

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE

Труды, новая серия, вып. 102

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
АССА-АРАГВИНСКОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**



ТБИЛИСИ
«МЕЦНИЕРЕБА»

1991

УДК 55I.242+ 552.5+55I.7(084.2I) +624.I3I.I(479.22)

В работе освещены вопросы структурно-тектонического и литолого-стратиграфического строения мезозойских и кайнозойских осадочных и вулканогенных образований территории по Асса-Арагвинскому пересечению Большого Кавказа и его пограничных районов. На основании анализа новейшего фактического материала дано подробное расчленение осадочных толщ, выявлена последовательность вулканических извержений, выделены и классифицированы типы тектонических структур, исследована трещинная и сейсмотектоника, проведена инженерно-геологическая оценка физического состояния и прочностных свойств мезо-кайнозойских толщ, освещены некоторые вопросы геологической истории региона.

Работа предназначена для широкого круга геологов, изучающих Кавказ и сходные с ним горные регионы.

Редакторы: акад. АН Грузии И.П.Г а м к р е л и д з е
докт. г.-м. наук М.А.Б е р и д з е

Рецензенты: 1. Е.К.Вахания, доктор г.-м.наук
2. В.А.Тодрия, канд.г.-м.наук

ნაშრომში გაშუქებულია კავკასიის საუღებებში საპროტო რკინი-გზის ტრასის რაიონში გავრცელებული მეზოზოური და კაინოზოური დანადგერი და ვულკანოგენური წარმონაქმნების სტრუქტურულ-ტექტონიკური და ლიტოლოგიური-სტრატиграფიული აგებულების საკითხები. უახლესი დებადური ფაქტობრივი მასალის ანალიზის საფუძველზე მოცემულია დანადგერი წყებების დანაწილება, გამოვლენილია ვულკანურ ამოფრქვევათა თანმიმდევრობა, გამოყოფილი და კლასიფიცირებულია ტექტონიკური სტრუქტურების ტიპები, გამოკვლეულია ნაპრალოვანი და სეისმური ტექტონიკა, ჩატარებულია მეზოკაინოზოურ შრეწარების ფიზიკური მდგომარეობის და მდგრადობის საინჟინრო-გეოლოგიური შეფასება.

ნაშრომი გათვალისწინებულია კავკასიისა და მისი მსგავსი მთიანი ნაგებობების გეოლოგიური აგებულების შესწავლის დაინტერესებული მკვლევარებისათვის.



Почти три четверти века отделяет нас от времени выхода в свет фундаментальной монографии, посвященной геологическому строению трассы проектируемой тогда Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. Авторами этого труда являлись крупнейшие русские ученые Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, Д.С.Белянкин, В.П.Рентартен и другие, которые сумели впервые разработать ряд ключевых вопросов геологии Большого Кавказа, по настоящее время находящихся в поле зрения исследователей.

Тем более важными представляются выполненные коллективом ученых Геологического института им.А.И.Джанашидзе Академии наук Грузии исследования, результаты которых в силу чрезвычайной детальности исходного фактического материала, на наш взгляд, могут претендовать как на обстоятельность, так и новизну освещения некоторых вопросов геологического строения восточной части Большого Кавказа.

Исследования велись в период 1961-1967 гг. в связи с проектированием Кавказской Перевальной железной дороги (КПЖД), сперва по заказу "Кавгипротранса", а затем по дополнительной научно-исследовательской теме АН СССР, утвержденной ГИИТ СССР. Район исследований охватил субмеридиональный полюс пересечения Большого Кавказа: ст. Ксани - бассейны рр.Пшавской и Хевсуретской Арагви - Архотский перевал - бассейн р.Ассы - с.Тарское - с.Октябрьское. Как известно, в настоящее время проектирование КПЖД по многим объективным причинам приостановлено. Однако результаты проведенных геологических исследований имеют самостоятельное теоретическое и практическое значение.

Результаты комплексных структурно-тектонических и литолого-стратиграфических исследований прских, мелочих и палеогеновых образований Большого Кавказа опираются на материалы проведенного авторами крупномасштабного картирования. Изученная часть Большого Кавказа охватывает все основные тектонические единицы Восточного Кавказа, представляющие собой сложную построенную структуру резко асимметричного строения (рис. I в приложении). Северное и южное его крылья существенно отличаются друг от друга как по характеру слагающих их осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, так и по характеру тектонического строения. Северное крыло восточной части Большого Кавказа характеризуется в общем моноклимальным строением или развитием промежуточной складчатости. На южном же крыле развита типичная голоморфная складчатость с опрокинутыми к югу в основном изоклинальными складками, осложненными множеством надвигов, а на юге - крупными южнорвгентными тектоническими покровами.

Осевую часть восточной части Большого Кавказа занимает Восточная зона погружения антиклинория Главного хребта. Широко распространенное до последнего времени наименование этой осевой части Восточного Кавказа "подзона горст-антиклинория Бокового хребта" является неудачным, так как, наряду с отмеченной выше непосредственной структурной связью этой части Восточного Кавказа (с Дарьяльским падевойским массивом в ядре) с осевой зоной Центрального Кавказа, веерообразное строение ее складчатой структуры не оставляет сомнений в правомерности отнесения ее к осевой зоне Восточного Кавказа и, следовательно, к подзоне Восточного погружения Главного хребта. Кристаллическое основание восточной подзоны погружения Главного хребта, судя по геофизическим данным, аналогично обнаруженному в ядре Главного хребта. Что же касается "горстантиклинория Главного хребта", выделяемого в полосе сланцевой серии нижней и средней вры, непосредственно примыкающей с северо-востока к флишевой зоне Южного склона Большого Кавказа, то эта единица с сильно сжатой инвергентной складчатой структурой вместе с т.н. "Бежитинским грабен-синклинорием" должна рассматриваться в составе складчатой системы Южного склона Большого Кавказа в качестве непосредственного восточного продолжения т.н. Казбекско-Лагодехской зоны (И.Гамкрелдзе, 1964).

В структуре работы предусмотрены четыре раздела, три из которых посвящены геологической характеристике главнейших тектонических зон Большого Кавказа, а в четвертом рассмотрены вопросы, имеющие, в основном, прикладное назначение.

Первый раздел работы посвящен геологическому строению Скалистого хребта северного склона Большого Кавказа. В нем рассмотрены вопросы стратиграфии и корреляции верхнемеловых отложений северного склона Большого Кавказа с одновозрастными флишевыми образованиями Южного склона. В разрезе карбонатного верхнего мела Северного склона выделено четыре литологических комплекса. Сеноман-нижнетуронский комплекс соответствует гординской свите. Возраст сеноманской части разреза определен впервые обнаруженным комплексом аммонитов и иноцерамов, на основе чего высказано мнение о возможности присутствия в этой полосе отложений нижнего турона в фации песчанистых мергелей и известняков. Получены новые данные о присутствии среднего и верхнего турона в междуречье Асса-Камбилеевка и датского яруса в ущелье р.Камбилеевка; проведена корреляция верхнемеловых отложений южного края Восточноевропейской платформы с Местия-Тванетской (флишевой) зоны Южного склона Большого Кавказа.

На основе послойных разрезов нижнего мела в бассейне р.Камбилеевка установлено стратиграфическое несогласие между барремскими и аптскими отложениями. В отличие от данных предыдущих исследований определено, что отложения, соответствующие двум верхнебарремским и нижнеаптским зонам на исследованной территории практически отсутствуют.

Новые материалы по стратиграфии и тектонике верхнеюрских отложений междуречья Терека и Ассы, детальные полевые наблюдения и находки руководящей фауны аммонитов позволили сделать вывод, что позднеюрская трансгрессия здесь начинается в раннем, а не в среднем мелловее, как предполагалось многими предыдущими исследователями. К торгемской свите следует относить отложения от базального пласта ожелезненного известняка-конгломерата до слоев с раннеоксфордской фауной. Предполагается выделить новую - фортоутскую свиту, в верхней части содержащую раннебайосскую фауну. Отрицается существование т.н. Цейлянского надыга Скалистого хребта. По-новому охарактеризован Бештинкортский взброс.

Во втором разделе освещены вопросы стратиграфии, литологии, вулканизма и особенности тектонического строения области развития нижне- и среднеюрских осадочных и вулканогенных образований Большого Кавказа. В результате стратиграфических работ уточнены содержание, объем и возраст отдельных подразделений нижней и средней юры. Новый палеонтологический материал позволил в значительной степени дополнить биостратиграфическое расчленение отложений разных структурно-фациальных зон. Так, на основании новых находок аммонитовой фауны в ущельях рр.Хевсуретской Арагви и Ассы, было впервые установлено присутствие верхнего плинсбаха, нижнего тоара и самой верхней части ааленского яруса.

Литологические работы с подсчетом количественных соотношений гранулометрических типов пород позволили провести дробное расчленение мощных терригенных толщ нижней и средней юры на отдельные литостратиграфические единицы. Приведена комплексная характеристика (текстура, структура, минеральный состав, физико-механические свойства и т.д.) типов пород, позволяющая осветить вопросы условий формирования осадков и их постседиментационных изменений.

