолжительной геологической истории. Часть из них (протерозой, силур, девон, карбон, пермь, юра, палеоген) представлена наиболее полными - опорными стратиграфическими разрезами. Неудивительно поэтому, что во времена расцвета отечественной геологической отрасли (1930-1980-е годы) здесь неоднократно проводились научные экскурсии Международных геологических конгрессов, а на геологическую практику приезжали студенты ведущих вузов страны.

Большой Кавказ издавна являлся полигоном, где проверялись (подтверждались или опровергались) новые гипотезы геологического развития подвижных поясов Земли - геосинклинальная (1930-1960-е годы) и тектоники литосферных плит (1970-1990-е годы). В процессе научных исследований, геологического картирования и поисково-разведочных работ здесь прошли школу многие выдающиеся геологи нашей страны, внесшие существенный вклад в развитие геологической теории и практики.

Учебное пособие, с которым Вы ознакомились, имеет в основном описательный, фактографический характер - в нем дано перечисление геологических тел (свит, формаций, комплексов, ярусов, рудных залежей) с указанием их местоположения, состава и возраста. Именно такая информация в первую очередь нужна географу-ландшафтоведу (для описания «литогенной» основы современных ландшафтов), экономо-географу (для оценки роли природных ресурсов), геоэкологу (для разделения природных и антропогенных геохимических аномалий и др.). Полезна она и физико-географу, геоморфологу, так как позволяет прогнозировать проявление многих природных явлений, в том числе опасных и катастрофических.

Следует заметить, что для геологии и географии со временем их обособления в самостоятельные науки характерно взаимное проникновение («пересечение») многих методов и объектов

исследования. Так, недавно оформившееся комплексное научное направление «геоэкология» имеет два самостоятельных значения и две, отчасти конкурирующих, области исследования: географическая экология и геологическая экология. Показательно, что геоморфологию считают «своей» и географы, и геологи. Если первые основное внимание уделяют общим закономерностям развития рельефа Земли, то вторые сделали значительные успехи в детальном геоморфологическом картировании с использованием аэрофотоснимков.

Интересно, что известный американский географ Дэвис, создавший концепцию циклов эрозии, решающие фактические данные для нее получил при полевых геологических исследованиях. Эта концепция хорошо вписалась и в геологическую концепцию тектонических циклов развития земной коры. На Центральном Кавказе геологи надежно доказали проявление по крайней мере трех тектонических циклов: байкальского, герцинского и альпийского. Самый последний цикл - альпийский, в котором мы живем, еще далек от своего завершения, так как типичный альпинотипный рельеф Большого Кавказа фиксирует, по Дэвису, юную стадию его развития. Герцинский цикл, охвативший большую часть палеозоя, также сопровождался возникновением горных сооружений. Но палеозойские горы последовательно прошли стадии юности, зрелости и старости. К началу юрского периода на их месте сформировался типичный пенеплен, что доказывается палеогеографическими реконструкциями и условиями залегания базальных слоев нижней юры (рис. 3). На приведенном примере мы убеждаемся в тесном переплетении геологических и географических подходов не только при изучении современных горных систем, но и их истории.

Будем надеяться, что в недалеком будущем Карачаево-Черкесия, сохранив за собой репутацию уникального геологического музея под открытым небом, снова станет полигоном для проверки новых геологических и географических идей. Кавказская геология опередила географию в области детального картирования, но возможности дистанционного зондирова-

ния и информационной техники (ГИС-технологии) сулят региональной географии быстрый прогресс.

Литература

Опубликованная

Анисимова О.И. Флора и флостратиграфия среднего карбона Северного Кавказа. Киев: Наукова думка, 1979. - 108 с.

Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А. и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа // Известия АН СССР. Серия геол., №7. 1971. - С. 3-27.

Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. - С. 42-57.

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. - С. 45-153.

Белов А.А., Кизевальтер Д.С. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон-нижний триас) // Геология Центр. и Зап. Кавказа. Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ. М.: Гостоптехиздат, 1962, т. 3.