Исследование вулканических образований, связанных с нижне- и среднеюрскими терригенными отложениями, дало возможность выделить четыре комплекса пород, принадлежащих к собственно эффузивной и субвулканической фациям. На основании критического рассмотрения данных предыдущих исследователей и новейшего фактического материала уточнен возраст вулканических комплексов: нижний эффузивный комплекс отнесен к верхнему плинсбаху-нижнему тоару, а верхний датирован как аален. Возраст субвулканических комплексов определен на основании локализации под эффузивными фациями и по сходству петрологических характеристик. Лейас-ааленские вулканические комплексы Хевсуретии представляются на общем фоне развития всего раннеальпийского этапа вулканизма Большого Кавказа.

Расшифрован характер складчатости в пределах развития нижне-среднеюрских отложений и установлены ее морфологические особенности в различных тектонических зонах. Выявлены: закономерности распрост-

ранения кливажа в складчатой структуре и выделены его морфологические типы; расположение в пространстве и кинематика разновозрастных и равнообразных по масштабу разрывных нарушений; региональный поперечный флекурообразный изгиб складчатой структуры метантклинория Большого Кавказа, связанный с Асса-Арагвинским линейментом; показано, что это нарушение представляет собой крупный левосторонний сдвиг в фундаменте, движение по которому проходило на позднеорогенном (последнепалеоценовом) этапе развития региона.

Второй раздел завершается характеристикой развитых в нижне- и среднекрейских осадочных и вулканогенных образованиях малых структурных форм (кливаж, вторая сланцеватость, будинаж, клин-бажд) и выяснению их возрастной последовательности. На основании взаимотношений диабазовых даек асейнского типа (нижний субвулканический комплекс), связанных с анемипирскими и нижнепятикисбаскими отложениями, со второй сланцеватостью вмещающих пород, делается вывод о более молодом, предположительно аален-байосском возрасте этих вулканистов.

Третий раздел работы посвящен стратиграфии палеогеновых отложений и тектонической характеристике флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа. В палеогеновых отложениях бассейна р. Арагви (Кинвальско-Гомборская подзона) выше маастрихтского яруса выделяются четверская, шахветильская, квакверисхевская и яльдоманская свиты, датруемые как палеоцен - верхний эоцен. В результате изучения нового стратиграфического и палеонтологического материала (фораминиферы, нанопланктон) установлены или уточнены возраст и взаимоотношения указанных литостратиграфических подразделений.

Материал об особенностях внутренней структуры одного из участков зоны Южного склона (уч. р. Пшавской Арагви) между вв. Магароскар и Ломи привлекает внимание своей конкретностью. В ней после краткой литолого-стратиграфической характеристики отложений сравнительно небольшого стратиграфического интервала (валанжин-алт) детально описываются элементы весьма сложной внутренней структуры (складки, разрывы, кливаж, трещины). Установлено наличие приразломного кливажа и разных генетических типов трещин. Охарактеризованы также четвертичные образования этого участка.

При описании главнейших покровных пластин пересечения восточной части Южного склона Большого Кавказа детально рассмотрены их структурные признаки. Приведены палеогеографические реконструкции, указывающие на значительное нарушение первичного пространственного расположения отдельных структурно-фациальных зон, соответствующих тектоническим покровам. Высказано мнение о механизме образования покровной структуры исследованного региона.

Четвертый раздел сводичен по своему практическому назначению. В нем излагаются результаты исследований по трещинной тектонике.

я, сейсмотектонике и инженерной геологии.

Результаты изучения трещинной тектоники основаны на богатом фактическом материале, полученном почти всеми авторами работы при трещинной съемке отдельных литолого-стратиграфических единиц юрских, меловых и палеогеновых толщ. Показан характер распределения в пространстве осей главных нормальных палеонапряжений, а также современного поля тектонических напряжений. Подтверждено наличие крупного Асса-Арагуинского разлома фундамента (левого сдвига) и выявлен характер изменения во времени сопровождающих его явлений на поверхности.

В материале о сейсмотектонических условиях описываются глубинные разломы и региональные разрывы, обуславливающие сводово-глыбовое строение Большого Кавказа. Выделен ряд морфоструктурных ступеней и блоков. Охарактеризована их тектоническая активность на новейшем этапе. Рассматриваются принципы выделения сейсмогенных зон. Установлен ряд сейсмогенных зон, обусловленных разрывами различных рангов. Проведена оценка степени их сейсмического потенциала на основании геолого-геоморфологических и сейсмотектонических данных. Выделены территории семи- и восьмибальной сотрясаемости.

В конце раздела приводится инженерно-геологический анализ и оценка физического состояния и прочностных свойств мезо-кайнозойских толщ. Анализ основан на данных обобщенной статистической характеристики физико-механических свойств скальных и полускальных пород из разных структурно-фациальных зон исследованного района. Анализу подвергнуты также данные об обобщенных статистических характеристиках трещиноватости по 36 литостратиграфическим комплексам. Разработана классификация комплексов по степени трещиноватости, которая коррелирована с особенностями литологического состава и структурно-тектонического строения массивов горных пород. Выявлена связь отдельных типов массивов с изменчивостью геодинамических условий, т.е. развитием тех или иных современных геологических экзогенных процессов (обвалы, осыпи, вывалы и т.д.).

1. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ ВЕРХНЕОРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Р.А.Гамбашидзе

1.1. СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНОВ РР.АССА, КАМБИЛЕВКА И АРАГВИ

В 1982–86 гг. нами проводились геолого–картировочные работы в южном и северном предгорьях Большого Кавказа, в басс.рр.Арагви (Грузия), Ассы и Камбилеевки (смежные районы Чечено–Ингушской и Северо–Осетинская АССР). Собранный материал и результаты полевых наблюдений легли в основу настоящей работы, касающейся состава и корреляции верхнемеловых толщ южного края Восточноевропейской платформы и ее обрамления – складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Верхний мел названных областей, в силу неоднородности состава, складает несколько фациальных типов отложений (Москвин, 1962; Гамбашидзе, 1979). В районе с.Тарское его можно выделить в самостоятельный Чечено–Североосетинский фациальный тип, который распространен в полосе к востоку от р.Черек до басс. р.Сулак, в восточной части зоны моноклинали Северного Кавказа. Для этого фациального типа, в основном, характерно карбонатное осадконакопление с некоторым возрастанием глинистого компонента в сантоне и песчаного в маастрихте, размывы на рубеже альба и сеномана, раннего и среднего (верхнего) турона. Опорным для данного фациального типа служит разрез по р.Чанты–Аргун (Лысенков, Ботвинник, 1976), в котором установлены четыре свиты, а в том же бассейне р.Аргун, по р.Шаро–Аргун, установлена пятая, самая древняя из верхнемеловых свит. Суммарный объем всех литостратиграфических подразделений соответствует всему верхнему мелу. Эти подразделения более или менее полно обнажены в бассейнах рр.Асса и Камбилеевка.

1. Гордлийская свита (K_2sm+t_1), сложенная переслаиванием светло–серых песчанистых известняков и зеленовато–серых мергелей (35–60 м). Алевритистые пелитоморфные известняки содержат обуглившиеся остатки древесины и крапленники глауконита. В известняках верхней части свиты примесь песчаного материала заметно уменьшена, породы становятся тонкослоистыми, мергели приобретают темно–серую окраску. Во многих случаях подошва и кровля свиты ограничены перерывами в осадконакоплении, обусловленными складчатыми движениями австрийской

Х Датский ярус в настоящей работе рассматривается в составе меловой системы

фазы. В связи с этим нередко низы свиты (рр. Рошня, Большой Мартан) или же ее нижняя сеноманская часть (р. Хулхулау) выпадают из разреза. Нижнетуронская часть в большинстве разрезов Северо-Восточного Кавказа полностью или частично (рр. Аргун, Асса, Камбилеевка) также выпадает. Отложения гордийской свиты содержат *Inoceramus scalprum* Boehm, *I. crispus* Mant., *I. tenuis* Mant. Два последних вида нами были встречены в разрезе в урочище Божгорты — на восточном склоне водораздела Асса-Камбилеевка, в южной полосе выходов верхнего мела в междуречье названных рек. Здесь были обнаружены также *Mantelliceras mantelli* (d'Orb.), *Schloenbachia* sp., *Neohibolites ultimus* (d'Orb.). По р. Асса, около с. Верхний Акун, обнажены отложения северной полосы верхнего мела бассейнов рр. Асса, Сунжа и Камбилеевка. Здесь в отложениях гордийской свиты нами встречены сеноманские виды *Hypoturrilites mantelli* (Scharpe), *Puzosia* ex gr. *planulata* (Sow.), *Mantelliceras* ex gr. *mantelli* (Sow.)

В разрезе свиты, снизу вверх, наблюдается последовательная смена комплексов ископаемых с руководящими или характерными видами от комплекса с *Mantelliceras mantelli* (Sow.) (ранний сеноман), через *Holaster subglobosus* Lesk., *Kotalipora turonica* Brotz. (средний-верхний сеноман) до комплекса с *Rugoglobigerina holzli* (Hag.) раннего турона. Выше лежащая

2. Ичкеройская свита (k_2t_2 -сн) сложена, в основном, биоморфными известняками светло-серой, белой или розово-красной окраски. При этом последний признак более характерен для коньякской части разреза свиты. Местами (р. Асса) в низах свиты представлены песчанистые и обломочные известняки с глауконитом. Для свиты характерно практическое отсутствие прослоев и пакетов мергелей. Ее мощность составляет 60–70 м, хотя в некоторых разрезах Чечено-Ингушской АССР этот показатель достигает трех сотен метров. Авторы свиты (Лысенков, Ботвинник, 1976) подразделяют ее на три подсвиты. Литологический состав (биохомогенные известняки с мергелями) и палеонтологическое содержание (ископаемые раннего сантона) верхней подсвиты, на наш взгляд, более оправдывают ее отнесение к выше лежащей зонахской свите, что и принимается в настоящей работе. При подобном решении вопроса объем ичкеройской свиты сокращается до интервала средний гурон — кровля коньяка. Фауна иноцерамов, известная из ичкеройской свиты (*Inoceramus lamarki* Park., *I. apicalis* Woods, *I. falcatus* Heinz, *I. striatus* Mant.), хорошо определяет средне-позднетуронский возраст нижней подсвиты. Выше лежащая часть свиты (белые и розовые известняки и мергели) содержит руководящие для нижнего (*Inoceramus wandereri* And. и др.) и верхнего (*Inoceramus involutus* Sow.) коньяка виды. Залегающая согласно выше.

3. Зонахская свита (k_2st+cp_1), складывается известняками и мергелями (470 м). Местами количество последних значительно возрастает.

Известняки желтовато-белого цвета, нередко глинистые. В средней части свиты местами наблюдаются прослои известняков и мергелей розовато-красной окраски. В целом зонахская свита (включая верхнечхеройскую подсвиту П.П.Лисенкова и П.В.Ботвинника) хорошо подразделяется на две подсвиты. Нижнезонахская подсвита охватывает толщу биохомогенных известняков и мергелей с преобладанием последних. На долю верхнезонахской подсвиты остается толща белых известняков с прослоями мергелей. Нижняя подсвита содержит ископаемые сантонского возраста (*Inoceramus undulaticus* Roem., *Micraster heberti* Lesk. и др.), а верхняя подсвита - ископаемые кампана (*Inoceramus azerbaijanensis* aliev, *I. convexus* H. et M., *I. muelleri* Petr., *Micraster schroederi* Stoll. и др.). Выше по разрезу согласно следует:

4. Нагильская свита (K_2^{cp+m}) сложенная бело-светло-серыми известняками, в которой практически отсутствуют мергели (500 м). Известняки часто песчаные, иногда содержат прослои мелкогалечного конгломерата и брекчии. В районе Передового хребта и на ряде закрытых площадей нижнемаастрихтская часть свиты выпадает из разреза (Лисенков, Ботвинник, 1976). Низы свиты содержат характерный для верхов верхнего кампана *Vostyhoseras polyplacum* Roem., выше которого появляется комплекс головоногих, двусторчатых и иглокожих маастрихтского возраста (*Nauericeras sulcatum* (Kner), *Belemnella lanceolata* (Schloth.), *Inoceramus tegulatus* Haeg., *Guettaria rocardi* Cott. и др.). Вышеследующая

5. Барзойская свита (K_2^d) сложена переслаиванием известняков, их глинистых разностей, мергелей пестрой окраски (104 м). Местами известняки песчаные, обломочные, с вкрапленными глауконита. Датский возраст свиты определен комплексом фауны, в котором можно назвать руководящие для яруса *mercoglossa danica* (Schloth.), а также характерные виды - *Echinocorys edhemi* Boehm, *E. renngarteni* Posl. et Mosk., *E. conoideus* Goldf., *E. sulcatus* Goldf., *E. pyrenaicus* Seun., *Nomaster abichi* (Anth.), *Coraster sphaericus* Seun.

За основу схемы расчленения верхнего мела Чечено-Североосетинского фацциального типа Северо-Восточного Кавказа (табл. I) взята схема П.П.Лисенкова и П.В.Ботвинника (1976).

В пределах антиклинария Большого Кавказа, прилегающего к зоне моноклинали Северного Кавказа и расположенной южнее Казбекско-Лагодехской тектонической зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, верхний мел отсутствует и появляется только в следующей к югу Местийско-Тванетской зоне, где распространены две группы, флишевых по характеру, фаций. Первая, более северная, развитая на участке Тваливи-Магароскари (бассейн р. Пшавская Арагви), связана с Уперско-Павлеурским покровом Шовско-Пасанаурской подзоны Местийско-Тванетской зоны и составляет самостоятельный Грамульско-Матавский фацциальный тип отложений верхнего мела. Вторая группа фаций расположена в

Стратиграфическая схема верхнего мела бассейнов
рр. Асса и Камыжкеевца

| Ярус | Подъярус | Фаунистические зоны | Служит |
|---------------|----------|--|------------|
| Датский | В | <i>Coraster ansaltensis</i> | барофская |
| | Ср | <i>Herzoglossa danica</i> | |
| | Н | | |
| Мастрихтский | В | <i>Inoceramus tegulatus</i> | нежмюйская |
| | Н | <i>Hauericeras sulcatum</i> | |
| Камыжкеевский | В | <i>Pachydiscus koeneni</i> | зопахская |
| | Н | <i>Inoceramus azerbaijanensis</i> - <i>Micraster schroederi</i> | |
| Сантоцкий | В | <i>Inoceramus crassus</i> | зопахская |
| | | <i>Inoceramus dagestanensis</i> | |
| | Н | <i>Inoceramus cordiformis</i> | |
| | | <i>I. undulato-plicatus</i> - <i>I. cardissoides</i> | |
| Кольцо-кии | В | <i>Inoceramus involutus</i> | ичеройская |
| | Н | <i>Inoceramus wandereri</i> | |
| Туронский | В | <i>Inoceramus lamarki</i> - <i>Inoceramus falcatus</i> | гордийская |
| | Ср | <i>Rugoglobiberina holzli</i> | |
| | Н | | |
| Сенманский | В | <i>Notalipora turetica</i> | гордийская |
| | Ср | <i>Holaster subglobosus</i> | |
| | Н | <i>Mantelliceras mantelli</i> | |

тектонических покровах (с севера на юг: Алисигорско-Чинчвельтский, Садзегурско-Шахветильский, Цивгомборский, Коанско-Аркальский) Инвальско-Гомборской подзоны Местийско-Тванетской зоны, формируя т.н. Гомско-Пховельский фациальный тип верхнего мела (Гамбашидзе, 1979). Верхний мел Гомско-Пховельского типа в целом мощнее, чем Громульско-Матанский. В первом случае четко наблюдаются трансгрессии маастрихта, явления размыва перед сеноманом, средним туроном, датом и палеоценом. В отложениях Грамульско-Матанского типа складкообразовательные движения не проявлены вовсе или же фиксируются лишь возрастанием процента песчано-мелкообломочного компонента лишь на некоторых (маастрихт) уровнях разреза. В позднем маастрихте в этой области осадконакопление, скорее всего, прекратилось. Прогибание морского дна и размыв кордильер продолжались в южной, Инвальско-Гомборской подзоне. Начавшиеся движения субгерцинской (предпозднеэоценовской) фазы складкообразования нарушили общий ход осадконакопления. Усилился темп воздымания и разрушения кордильеры, расположенной на стыке Инвальско-Гомборской подзоны и Закавказского среднего массива ("шовная" кордильера) и подобной, но менее рельефной структуры, ограничивающей позднемеловой бассейн подзоны от такового Шовско-Пасанаурской подзоны. Во внешней, южной полосе бассейна (Цивгомборский, Коанско-Аркальский покровы) происходило интенсивное формирование обломочных толщ "дикого" флиша, который часто несогласно с заметным стратиграфическим несогласием перекрывает древние отложения.

Кордильера, располагавшаяся ближе к борту бассейна Шовско-Пасанаурской подзоны (Алисигорско-Чинчвельтский покров), в процессе своего постепенного развития в период формирования позднеэоценовских толщ отложений, поставляла в бассейн лишь песчанообломочный материал.

Во внутренней полосе Инвальско-Гомборского бассейна, совпадающей с Садзегурско-Шахветильским покровом, в относительно спокойных тектонических условиях происходило накопление сравнительно тонкообломочного алевроитово-кремнистого материала.

Охарактеризованная палеотектоническая обстановка определяла фациальное разнообразие верхнеэоценовских частей разрезов рассматриваемых тектонических покровов. Это обстоятельство следует учесть при составлении стратиграфической схемы расчленения верхнемеловых отложений флишевого бассейна Инвальско-Гомборской подзоны Большого Кавказа. В Шовско-Пасанаурской подзоне при наличии лишь одного тектонического покрова с отложениями верхнего мела дело обстоит проще. Здесь, в Угерско-Павлеурском покрове, схема однотипна. Она отображает последовательность установленных в опорном по р. Арагви разрезе литостратиграфических подразделений местного характера (снизу вверх):

1. Чартальская свита ($K_{2cm, +2a}$) сложена, в основном, песчаниками с прослоями карбонатных сланцев. Песчаники полимиктовые, толстолистные, нередко переходят в гравелиты и конгломераты. Мощность

свиты составляет 40—45 м. Она содержит остатки микрофораминифер, присутствие среди которых *Thalmaninella appenninica* (Renz), *Præglobotruncana stephani* Gand., *Hedbergella planispira* (Tapp) определяет, в основном, равненсеноманский (с элементами среднего сеномана) возраст свиты.

2. Бучанская свита ($K_2sm^b - t_1$) состоит из трех частей, нижняя из которых представлена окремненными песчаниками и известняками с прослоями гравелитов. Средняя часть — силищитовая, наиболее ярко выражена в разрезах. Внешне верхняя часть по составу напоминает нижнюю, хотя местами здесь отмечается туфогенная примесь. Мощность свиты 40—46 м. Она содержит фауну микрофораминифер средне-поздненсеноманского (*Thalmaninella appenninica* (Renz) и реже — туронского (*Pythonella ovalis* Kaufm., *globotruncana inflata* Bolli, *Rugoglobigerina holzlii* (typica Vass.) возраста.