Беккер Ю.Р. Проблемы общей стратиграфии докембрия Кавказа // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология, география. Вып. 1.(№ 7). 1996. С.35-43.

Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Махурского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. 1976. №2. - С.44-56.

Геология Большого Кавказа (Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М. и др.). М.: Недра, 1976. - 263 с.

Геология СССР. Т.IX, ч.1. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. - 799 с.

Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа (Обут А.М., Морозова Ф.И., Москаленко Т.А., Чегодаев Л.Д.). Новосибирск: Наука, СО, 1988. - 211с.

Греков И.И. Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н. Махурский покров в палеозое Северного Кавказа. // Сов. геология, 1974, №1. - С. 77-85.

Греков И.И., Лаврищев В.А. О номенклатуре, корреляции и возрасте метаморфических комплексов Центрального Кавказа // Проблемы геологии докембрия юга России. Новочеркасск: ЮРГТУ. 2003. С.6-38.

Григорьев Н.А. Гидрогеология Приэльбрусья // Труды по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа. Вып. XII. Ставропольск. книжн. изд-во. 1967. С. 207-242.

Дысса Ф.М. Первые находки однорядных граптолитов на Северном Кавказе // Изв. вузов. Геол. и разв. 1970, №3. - С. 40-52.

Ефремов Н.Е. Серпентиниты Карачая // Труды СКГУ, вып. VIII, 1940. - С. 3-76.

Каденский А.А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР. 1956. - 290 с.

Кизевальтер Д.С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа // Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, №1. - С. 11-30.

Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Недра, 1973. - 255 с.

Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны. М.: Наука. 1974. - 150 с.

Красивская И.С. Натриевый метасоматоз в метаморфических породах междуречья Чегема и Кубани (Северный Кавказ) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963, №5. - С. 25-37.

Логинова Г.А. Стратиграфия верхнеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа. Автореф. канд. дисс. М.: Изд-во МГУ, 1964. - 20 с.

Ломизе М.Г. Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 21-34.

Малеинов А.А., Тушинский Г.К. Путешествие в горах. М.: Гос. изд-во географ. литературы. 334 с.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. - 357 с.

Минеральные ресурсы. Ч.1. Металлические и неметаллические полезные ископаемые. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та. 1978. - 286 с.

Минеральные ресурсы. Ч.2. Горючие полезные ископаемые и подземные воды. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та. 1979. - 288 с.

Михеев Г.А. Интрузивные комплексы области Главного Кавказского хребта в истоках рек Аксаута, Большого Зеленчука и Лабы // Сов. геология, №9, 1965. - С. 134-142.

Омельченко В.Л., Белов А.А., Греков И.И. Ранне-среднепалеозойский вулканизм Передового хребта и палеотектоническая зональность Большого Кавказа // Геотектоника. 1984. №5. - С. 61-72.

Панов Д.И., Леонов Ю.Г. Основные вопросы стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана // Труды ВНИИГаз, 1959, вып. 7(15). С. 59-87.

Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа (Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др.). М.: Наука, 1991. - 232 с.

Плошко В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М.: Наука, 1965. - 182 с.

Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1982. - 162 с.

Потапенко Ю.Я. Геологические маршруты в Приэльбрусье. Карачаевск: КЧГПУ, 2002. - 165 с.

Потапенко Ю.Я. О методике и результатах формационного анализа метаморфических комплексов Большого Кавказа // Проблемы геологии докембрия юга России. Новочеркасск: ЮРГТУ. 2003. - С. 14-26.

Потапенко Ю.Я., Михеев Г.А. Офиолиты Передового хребта Северного Кавказа: аллохтон или автохтон? // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 63-69.

Потапенко Ю.Я., Стукалина Г.А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта // ДАН СССР. 1971. Т. 189. №5. - С. 1161-1162.

Путеводитель экскурсии по Донбассу и Северному Кавказу, М.: Наука, 1975. 103 с.

Семкин В.А., Корсаков С.Г., Котов А.Б. Результаты самарий-ниодимовых и уран-свинцовых изотопных исследований пород Бечасынской зоны Центрального Кавказа // Проблемы геологии и геоэкологии юга России и Кавказа. Материалы международной конференции. Новочеркасск: Набл. Т. 1. С. 42-44.

Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М.: Недра, 1966. - 291 с.

Смирнов Ю.П. Региональная стратиграфия верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья. Ставрополь: Изд-во СГУ, 1998. - 184 с.

Снежско Е.А. Докембрий // Геология СССР. Т.9, ч.1, М.: Недра, 1968. - С. 35-67.

Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Гос. изд-во геол. лит-ры. 1957 - 239 с.

Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. - 246 с.

Сомин М.Л. Кристалликум Большого Кавказа и его роль в тектонической эволюции региона // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. Материалы совещания М.: ГЕОС. 1998. С. 196-199.

Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа. Докл. АН. 2000, т. 375, № 5. С. 662-665.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: МСК. 1977. 79 с.
Стратиграфический кодекс. Изд. Второе. С.-Петербург: МСК. 1992. 120 с.

- Срабонян М.Х., Снежко В.А., Доля А.Н., Потапенко Ю.Я.* Магматические комплексы Северного Кавказа и проблемы их систематики // Материалы VIII юбилейной конференции по геологии и полезн. ископ. Ессентуки, 1995. - С. 43-63.
- Тамбиев А.С.* Палеоструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. Тбилиси: Сабчота сакартвело, 1986. - 232 с.
- Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказ. М.: Наука, 1984. - 94 с.
- Хильтов Ю.Н.* Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). АН СССР. 1959. 143 с.
- Чегодаев Л.Д.* Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа // Сов. геология, 1977, №12. - С. 50-57.
- Чегодаев Л.Д., Греков И.И., Омельченко В.Л.* Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Северного Кавказа (утверждена МСК 28.01.2001 г.). Ессентуки, 2000. - 86 с.
- Чегодаев Л.Д.* Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа // Сов. геология, 1977, №12. - С. 50-57.
- Черницын В.Б.* Металлогения Большого Кавказ. М.: Недра, 1977. 191 с.
- Шагоянц С.А.* Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. М.: Госгеолтехиздат. 1959. 306 с.
- Шваб М.* Строение и тектоническое развитие Гарца // Тектоника варисцид Европы и СССР. М.: Наука, 1977. С.7-57.
- Щеголев А.К.* Верхний карбон Северного Кавказа в Зеленчук - Тебердинском междуречье. Киев: Наукова думка, 1979. - 196 с.
- Юра Кавказа.* С.-Петербург: Наука, СПбО, 1992. 182 с.
- Фондовая**
- Савин А.С., Яцинин С.Б.* Пояснительная записка к геолог-экономической карте Карачаево-Черкесской республики масштаба 1:200 000. МПР РФ, КПР по КЧР. СКФ ВИЭМС. Ессентуки, 2002. 114 с.

Словарь геологических терминов

Аксессуары – минералы, образующие количественно ничтожную, а качественно нередко характерную примесь в горных породах (например, примесь циркона в граните).

Алеврит – осадочная рыхлая порода, состоящая из минеральных частиц размером 0,01-0,1 мм.

Алевролит – сцементированная осадочная порода, состоящая преимущественно из частиц алевроитовой размерности.

Альпийский тектонический цикл – совокупность геологических событий от заложения геосинклиального прогиба до складчатости и горообразования; охватывает интервал времени от 210 до 10 млн. лет.

Андезит (по горной цепи Анды, Америка) – эффузивная (излившаяся) магматическая порода порфировой структуры. Химический состав аналогичен диориту.

Аргиллит – плотная глинистая порода, не размокающая в воде. Образуется при уплотнении и обезвоживании глин.

Базальт – темная вулканическая порода основного состава. Химический состав аналогичен габбро. При излияниях на поверхности суши и внедрении в верхние слои земной коры образуется столбчатая отдельность. При излияниях в подводных условиях возникает подушечная и трубчатая отдельность.

Валун – окатанный обломок горной породы размером более 10 см.

Габбро – магматическая горная порода, состоящая из полевого шпата и пироксена (реже – роговой обманки).