3. Хамульская свита (K_2t_2-cn) — белые и розовато-красные известняки и мергели пестрой окраски (15—30 м) содержат микрофораминиферы, среди которых встречаются поздне-турон-коньякские виды *Globotruncana angusticarinata* Gand., *G. renzi* Gand.). Стратиграфическое положение свиты позволило отнести ее низы к позднему турону.

4. Мутудская свита (K_2st) — известняки литографского типа светло-серой окраски с пакетами мергелей (80—90 м). В верхах свиты известняки местами брекчиевидные. Породы содержат микрофораминиферы, совместное существование которых возможно только в сантоне (*Flabellina suturalis* Cushman., *Neoflabellina rugosa* d'Orb., *Anomalina infrasantonica* Balakh.). Имеется также находка сантонского *Inoceramus lingus* Goldf.

5. Цитлинская свита (K_2cp) сложена пелитоморфными известняками оливкового, розового и желтовато-серого цвета с пакетами зеленых и розовых мергелей (70 м). В верхах свиты наблюдаются пропластки и прослои песчаников и гравелитов. Стратиграфическое положение свиты в разрезах говорит в пользу ее кампанского возраста, чему не противоречат встречаемые в ней микрофораминиферы поздненсеноманского возраста (*Globotruncana arca* Cushman., *G. rosseta* Carss., *G. fornicata* Querr.), *Gaudryina crassa* Mars.).

6. Сапердетская толща (K_2m) венчает разрез верхнего мела Шовско-Пасанаурской тектонической подзоны. Неширокое распространение по площади (бассейн р. Арагви) стало причиной выделения данного стратиграфического подразделения в ранге толщи. В ее строении принимают участие белые известняки, местами песчанистые с редкими прослоями мергелей (20—25 м), охарактеризованные микрофораминиферами раннего аастрихта (*Guembellina elegans* (Kz.) и др.).

Приведенные сведения о составе верхнего мела Шовско-Пасанаурской тектонической подзоны послужили основой для составления схемы стратиграфического расчленения (табл. 2).

Таблица 2

Стратиграфическая схема верхнего мела Новосо-Пасауурской
тектонической подзоны

| Ярусы | Подъярусы | Слои с фауной | Сыты и толща |
|-------------|-----------|---|------------------|
| Датский | в | Отсутствуют | Отсутствуют |
| | ср | | |
| | н | | |
| Масбургский | в | | |
| | н | <i>Guembellina elegans</i> | Салернская толща |
| Кемпский | в | <i>Grammostomum incrassatum</i> | Цитанская сыта |
| | н | <i>Globotruncana arca</i> | |
| Салтонский | в | <i>Flabellina suturalis</i> | Мугудская сыта |
| | н | <i>Gavellinella infrasantonica</i> | |
| Коньякский | в | <i>Globotruncana angusticarinata</i> | Хемусская сыта |
| | н | | |
| Туронский | в | <i>Gavelinella ammonoides</i> | Бучанская сыта |
| | ср | | |
| | н | <i>Rugoglobigerina nolzi typica</i> <i>Pithonella ovalis</i> | |
| Сенманский | в | <i>Rotalipora cushmani turonica</i> | Чаргальская сыта |
| | ср | <i>Thalmaninella appenninica</i> <i>Praeglobotruncana stephani</i> | |
| | | н | |

Общая для Ингвальско-Гомборской тектонической подзоны схема стратиграфического расчленения верхнего мела разработана на основе разрезов Садзетурско-Шахветильского покрова. В качестве опорного выбран разрез по р.Хэвкрили (Гамбанидзе, 1979). Установлены семь свит, слагающие верхний мел рассматриваемой тектонической подзоны. Снизу вверх:

1. Укумартская свита (K_2cm_1+2a) сложена песчаниками, гравелитами и аргиллитами. По направлению к внешним, особенно к южной, прилегающей к срединному массиву, частям геосинклинального прогиба, свита, нередко с разрывом, доходит на древние толщи, заметно возрастает (до 200 м) мощность, степень грубозернистости и грубообломочности пород. Появляются конгломераты и глыбовые брекчии (сатхакеская "свита") и вулканиты (андезито-базальты, туфы). Отложения укумартской свиты по сравнению с другими флишевыми толщами (за исключением, быть может, маастрихтского возраста) лучше охарактеризованы палеонтологически. Находим *Inoceramus crispus* Mant. в низах, *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) в верхней части и *Thalmaninella appenninica* (Renz), *Th. evoluta* (Sig.), *Praeglobotruncana stephani* (Gand), *Clavhedbergella simplex* (Mort.) под кровлей свиты скорее всего ограничивают ее верхний возрастной предел низами среднего сеномана.

2. Анакурская свита ($K_2cm_2^b-t_1$) в силу ее слоистого состава, одна из ярко выраженных в природе маркирующих свит верхнего мела складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Подразделение свиты (135 м) на три подсвиты основано на присутствии в средней части в целом известнякового окремненного разреза, горизонта черных и серых кремней (4-35 м). В окремненных известняках верхней подсвиты нередко наблюдаются прослои песчаников, гравелитов, мелкообломочных брекчий с возрастанием размера галек по направлению к кровле свиты. Скучная, но характерная ископаемая фауна определяет сеноман (*Guembellina senomana* Kell. и др.) - раннетуронский (*Inoceramus labiatus* Schloth., *Globotruncana inflata* Bolli) возраст свиты. Согласное залегание южноанакурской подсвиты на укумартской свите ограничивает ее возраст верхами среднего сеномана.

3. Маргалитскодзеская свита (K_2t_2-cn) некоторым образом также является маркирующей для разрезов как флишевого, так и субплатформенного верхнего мела из-за присутствия в ней характерных розовато-буро-красных известняков и мергелей, наряду с белыми и желтовато-серыми равновидностями пород. Характерны линзы и стяжения красновато-бурых и серо-бурых кремней, прослоев гравелитов, микроконгломератов, туфов (20-40 м). Местами свита с незначительным разрывом ложится на подотпилающие отложения. Встреченная в свите фауна двустворчатых (*Inoceramus inconstans* Woods, *I. bronniarti* Mant;), в совокупности со стратиграфическим положением в разрезах, определяет среднетурон-коньякский возраст рассматриваемого подразделения.

4. Эзмаксхевская свита (K_{2st}) сложена известняками литографского типа с пакетами мергелей и карбонатных глин (35–80 м). Окраска известняков меняется от белой до светло-фиолетовой. Мергели в основном серо-зеленые, хотя местами приобретают розовую окраску. Встречаются конкреции и линзы коричневого кремня, прослой гравелитов. Принадлежность свиты к сантонскому ярусу определяется находками ископаемых моллюсков и микрофораминифер (*Naucericeras cf. gardeni* Bailly, *Zelesmitella praequarior* Stoll., *Inoceramus undulatopectatus* Koem., *I. lobatus* Goldf., *I. granhroldi* Tsag., *I. balticus rugosus* Tsag.).

5. Джорджская свита (K_{2gr}) сложена светло-серыми, серо-желтыми, местами пестроцветными песчанистыми, глинистыми, а также зернистыми известняками, карбонатными песчаниками, гравелитами с пакетами пестроокрашенных мергелей и глин (25–60 м). Свита имеет регрессивный характер и датируется кампаном на основе редких находок *Inoceramus ex gr. balticus* Boehm, *Grammatodorus decoratus* (Jons).

6. Сабульская свита (K_{2m}) несогласно перекрывает подстилающие толщи вплоть до анапурической свиты. В области типового развития (Садзегурско-Шахветильский покров) свита представлена флишевым чередованием белых, серых известняков, их песчанистых и брекчиевых разновидностей, гравелитов, микроконгломератов, серо-фиолетовых и коричнево-красных мергелей (65–90 м). В сторону Алисигорско-Чинчельского покрова породы свиты претерпевают фациальное изменение в сторону обогащения терригенным компонентом, до того, что в этой полосе она сложена толстослоистыми (до 2–3 м) известковистыми песчаниками, песчанистыми известняками с прослоями мергелей ("меквикурская" фашия). В южном, Цивгомборском покрове, ближе к "шовной" кордильере резко возрастает количество грубообломочных пород (конгломераты, брекчии, гравелиты), с которыми чередуются типичные флишевые элементы — известняки, мергели, часто красно-серо-розовой окраски ("живальская" фашия). В восточных районах развития покрова размер глыб зоогенных известняков верхней яры, порфиритов байоса, туфовых известняков турон-коньяка значительно возрастает (2–3 м). Маастрихтский возраст свиты определен находками многочисленных аммонитов, двустворчатых и фораминифер: *Naucericeras sulcatum* (Kner.), *Inoceramus proximus* Meek, *I. cf. balticus* Boehm, *I. cf. georgicus* Tsag., *Orbitoides apiculata* Schlumb., *O. media* d'Arch., *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.), *Orbitoides tissoi* Schlumb., *Pseudosiderolites calcitrapoides* (Lam.), *Globotruncana arca* Cushman., *Heterohelix globulosa* (Mg.) и др.

7. Кветарская свита (K_{2d}) также претерпевает фациальное изменение ближе к бортам флишевого трога. В Садзегурско-Шахветильском покрове свита представлена карбонатными песчаниками, песчанистыми известняками, микроконгломератами, мергелями, аргиллитами с заметным окремнением (15–130 м). Сокращение мощностей в разрезах связано

с предпалеоценовым размывом. В Адисигорско-Чинчельтском и Цивиборском покровах развиты фашиальные разновидности кветерской св. В первом случае это "босельтская" фация, представленная мощными пластами карбонатных песчаников меквадурского типа, а во втором случае - "аркальская" фация - пестроцветные, часто песчанистые и гели, глинистые известняки и песчаники. Рассматриваемая свита с. но охарактеризована ископаемой фауной и только в крайне южной части флешевого трога (с. Песраго) в области развития "аркальской" фации встречаются иглокожие датского возраста. В табл. 3 дана схема стратиграфического расчленения верхнего мела Ынвальско-Гомборск тектонической подзоны Местийско-Тланетской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

Таким образом, южная окраина Восточноевропейской платформы меловом периоде включала две островные дуги. Севернее Закавказско дуги (Закавказский срединный массив) располагался т.н. Большекавказский малый океанический бассейн (Адамия, 1984), отделенный от бассейна Восточноевропейской платформы Большекавказской островной дуго Гетерогенность дна седиментационного бассейна, характерная палеотектоническая обстановка обусловили формирование вышеописанных трех фашиальных типов верхнемеловых отложений. В рассматриваемой части позднемелового бассейна Кавказа были расположены относительно южные "суши" (Дзиркульская, Натахтари-Мцхетская, Западнокавказская) архипелаги более мелких островов (Ананурский, Зиари-Пховетский, донский и др.). Преобладание в фаунистических комплексах свободноплавающих форм и планктонных фораминифер указывает на связь бассейна Южного склона Большого Кавказа с обширным морем, покрывавшим южный Кавказ и Крым.

На небольшие глубины (150-200 м) бассейна, особенно в начале позднемеловой эпохи, указывает частое присутствие в осадках минералов группы глауконита, а также обитателей мелководья (*Mantelliceras Mariella, Inoceramus* и др.). Впоследствии батиметрические условия в связи с чередованием регрессии и трансгрессии часто менялись, глубина бассейна, по всей вероятности, не превышала трехсот метров. Временами, невзирая на общность бассейна в целом, различные участки дна были достаточно четко разобщены подводными или надводными поднятиями и в подобных "впадинах" формировались различные литофашиальные типы осадков. В этом различии и заключается существенная трудность и преодолимая трудность увязки стратиграфических схем расчленения.

Наиболее легко опознаваемой и четко коррелируемой частью р

Таблица 3
Стратиграфическая схема верхнего мела Ливиньяльско-Гомборской тектонической подзоны

| Ярусы | Подъярусы | Слон с фауной | Смены | |
|---------------|-----------|------------------------------------|---------------------------------|----------------|
| Датский | В | <i>Aragonia excolata</i> | архаль- ская фауна | |
| | СР | <i>Coraster sphaericus</i> | | квтерс- кая |
| | Н | | | |
| Масстрихтский | В | | ливиньяль- ская фауна | |
| | Н | <i>Lepidorbitoides socialis</i> | | сабуес- кая |
| | Н | <i>Guembellina elegans</i> | меква- лурс- кая фауна | |
| Кампанский | В | <i>Grammatostom incrassatum</i> | дворчская | |
| | Н | <i>Bolivinooides decoratus</i> | | |
| Сантоновый | В | <i>Belemnitella praecursor</i> | земаксисевская | |
| | Н | <i>Inoceramus undulatoPLICATUS</i> | | |
| Коньякский | В | | маргалитескидская | |
| | Н | <i>Gaudryina laevigata</i> | | |
| Туронский | В | <i>Inoceramus brongniarti</i> | верхнее | |
| | СР | <i>Inoceramus labiatus</i> | | |
| | Н | <i>Globotruncana inflata</i> | | |
| Сеноманский | В | <i>Clavidherbergella simplex</i> | нижнее | |
| | СР | | | |
| | Н | <i>Mechibolites ultimus</i> | укумартская | |
| | | <i>Gavelinella senomanica</i> | | |

и розовых известняков с подчиненным количеством мергелисто-глинисто-сланцевого компонента. Близость вещественного состава отложений указывает на господство в бассейне единой седиментационной обстановки, установившейся после прекращения восходящих движений австрийской фазы и начала погружения морского дна, обусловившего наступление среднетуронской трансгрессии.

Обогащение отложений кремнеземом (в виде линз и конкреций), а также своеобразная красно-бурая окраска известняков и мергелей коньякской части разреза связано с поступлением в бассейн эманации из многочисленных вулканических центров, существовавших в то время на Закавказской островной дуге.

Достоверность корреляции, основанной на однородности и сходстве литологического состава отложений, хорошо подтверждается и палеонтологическими данными. В разрезах встречаются общие виды ископаемой фауны микрофораминифер (*Cavelinella ammonoides* (Reuss), *Globotruncana lapparenti* Bretz., *G. fornicata* Plum.), а также иноцерамов из группы *Lamarcki-inconstans* (*Inoceramus falcatus* Heinz, *I. apicalis* Woods, *I. lamarcki* Park., *I. brongniarti* Mant., *I. inconstans* Woods).

Предсреднетуронская часть разреза верхнего мела зоны моноклинали Северного Кавказа охватывает гордийскую свиту, сложенную карбонатно-терригенными образованиями сеноман-раннетуронского возраста. В складчатой системе Южного склона Большого Кавказа в этом интервале представлены укутмартская и залегающая на ней ананурская, а также соответственно чартальская и бучанская свиты, являющиеся также карбонатно-терригенными комплексами. Резкое возрастание в ананурской свите и ее аналогах процента перичных кремнистых пород, несколько "отодвигает" ее от верхней (среднесеноман-раннетуронской части) гордийской свиты. В целом, процесс формирования кремнесодержащих пород в сеноман-раннетуронском бассейне Северного Кавказа проявился в гораздо меньшей степени. Только в Меловом Дагестане, в районе Левашин по р. Гамри-озень (с. Нижние Чугли), под кровлей сеномана и в низах турона имеются следы этого процесса в виде продолговатых линз и прослоев черного кремня в известняках. Картина весьма напоминает "ананурскую" литофаціальную обстановку. Складывается впечатление, что фашии Левашинского района Дагестана, особенно в верхнесеноман-нижнетуронской части разреза, более близки к фашиям одновозрастного интервала переходной от геосинклинали к срединному массиву полос, каковой является полоса распространения отложений Хамусского фашиального типа в Абхазской подзоне Гагрско-Джавской тектонической зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа (Гамбашидзе, 1979). Вопрос локализации кремнезема в большинстве случаев в линейных, протяженностью до 1000 км узких желобах, на наш взгляд, все еще требует объяснения. В этом процессе, наряду с другими причинами, в

определении путей поступления кремнезема, по-видимому, должны были сыграть роль линейные разломы глубокого заложения, определяющие контуры трогов флишевого осадконакопления Южного склона Большого Кавказа.

По признаку отсутствия явного "перенасыщения" кремнеземом, отложения сеноман-нижнего турона Чечено-Североссетинского фациального типа проявляют литофациальное сходство с фациями Абхазско-Осетинской шовной зоны - переходной полосы от геосинклинального трога к Закавказскому массиву. Достоверность корреляции гордийской свиты с укугмартской и залегающей на ней ананурской подтверждается присутствием в отложениях общих видов: *Inoceramus crispus* Mant., *Thalmaninella appenninica* (Brotz.), *Rotalipora turonica* Brotz., *R. cuschmani turonica* (Brotz.) и основного вида *Rugoglobigerina holzli* (Naeg), представленного в бучачанской свите разновидностью *typica* Vass.

Некоторое затруднение вызывает корреляция верхней границы зонахской и змакисхевской (и ее стратиграфического аналога - мутудской) свит. Как в литофациальном (известняки и мергели), так и в палеонтологическом отношении (наличие общего *Inoceramus undulatopectatus* Roem) коррелируемые свиты проявляют достаточное сходство, но более широкий (сантон-нижний кампан) объем зонахской свиты нарушает "стройный" ход корреляции. Согласно имеющемуся в нашем распоряжении материалу, верхняя часть зонахской свиты занимает отрезок непрерывного разреза верхнего мела, примерно соответствующий нижней половине джорчской (=цитлинской) свиты, в силу кампанского возраста последней. Четко выраженный литофациальный аналог джорчской свиты складчатой системы Южного склона в пределах зоны моноклина Северного Кавказа отсутствует. Он как бы "растворяется" в верхах зонахской и низах нехлойской свит. Поэтому сантонская (если не вся верхнемеловая) часть разреза Северного Кавказа проявляет заметное литофациальное сходство (если исключить позднемеловой локальный вулканизм) с таковой Закавказского среднего массива.

Четко выраженного литофациального сходства между сабуеской и нехлойской свитами, за исключением их общего свойства - известковистости - как будто нет, хотя в нехлойской свите также наблюдается увеличение процента терригенного материала, брекчирование известняков и перерывы в осадконакоплении, особенно в верхах свиты. Корреляция рассматриваемых стратиграфических подразделений основана на наличии в них общих видов ископаемой фауны - *Hauericeras sulcatum* (Kner), *Guebbellina varians* (Rz.). Присутствие в нехлойской свите *Pachydiacrus koelpleni* (Gross.), *Bostrychoceras polyplacum* (Roem.) определяет позднекампанский возраст низов свиты. Остальная, большая часть свиты, приходится на маастрихт, как и в случае сабуеской свиты Южного склона Большого Кавказа. Исходя из этих соображений, сабуескую свиту можно коррелировать, по крайней мере, со средней и верх-

ней частями нехилойской свиты.