Галенит (PbS) – минерал из группы сульфидов. Происхождение гидротермальное, реже осадочное. Руда на свинец.

Галечник – рыхлая осадочная порода, состоящая из галек.

Галька – окатанный обломок горной породы размером от 1 до 10 см.

Геология – наука о строении Земли, ее происхождении и развитии.

Геологические процессы – процессы, изменяющие состав, структуры, рельеф и глубинное строение Земли. Их делят

на **экзогенные** (протекающие на земной поверхности под влиянием внешних факторов — выветривание, эрозия, перенос, отложение и т.п.) и **эндогенные** (вызываемые внутренней энергией Земли — магматизм, метаморфизм).

Геологические тела — природные объекты, изучаемые наукой геологией: минералы, горные породы, геологические формации и комплексы.

Геосинклиналь — подвижный опускающийся участок земной коры, в котором в течение длительного времени (десятки млн. лет) накапливались отложения большой мощности (10-25 км). **Эвгеосинклиналь** — прогиб с интенсивным проявлением магматизма. **Миогеосинклиналь** — прогиб, выполненный преимущественно осадочными породами.

Германотипная складчатость — пологие складки с многочисленными крутыми разрывами.

Глины — пластичные осадочные породы, состоящие из глинистых минералов с размером частиц менее 0,01 или 0,001 мм.

Глыбы — обломки горных пород размером более 1 м.

Горные породы — естественные агрегаты минералов, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел (граниты, кристаллические сланцы, известняки и др.).

Горст — участок земной коры, приподнятый относительно смежных участков и ограниченный сбросами или взбросами.

Гнейсы — метаморфические горные породы, состоящие из кварца, полевых шпатов, слюды и др. минералов. Характерно параллельно-сланцеватое сложение.

Грабен — (нем. graben — ров) — опущенный участок земной коры, отделенный от смежных участков разломами (сбросами).

Группа — крупная единица планетарной стратиграфической шкалы, объединяющая все горные породы, образовавшиеся в течение эры. Каждая группа делится на системы; например, мезозойская группа включает триасовую, юрскую и меловую системы.

Даци́т — эффузивная (излившаяся) магматическая порода, по составу соответствующая кварцевым диоритам и гранодиоритам. Характерны вкрапленники полевого шпата.

Диафторез — процесс замещения высокотемпературных минералов горной породы низкотемпературными (регрессивный метаморфизм).

Диорит — магматическая горная порода, состоящая из полевого шпата и роговой обманки. Может содержать кварц и биотит.

Доломит $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ — минерал белого или серого цвета. Имеет осадочное, реже гидротермальное происхождение.

Жила — плоское тело, образованное при заполнении трещины минеральным агрегатом (кварц, рудные минералы) или магмой.

Залегание пород — положение пород в пространстве. Определяется азимутами простираения и падения, углом падения в градусах.

Земная кора — верхняя твердая оболочка планеты Земля, расположенная выше мантии и отделенная от последней границей Мохоровичича. Различают континентальную, океаническую и переходную земную кору. Первая характеризуется наличием трех слоев (снизу вверх): «базальтового», «гранитного» и осадочного. Ее средняя мощность 35 км, под горами — до 70-75 км. Океаническая кора по составу соответствует «базальтовому» слою, ее мощность 5-10 км.

Известняк — осадочная горная порода, состоящая главным образом из кальцита (CaCO_3) или скелетных остатков организмов.

Источник — естественный выход подземной воды (в том числе минеральной) на земную поверхность. Синонимы: родник, ключ.

Кварц (SiO_2) — один из наиболее распространенных минералов. Входит в состав гранитов, метаморфических сланцев, песчаников. Прозрачные бесцветные кристаллы носят название горный хрусталь, фиолетовые — аметист, золотисто-желтые — цитрин, черные — морион.

Коллизия — сближение блоков земной коры, заканчивающееся столкновением.

Коллювий — глыбовые и щебнисто-глыбовые осыпи, образующиеся на склонах гор в результате физического выветривания горных пород.