Вышеуказанные барзойская и четверская свиты, хотя и имеют карбонатный характер, но относятся к различным генетическим типам (квтерская свита — типичное флишевое чередование пород) и обе принадлежат к датскому ярусу. В комплексах ископаемой фауны рассматриваемых свит общие виды отсутствуют, но достоверно определенный по морским ежам возраст является надежной основой для их корреляции.

Заканчивая сопоставление верхнемеловых отложений северного и Южного склонов Большого Кавказа в бассейнах рр.Асса, Камбилеевка и Арагви (табл.4), следует отметить, что отложения Чечено-Североосетинского фашиального типа междуречья Асса-Камбилеевки в литофашиальном отношении наиболее близки к верхнемеловым отложениям северного борта Закавказского срединного массива (в части Грузинской глыбы), представленными в полосе развития Абхазско-Рачинского фашиального типа. В более внутренних зонах трюга флишевой геосинклинали расположено фашия Хашупского типа. Вероятным аналогом багереластаской свиты этой зоны можно считать представленные в Меловом Дагестане (Левани) известняково-слюдаштитовые образования сеноман-раннетуронского возраста. Западнее р.Сулак аналоги флишевого верхнего мела Местийско-Тыанетской тектонической зоны отсутствуют, скорее всего по причине вздымания и размыва Большекавказской островной дуги.

Таблица 4

Сопоставление верхнемеловых отложений бассейнов
рр.Асса, Камбилеевка и Арагви

| Ярус | Подъярус | Междуречье Асса-Камбилеевка | Шовско-Пасанаурская тектоническая подзона | Анвальско-Гомборская тектоническая подзона |
|---------------|----------|-----------------------------|---|--|
| Датский | в | барзойская свита | отсутствует | квтерская свита |
| | н | | | |
| Маастрихтский | в | нехилойская свита | сапершетская толща | сабуеская свита |
| | н | | | |
| Кампанский | н | зонахская свита | цитлинская свита | джорчская свита |
| Сантонский | в н | | мугудская свита | эзмакисхевская свита |
| Коньякский | в | ичкеройская свита | хамушская свита | маргалитскодидеюская свита |
| | н | | | |
| Туронский | в | гординская свита | бучаанская свита | ананурская свита |
| | ср н | | | |
| Сеноманский | в | гординская свита | чартальская свита | укутмартская свита |
| | ср н | | | |

1.2. К СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ (БАРРЕМ, АПТ)
ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р.КАМБИЛЕЕВКА

На территории Северного Кавказа в интервале верхний баррем-нижний апт, вопрос о биостратиграфической границе решается неоднозначно (Друшниц, 1963; Котетшвили, 1970; Какабадзе, 1971; Егоян, 1977; Геология СССР, 1968; Нижний мел Кга СССР, 1985 и др.).

Анализ литературных источников, а также проведенные нами в 1984 году полевые исследования на территории Ингушетии показали, что в этом районе четко выявлено стратиграфическое несогласие между барремскими и аптскими отложениями. В основании представленных здесь аптских отложений развит т.н. "сгруженный горизонт", который по своему характеру имеет много общего со "сгруженным горизонтом" Центрального Дагестана, хотя, как выясняется, по содержанию ископаемых остатков они отличаются друг от друга.

Богатый палеонтологический материал был обнаружен нами в устье р.Камбилеевка и в правом ее притоке, севернее с.Тарское (окр. Бардабос). Здесь баррем-аптский разрез представлен в терригенной фации - алевролитами, глинами, глинистыми песчаниками.

Многочисленный и разнообразный комплекс ископаемой фауны был обнаружен и определен нами в "сгруженном горизонте" в ущ.р.Камбилеевка: *Matheronites ridzewskiyi* Kar., *M. sp.*, "*Acrioceras*" *furcatum* (d'Orb.), *Heteroceras sp.*, *Argvethites densocostatus* Kakab., *A. cf. laahensis* Rouch., *Imerites sp.*, *Deshayesites deshayesi* (Leum.), *D. deschi* Papp, *D. oglanlensis* Bogd., *D. consobrinus* (d'Orb.), *D. terminalis* Bogd., *D. lupповi* Bogd., *D. ex gr. weissii* Neum., *D. sp.*, *Barremites subdifficilis* Kar., *B. sp.*, *Chelonicerias seminodosum* Sinz., *Ch. sp.*, *Dufrenoya sp.*, *Phyllorachyceras sp.*, *Tetragonites duvalianus* (d'Orb.), а также фрагменты гастропод и двусторончатых моллюсков. Анализ состава аммонитов показывает, что данный комплекс содержит разновозрастную фауну; в основном это позднебарремские (зоны *Heteroceras astieri* и *Matheronites ridzewskiyi*) и раннеаптские (зоны *Deshayesites weissii*, *Deshayesites deshayesi* и *Dufrenoya furcata*) формы, заключенные в слое мощностью 0,7-1,0 м. В породе они разбросаны хаотично, без ориентации в пространстве, а часть из них несет следы окатанности.

Другой интересный разрез, аналогичный описанному, нами был изучен в правом притоке р.Камбилеевка - р.Бардабос. По возрастному составу аммонитов он также отличается от дагестанских разрезов. Здесь, помимо видов, перечисленных выше, встречаются *Colchidites ex gr. bethleiviensis* Kakab., *Paraimerites cf. densocostatus* (Reum.),

Kutatissites rathathensis Kakab., *K. sp. ind.*, *Audouliceras tzo-*
tnei (Rouch.), *Pseudocrioceras sp.*, *Deshayesites formosus* Bogd,
Kvant., Scharik., *Neohibolites sp.*, *Nautilus sp.* Как видим, комп-
лекс содержит как позднебарремские, так и раннеаптские виды.

Сравнивая барремско-аптские разрезы Интушетки и Центрального Дагестана выясняется, что условия осадконакопления в этих местах в течение позднего баррема и раннего апта довольно резко отличались друг от друга. Исследования (Какабадзе, Кванталвани, Шарикадзе, 1978) показали, что в Центральном Дагестане (разрезы сс. Чугли, Левани, Цудахар и др.) аптские отложения согласно продолжают верхнебарремские породы: выше пачки песчаников и глинистых песчаников, содержащих аммониты верхнебарремской зоны *Matheronites ridzewskyi* (*M. ridzewskyi* Kar., *M. trispinosus* (Koen.), *M. sp.*) согласно залегают глинистые песчаники без фауны (мощность около 1 м), условно отнесенные нами к нижнему апту, выше которого следует слой песчаника с нижнеаптскими аммонитами — *Pseudocrioceras waageni* (Anth.), *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl., *Procheloniceras sp. ind.* (мощн. около 0,10-0,15 м). Выше также согласно следует пачка (мощн. 18-20 м) песчаников и глинистых песчаников, которая венчается слоем мощностью около 0,5 м песчанистого известняка с довольно обильной аммонитовой фауной зоны *Deshayesites deshayesi*.

Выше по разрезу залегают пачка глинистых песчаников (2,5 м), а еще выше — т.н. "сгруженный горизонт" (по В.П. Ренгартену) (брекчия-конгломератовый слой с множеством аммонитов, большая часть которых переотложена и несет следы окатанности) и, как выясняется, он содержит аммониты зон *Deshayesites deshayesi*, *Dufrenoyia furcata* и нижней части зоны *Colombiceras crassicostratum* — *Epicheloniceras submodosocostatum*. в смешанном виде. Непосредственно над "сгруженным слоем" были обнаружены аммониты нижней зоны среднего апта — *Colombiceras cf. saucasica* Lupp., *C. ex gr. crassicostratum* d'Orb., *Epicheloniceras sp. ind.* Следовательно, в Центральном Дагестане устанавливается наличие: а) верхнебарремской зоны *Matheronites ridzewskyi*, б) нижнеаптской зоны *Deshayesites weissii*, в) нижней части зоны *Deshayesites deshayesi*. Верхняя же часть зоны *Deshayesites deshayesi* и следующая за ней зона *Dufrenoyia furcata* в упомянутых разрезах отсутствуют из-за размыва, а их биофосилии находятся во вторичном залегании в брекчия-конгломератовом слое, являвшимся базальным основанием среднего апта (гаргаза), т.е. средний апт со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях средней зоны нижнего апта — зоны *Deshayesites deshayesi*. В западном направлении, уже в западной части Дагестана (разрезы сс. Данду, Тлярата, г. Ботлиха и др.) в брекчия-конгломератовом слое среднего апта, помимо отмеченных выше типичных нижне- и среднеаптских видов, содержатся в большом количестве и верхнебарремские виды (*M. ridzewskyi* Kar., *M. trispinosus* (Koen.)), что указывает на то, что

развив пород, подстилающих средний апт, в западной части Дагестана загрохивал отложения верхнебарремской зоны *Matheronites ridzewskyi*.

Таким образом, сравнивая фаунистический состав и стратиграфическую последовательность верхнебарремских и нижне- и среднеаптских отложений в указанных выше разрезах Центрального Дагестана, Ингушетии, а также более западных разрезов Северного Кавказа, можно отметить основные различия.

В Центральном Дагестане хорошо устанавливается непрерывное, нормальное осадконакопление в интервале поздний баррем-ранний апт и фаунистически установлены зоны *Matheronites ridzewskyi*, *Deshayesites weissii* и нижняя часть зоны *Deshayesites deshayesi*. Выше со стратиграфическим несогласием залегает "сгруженный горизонт", в котором вместе с переотложенными аммонитами средней и верхней зон нижнего апта обильно встречаются и среднеаптские виды. Что касается территории Ингушетии, то здесь "сгруженный горизонт" залегает на песчаники нижнего (?) баррема (точный возраст не установлен) и содержит в смешанном виде руководящие аммониты двух верхнебарремских (зоны *Heteroceras astieri* и *Matheronites ridzewskyi*) и трех нижнеаптских (зоны *Deshayesites weissii*, *Deshayesites deshayesi*, *Dufrenoyia furcata*) зон. Западнее от рассматриваемой территории, в центральной части Северного Кавказа (разрезы р.Белая речка и др.) условия осадконакопления в интервале верхний баррем-апт были иные; здесь в переотложенном виде находятся лишь раковины позднебарремских и самых ранних представителей нижнего апта аммонитов (лишь зоны *Deshayesites weissii*) и над этим слоем (мощность около 0,8-1 м) в нормальном залегании следуют отложения зон *Deshayesites weissii* (точнее ее верхняя часть), *Deshayesites deshayesi*, *Dufrenoyia furcata*, а еще выше - отложения среднеаптской зоны *Epicheloniceras subnodosocostatum*.

Следовательно, условия осадконакопления в позднем баррем-апте на территории рассматриваемых регионов довольно сильно отличались друг от друга. Изучение стратиграфического несогласия между барремом и аптом в Ингушетии (с.р.Камбилеевка) показало, что отложения, соответствующие двум верхнебарремским зонам (*Heteroceras astieri* и *Matheronites ridzewskyi*) и трем нижнеаптским зонам (*Deshayesites weissii*, *Deshayesites deshayesi* и частично *Dufrenoyia furcata*) на данной территории практически отсутствуют.

1.3. СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ВЕРХНЕЙ ЮРЫ МЕЖДУРЕЧЬЯ АССЫ И ТЕРЕКА

В бас. р. Ассы верхнеюрские отложения представлены двумя литологическими комплексами: терригенно-карбонатным (келловей, 40–60 м) и доломитово-известняковым (окофорд-титон, до 1300 м). Руководящей фазой здесь охарактеризована лишь нижняя часть разреза, расчленение в вышележащих доломитов и известняков производится по литологическим признакам. Довольно однообразные известняки и доломиты по пространству испытывают значительные фацialsные изменения. Резко меняются и мощность этих отложений. Так, например, в разрезе по ущ. р. Тезек мощность карбонатных отложений верхней юры достигает 1700 м, а деленные здесь свиты трудно сопоставимы со свитами бас. р. Ассы (однообразные доломиты верхнего оксфорда западнее замещаются битуминозными известняками, известняками с желвакообразными стяжениями кремня и т. д.). В диапазоне от оксфорда до титона здесь выделено шесть зон, условно датированных оксфордом, кимериджем и титоном (в последних выделяются четыре свиты). Единственный аммонит, подтверждающий оксфордский возраст низов доломитово-известняковой части разреза, был найден В. П. Ренгартом (1931) в дельте сухой балки, восточнее извалин с. Тёри — *Euammonites cf. paratatum* (Sow.).

Значительно больший интерес в отношении уточнения стратиграфии вызывает небольшая по мощности, местами содержащая богатую руководящую фауну моллюсков, терригенная толща келловей, прерывистые обнажения которой прослеживаются в основании эскарпа южного склона Скалистого хребта. Мощные дельтальные образования (осыпи вышележащих доломитов и известняков) часто полностью скрывают келловейские отложения и лишь местами виден нижний контакт описываемой свиты с образованиями средней юры. На левом берегу р. Ассы, недалеко от начала каньонообразного ущелья, высоко на склоне издали отчетливо виден базальный слой келловей — довольно толстый слой светлого цвета, почти непрерывно протягивающийся с востока на запад: от круглого большого обнажения восточнее развалин с. Тёри до тропы севернее с. Хамли. Здесь выше кладбища с. Хамли, обнажается слой (I-I,3 м) серого скалистого известняка с бурными железными пятнами, нижняя часть которого (0, I-0,25 м) представляет собой конгломерат, состоящий из мелких неправильной (чаще уплощенной) формы черных арчидилитов нижележащей свиты, сцементированных песчано-карбонатным плотным материалом. Подстилающие среднеюрские отложения — чередование черных арчидилитов (0, I-0,3 м) и светло-серых алевролитов (0,05-0,15 м) соде-

редкие *Vositra buchii* (Roem.) и многочисленные растительные остатки. В этом разрезе фиксируется угловое несогласие между последней свитой и базальным слоем келловей, достигающее 10-15° и наблюдаемое вдоль простирания на расстоянии до 20 м (до конца обнажения). Четко видна волнистая поверхность размыва.

В конгломерате и песчанистом известняке нами найдено много плохо сохранившихся остатков ежей, морских лилий, двустворчатых и брахиопод. Вышеделетские аргиллиты и алевролиты в данном разрезе обнажены очень плохо.

Именно этот разрез, по всей вероятности, впервые описал А.С. Сахаров (1965) под названием разреза у с.Отанк. В базальном слое (непоорядоченно выше конгломерата с аргиллитовой галькой) им найдены три раннекекловейских макроцефалита, двустворчатые, ежи, белемниты и брахиоподы. Выше он выделяет конгломерат ржаво-бурого цвета сложенный гальками мергелей и известняков, содержащий неопределенные окатанные ядра двустворчатых и аммонитов (0,25 м). В следующем вышнем слое (1,6 м) серого алевролита им найдены *Keplerites ex gr. gowenriani* (Sow.), *Sigaloceras calloviense* (Sow.), *S. aff. calloviense* (Sow.) и двустворчатые. Еще выше им выделяются пачки черных глин с конкрециями (58,8 м), серых алевролитов (15 м) и бурых массивно-слоистых песчаников (37,5 м). По мнению А.С. Сахарова, вся найденная фауна носит следы длительного переноса в водной среде. Следует отметить, что в данном разрезе, несмотря на нормальную последовательность нахождения руководящих аммонитов (внизу - зона *Megacerasphaltes megacerasphalus*, выше - зона *Sigaloceras calloviense*), А.С. Сахаров считает их переотложенными в средний келловей. Мощность терригенных отложений келловей, судя по залеганию слоев и расстоянию до карниза доломитов, здесь не должна превышать 40 м, что почти втрое меньше мощности, намеряемой А.С. Сахаровым и предыдущими исследователями (Ренгартен, 1931; Крымов, 1961 и др.).

Примерно в 1 км северо-восточнее описанного разреза, севернее развалин с.Тёри, высоко над ущельем видно узкое длинное обнажение терригенных отложений. Здесь, среднеюрская свита, представленная аргиллитами с прослоями песчаников, линзами, буднями и слоями, переполненными сидеритовыми конкрециями (шаровидными, почковидными, плоскими), заканчивается пачкой (7,5 м) аргиллитов с очень редкими прослоями песчаников, на которой залегает:

1. Слой брекчиевидного песчанистого плотного известняка с ржавыми ожелизненными участками и гальками неправильной формы черных и темно-серых аргиллитов в нижней части слоя. На выветрившей поверхности плотного известняка встречаются естественно отпрепарированные двустворчатые, брахиоподы, морские ежи и лилии: *Lima* sp., *Ostrea* sp. 0,8-1,0 м

2. Аргиллиты темно-серого цвета со слоями-цепочками ржаво-черных неправильной формы конкреций, чередующихся через 0,3-0,5-1,0-1,5 м. В 5-7 м над базальным слоем мной в конкрециях найдены: *Sadoceras* (*Parasadoceras*) *elatmae* (Nik.), *Kerplerites* sp. ind., *Sadomites* sp., *Pinna* sp. В аргиллитах же собрано множество мелких *Sadoceras* sp. (cf. *mundum* Sazonov), фрагменты отпечатков *Macrocephalites* sp., *Necticoeras* sp. и *Pseudophyllocegas* sp. Из двустворчатых часто встречаются мелкие *Vositra buchii* (Roem.) 9,5 м
3. Серые аргиллиты с редкими конкрециями и будниками сидеритов (до 10 см) 28,5 м

Далее, на расстоянии до 5 м слои покрыты делянцем. Таким образом, мощность келловейской терригенной свиты здесь, как и западнее, не превышает 40 м.

Подобные же разрезы келловейской терригенной свиты прослеживаются по простиранию западнее, на расстоянии до 25 км, до устья р. Терек. Наиболее известные из них: разрез у перевала Герчеч, у с. Фортоут (по р. Адечки) и на правом берегу р. Терек (напротив с. Чми). Нами детально изучены два последних.