Комплекс: 1 - *комплекс магматический* — ассоциация магматических пород, близких по возрасту и условиям образования; 2 - *комплекс стратиграфический* — совокупность нескольких серий, например, протерозойский бийчесынский комплекс состоит из чегемской и хасаутской серий.

Конгломерат — сцементированный галечник с размером обломков от 1 до 10 см.

Конкреция — обособление минеральных компонентов, обычно четко отличающееся от вмещающей осадочной породы. По составу различают карбонатные, сульфидные и др. В нижне-среднеюрских отложениях бассейна Кубани часто встречаются конкреции сидерита (FeCO_3).

Лава — магма, достигающая земной поверхности. Излияния (извержения) лав происходят как на суше, так под водой (например, в современных срединно-океанических хребтах).

Лимнический — син. озерный.

Магма — расплавленная огненно-жидкая масса, возникающая в земной коре или верхней мантии и дающая при застывании магматическую горную породу (гранит, диорит и др.).

Мергель — осадочная горная порода смешанного глинисто-карбонатного состава.

Метаморфизм — процесс минерального и структурного преобразования горных пород в твердом состоянии, происходящий под воздействием повышенных температур и давления.

Метаморфические породы — горные породы, образовавшиеся при метаморфизме осадочных или магматических пород: слюдяные сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты, гнейсы, эклогиты, гранулиты.

Метасоматиты — горные породы, образовавшиеся при метасоматозе (см.). В протерозойских слюдяных сланцах чегемской серии в результате привноса натрия возникли порфи-

робласты альбита (рис. 50); девонские вулканиты в процессе образования медноколчеданных руд замещались кварц-пиритовыми метасоматитами.

Метасоматоз — замещение первичных минералов горной породы вторичными, сопровождающееся изменением химического состава. Происходит как в эндогенных, так и в экзогенных (низкотемпературных) условиях.

Минералы — продукты природных процессов, имеющие определенный химический состав и кристаллическое строение (кварц — SiO_2 , пирит — FeS_2).

Моласса (формация молассовая) — отложения, возникающие при прекращении прогибания геосинклинали и превращении ее в горное сооружение. М. представлены конгломератами, песчаниками, глинами, мергелями. Различают сероцветные (например, средний-верхний карбон КЧР) и красноцветные (нижняя пермь КЧР) молассы.

Мрамор — метаморфическая порода, образовавшаяся при перекристаллизации известняка.

Олистолиты и олистоплаки — линзовидные и пластообразные обломки горных пород объемом от нескольких куб. см до тысяч куб. м, сцементированные обычно глинистым материалом и слагающие олистостромы.

Олистостромы — крупные геологические тела, сложенные преимущественно гравитационными осадочно-оползневymi отложениями. Образуются в океанах в пределах континентального склона и его подножия.

Орогенез (греч. орос — гора) — тектонические движения, приводящие к воздыманию земной коры и образованию гор. На Северном Кавказе известны три орогенеза: байкальский — в позднем протерозое, герцинский — в позднем палеозое и альпийский — в конце кайнозоя.

Осадочные горные породы — образуются в процессе аккумуляции (седиментации) продуктов разрушения ранее возникших горных пород (терригенные г.п.) или же накопления скелетов организмов (органогенные г.п.) или осадения из растворов (хемогенные г.п. — галит, гипс).

Островная дуга — цепь островов, зачастую с активным вулканизмом, окаймленная со стороны океана глубоководным желобом. На Северном Кавказе предполагается существование островных вулканических дуг в девонскую эпоху (ныне тектоническая зона Передового хребта).

Палингенез — высокотемпературный метаморфизм, ведущий к образованию магмы путем полного или частичного переплавления горных пород.

Период — единица относительной геохронологической шкалы, соответствующая времени образования отдельной системы. Названия периодов образуются от названий систем (пермская система — пермский период).

Песок — осадочная рыхлая обломочная порода. Состоит из минеральных зерен, реже — из обломков скелетных организмов. Размер зерен 0,1-1 мм (в некоторых классификациях — до 2 мм).

Песчаник — осадочная горная порода, возникшая в результате цементации (диагенеза) песка.

Пирит (FeS_2) — самый распространенный минерал из группы сульфидов. Слагает основную массу колчеданных руд, присутствует в полиметаллических рудах, встречается в различных горных породах.

Пироксены — темноцветные магматические минералы, относящиеся к железо-магниевым силикатам.

Платформа — основной тектонический элемент континентов. В отличие от геосинклиналей (см.) характеризуется более спокойным режимом, изометричной формой, небольшой (в среднем 3-4 км) мощностью осадков, с угловым несогласием залегающих на складчатом основании (фундаменте).

Плита — 1. Часть платформы, имеющая более мощный осадочный чехол по сравнению со щитом (приподнятой частью платформы). 2. Молодая (эпигерцинская) платформа, противопоставляемая древней докембрийской (собственно платформе). Большая часть территории КЧР к северу от Передового хребта относится к эпигерцинской Скифской плите.

Полевые шпаты — минералы, алюмосиликаты калия, натрия и кальция. Это наиболее распространенные породообразующие минералы магматического происхождения. Составляют около 60% объема магматических горных пород.

Протолит — первичная горная порода (осадочная или магматическая), из которой образовалась метаморфическая порода.

Процессы экзогенные — геологические процессы, происходящие на поверхности Земли и вызванные внешними по отношению к ней силами: выветривание и разрушение горных пород, перенос и отложение (аккумуляция) продуктов разрушения, образование осадочных пород.

Процессы эндогенные — геологические процессы, вызванные в основном внутренними силами Земли и происходящие преимущественно внутри Земли. Примеры эндогенных процессов: тектонические (дрейф континентов, складкообразование), магматические, гидротермальные и метаморфические процессы.

Разрыв (разлом) — плоскость, трещина (сместитель), по которой разорванные части геологических тел смещены друг относительно друга.

Ризолиты — (от греч. *риза* — нога) текстура осадочной породы, позволяющая определять кровлю и подошву пласта.

Роговые обманки — группа сложных железо-магнезиальных силикатов (синоним — амфиболы). Окраска от светло-зеленой до темной. Встречаются в магматических и метаморфических породах.

Руда — минеральное вещество, из которого технологически возможно и экономически целесообразно извлекать металлы или минералы для использования в народном хозяйстве.

Свита — основная единица местных и региональных стратиграфических подразделений, выделяемая преимущественно по литологическим признакам. Например: хумаринская свита — угленосная толща песчаников и алевролитов плинсбахского возраста; кызылкольская свита — вулканогенная (базальты, рио-

литы с прослоями кремнистых пород) среднедевонского возраста.

Серия – единица местных и региональных стратиграфических подразделений, объединяющая несколько свит. Так, хасанская серия протерозоя включает муштинскую, малкинскую и шиджатмазскую свиты.

Система – часть группы (см.), т.е. единица общей (планетарной) стратиграфической шкалы (девонская, пермская и т.д.).

Складки – изгибы осадочных и метаморфических пород; имеющие размеры от миллиметров до десятков километров и различную форму. Складка антиклинальная – выпуклый изгиб слоев, при котором ядро складки сложено более древними породами. Складка синклинальная – вогнутый изгиб слоев, в ядре которого залегают более молодые породы.

Складчатость – процессы изменения первичного залегания слоев, сопровождающиеся изгибанием их в складки.

Слой – плоское геологическое тело осадочного или вулканогенного происхождения, наименьшая (элементарная) часть толщи, отличающаяся однородным петрографическим (набор минералов) и гранулометрическим (размер зерен) составом.

Стилолиты – текстура карбонатных пород, на поперечном изломе которых видны взаимовходящие (навстречу друг другу) выступы.

Сфалерит (ZnS) – минерал из группы сульфидов. Происхождение гидротермальное. Руда на цинк.

Терригенные отложения (синоним – обломочные отложения) – породы, состоящие из обломков пород или минералов (конгломераты, песчаники, алевролиты).

Трансгрессия – наступление моря на сушу, обусловленное опусканием земной коры.

Фауна – остатки ископаемых животных, заключенные в горных породах. Макрофауна различима невооруженным глазом, микрофауна определяется с помощью лупы или микроскопа.

Формация геологическая – сообщество горных пород, объединяемое по признакам сходства состава, условий образо-

вания, возраста. Соответственно различают группы формаций осадочных, вулканических, литологических, петрографических, рудоносных, рудных и др.

Халькопирит (CuFeS₂) – минерал из группы сульфидов, происхождение гидротермальное, руда на медь.

Цикл тектонический (геотектонический, тектономагматический) – совокупность геологических явлений. Характеризуется закономерной сменой во времени стадий: а) *прогибания* земной коры, накопления морских осадочных и вулканогенных формаций; б) *складчатости* и в) *воздымания* (горообразования). Две последние стадии могут сопровождаться метаморфизмом и внедрением крупных масс магмы гранитного состава.

Шкала стратиграфическая – шкала, объединяющая все стратиграфические единицы, которые являются общими для земного шара или отдельных континентов. Ш.с. включает группы, системы, отделы, ярусы и зоны.

Эклогиты – кристаллические породы, состоящие из граната (пироп) и пироксена (омфацит) с примесью кианита и др. минералов. По химическому составу соответствуют габбро-нориту. Считаются метаморфическими породами, образовавшимися в условиях высоких температур и давления.

Энсиалический фундамент, комплекс и т.п. (от термина «сиаль») – образованный при метаморфизме горных пород, в состав которых входят преимущественно элементы Si и Al (например, граниты, глины, аркозовые песчаники).

Энсиматический фундамент, комплекс (от термина «сима») – образованный при метаморфизме горных пород, в состав которых входят преимущественно Si и Mg (например, габбро, базальты, перидотиты).

Эра – крупная единица геохронологической шкалы (палеозойская, мезозойская, кайнозойская). Делится на периоды.

Эрозия (erosio – размывание, разведение) процесс разрушения горных пород водным потоком.

Ярус – часть отдела, единица единой стратиграфической шкалы. Выделяется на основании палеонтологических данных. Распространение планетарное или в пределах нескольких био-

географических областей. Примеры: плинсбахский, тоарский
ярусы нижнего отдела юрской системы.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ОРОГИДРОГРАФИЯ	5
2. ТЕКТОНИКА	9
3. СТРАТИГРАФИЯ	18
3.1. Верхний протерозой	21
3.2. Венд (?) - нижний палеозой	29
3.3. Нижний (?) - средний палеозой	34
3.4. Силурийская система	44
3.5. Девонская система	48
3.6. Каменноугольная система	56
3.7. Пермская система	61
3.8. Триасовая система	65
3.9. Юрская система	66
3.10. Меловая система	78
3.11. Палеогеновая и неогеновая системы	85
3.12. Четвертичная система	89
4. МЕТАМОРФИЗМ	93
5. МАГМАТИЗМ	98
5.1. Протерозойский магматизм	99
5.2. Палеозойский магматизм	101
5.3. Мезозойский магматизм	111
5.4. Кайнозойский магматизм	114
6. ГИДРОГЕОЛОГИЯ	117
7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	125
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	136
ЛИТЕРАТУРА	138
СЛОВАРЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ	143

Юрий Яковлевич Потапенко

Геология Карачаево-Черкесии.

Учебное пособие.

План университета 2004 г., поз. .

Редактор	<i>Н.В. Ефрюкова</i>
Корректор	<i>А.Г. Черевань</i>
Рисунки, фотографии и обложка	<i>Ю.Я. Потапенко</i>
Компьютерный набор	<i>Ю.Б. Коновалов</i>
Верстка	<i>П.А. Кипкеева</i>

Подписано в печать.

Формат 60х84/16

Бумага газетная

Объем 9,4 физ. печ.л., 8,9 усл. печ. л., 8,0 уч.-изд. л.

Тираж 100 экз.

Издательство Карачаево-Черкесского государственного
университета: 369202, Карачаевск, ул. Ленина, 29
Лицензия 040310 от 2.10.1997

Отпечатано в типографии
Карачаево-Черкесского госуниверситета:
369202, Карачаевск, ул. Ленина, 46