По левому склону ущ. ручья Адечки (у с. Фортоут) над среднепротинными темно-серыми (почти черными) аргиллитами и алевролитами с многочисленными остатками двустворчатых *Vositra buchii* (Roem.), *Goniomya* sp., *Pleuromya* sp., *Pholadomya* sp. после перерыва в обнажении следует:

1. Пачка очень плотных органогенно-обломочных песчаных известняков с красными железненными пятнами. Слои этих известняков (мощность от 0,3 до 1,0 м) слагают пачку видимой мощностью до 4-5 м
2. Непосредственно на ней залегают довольно мягкие зеленоватосерые глинистые алевролиты с редкими тонкими (до 0,1-0,2 м) прослоями плотных песчаных известняков и карбонатных песчаников. В этой пачке нередки глинистые сидериты в виде линз, линзовидных слоев и конкреций разных размеров и формы (часто скорлуповатых, внутри полых, выветрелых). В одной из конкреций в нижней части пачки найден прекрасной сохранности *Macrocephalites canizarroi* (Gemm.), а во вмещающих конкрециях мягких глинистых алевролитах обнаружены многочисленные мелкие (лине) особи *Macrocephalites* sp., фрагменты отпечатков крупных *Sadoceras* sp. и *Macrocephalites* sp., многочисленные деформированные внутренние ядра филлоперасов, перисфинкtid, радиоцерасов, разнообразных двустворчатых. Здесь же в глинах найдены *Sadoceras elatmae* (Nik.) и несколько экземпляров *Sadomites* sp. 10-12 м

3. Выше по разрезу, на расстоянии 25–30 м видны редкие обнажения (небольшие, разрушенные) тех же глинистых алевролитов и темно-серых скорлуповатых, хрупких, с ржавыми налетами на выветрелой поверхности, аргиллитов. Редко встречаются овальные и неправильной формы сидеритовые конкреции. Много остатков мелких двустворчатых *Wositra buchi* (Roem), *Entolium* sp. В средней части пачки найден *Ptychophylloceras* sp., а в верхнем, углестом слое, переполненном остатками растений – отпечаток крупного перифанкта до 25 м
4. Чередование серых плотных песчаных известняков (карбонатных песчаников) и светло-зеленовато-серых мягких песчаных глин. Мощность слоев 0,1–0,8 м. В первом же слое (и выше) песчанистого известняка много гравелитового материала. Некоторые слои переполнены губками. Видимая мощность 10–12 м
5. Выше в долине видно небольшое окно темно-серых, почти черных песчаных аргиллитов, подобных пачке 3 до 15 м
6. Равномерное чередование плотных тонкослоистых светло-серых известняков и более темных мергелей (мощность слоев 0,3–0,4 м) более 70 м

Примерно в 2 км северо-западнее описанного разреза, на правом берегу Терека, напротив северной окраины с. Чми, видно обнажение келлея, ранее описанное Б.Ф.Крымовым (1960, 1961) и Н.В.Безносковым (1960). Среднерусские образования здесь представлены (снизу вверх) тонким чередованием темно-серых слабослоистых аргиллитов и ржаво-серых алевролитов (от нескольких мм до первых см) с редкими округлыми и мелкими (очень редко крупными – до 0,2 м) или линзообразными очень плотными конкрециями (видимая мощность 35–40 м). Выше (к северу, вниз по течению), через 25–30 м перерыва следуют толстослоистые (0,2–0,8 м) серые (на выветрелой поверхности – ржавые) алевролиты, чередующиеся с серыми и темно-серыми песчаными аргиллитами (0,2–1–0,3 м), с многочисленными фрагментами растений (мощность 10–15 м). Затем виден небольшой разрыв (в зоне наблюдаются зеркала скольжения и кварцевые жилы), где с толстослоистыми алевролитами сопрягаются темно-серые аргиллиты с редкими (через 0,2–0,7 м) прослоями ржаво-бурых плотных алевролитов и очень плотных конкреций и линз (видимая мощность – до 15 м). Выше следует:

1. Слой органогенно-обломочного песчаного известняка с окатанными мелкими гальками (от нескольких мм до первых см) темно-серых и ржаво-красных пород. Верхняя часть слоя, резко обогащенная окислами и оолитами железа, имеет буро-красный цвет. Здесь во множестве встречаются естественно отпрепарированные фрагменты двустворчатых, морских ллий, ежей и белемнитов. Этот слой прослеживается на расстоянии до 40 м, с севера он линзовидно выклинивается, а южная часть скрывается под аллюви-

- альными отложениями речной террасы. Мощность его изменяется в пределах от 0,1-0,3 до 1,0 м. Этот слой повторяется вверх по разрезу из-за небольшого пологого надвига с амплитудой не более 50-60 м. Разделяющие их темно-серые с ржавой поверхностью аргиллиты (подстилающие базальный слой I среднеюрские отложения - см. выше) в северной части обнажения достигают мощности 10-12 м, а в южном конце они полностью выклиниваются, а части разорванного слоя I соприкасаются. Зона разлома интенсивно окварцована и смята, видны многочисленные зеркала скопления. Максимальная мощность описанного слоя 1,2-1,4 м
2. Над базальной пачкой песчанистого известняка следуют зеленовато-серые песчанистые аргиллиты с рострами белемнитов 2,5-3 м
3. Выше залегает пачка, представленная чередованием светло-серых карбонатных аргиллитов (0,1-0,5-1,0 м) и плотных светло-серых карбонатных песчаников и песчанистых известняков. Вверх количество последних увеличивается, прослой аргиллитов уменьшаются по мощности и в кровле пачки резко преобладают песчанистые известняки. Видимая мощность 20 м

В первых же слоях пачки 3 нами обнаружены: *Macrocephalites* sp. (cf. *madagascariensis* Lem.) и еще несколько фрагментов крупных и мелких макроцефалитид, *Holcophylloceras signodanum* (Orb.), *Ptychophylloceras* sp. и другие филоцератиды, отпечатки перисфинктид и гектикоцератин. Встречаются также раковины *Vositra buchii* (Roem) и других двустворчатых.

Первое детальное исследование терригенных отложений келловоя междуречья Асса-Терек было проведено более полувека назад В.П. Ренгеном, отметившим в разрезе севернее р. Тери присутствие нескольких двустворчатых и *Macrocephalites* sp. Спустя четверть века Е.С. Брин (1955) высказал мнение об отсутствии нижнего келловоя в бассейне р. Асси и вообще на всем Северном Кавказе. Многолетние исследования М.М. Мацкевича, Б.Ф. Крымова, А.С. Сахарова и Т.А. Ломкидзе в значительной степени уточнили стратиграфию описываемых отложений. М.М. Мацкевич, как и предшествующие ему исследователи - Забаринский П.П. и Кристик И.М. (1950), за основание келловоя принял пласт песчанистого известняка, обогащенного железистыми соединениями. По данным Б.Ф. Крымова (1961), этот конгломератовидный слой с окатанными гальками среднеюрских пород залегает в основании ср. келловоя и в разрезе по западному борту Асси, содержит остатки *Macrocephalites* cf. *compressus* (Waag.) и другой фауны (опред. Зесашвили). Из той же пачки разреза с. Фортут (руч. Адечки) Б.Ф. Крымовым (1961) приводятся *Macrocephalites tumidus* (Rein.), разные филоцерасы и многочисленные двустворчатые (опред. Е.Ф. Фроловой-Багреевой). Б.Ф. Крымов вносит резкую поправку в стратиграфию келловоя: в разрезе

правого берега Терека, ниже базального пласта им отмечается богатая фауна аммонитов и двустворчатых, среди которых присутствуют *Macrocephalites*, *Nesticoceras*, найденные в пачке темно-серых глин, ранее относимых к средней яре. Неожиданные коррективы были внесены также в стратиграфию келловей разреза перевала Герчеч, где, судя по описанию этого автора, под пластом ожелезненного песчанистого известняка в глинистой пачке были найдены *Quenstedtoceras praelamberti* Douv., *Q. brasili* Douv. (опр. Е. Ф. Фроловой-Багреевой), на основании чего вмещающие слои датированы средним келловеем. В этой же статье Б. Ф. Крымов отказывается от прежней датировки пласта песчанистого известняка разреза по левому борту р. Ассы ранним келловеем, ссылаясь на наличие явных признаков перестроения у найденной здесь ранее фауны. Таким образом, в разрезе келловей между речья Асса-Терек, Б. Ф. Крымов опустил границу нижнего келловей ниже пласта ожелезненного песчанистого известняка, который отнес к среднему келловей. Того же мнения в дальнейшем придерживаются М. М. Мацкевич и А. С. Сахаров (1963), А. С. Сахаров (1964, 1965), Т. А. Домнинадзе (1982).

В отличие от названных исследователей Н. В. Безносков (1960) вновь отнес интересующий нас пласт к базальному горизонту келловейской толщи. В нем им обнаружено окатанное ядро *Oxycerites cf. aspidoides* (Opp.), а выше — *Macrocephalites* sp. и *Sadoceras* sp.

Суммировав накопившийся материал, М. М. Мацкевич (1965) выделил в рассматриваемом районе две келловейские свиты, разделенные пластом ожелезненного песчанистого известняка: нижнекелловейскую — таргимскую свиту и среднекелловейско-нижнеокофордскую — армянскую свиту. Позднее (см. "Объяснительную зап. к стратиг. схеме юрских отложений Сев. Кавказа", 1973) А. С. Сахаров и др. отнесли таргимскую свиту к верхнему бату (предположительно) — нижнему келловей, а диапазон армянской свиты уменьшили до нижнего-среднего келловей. В новейшей же работе — "Юра Юга СССР" (1983, коллектив авторов, отв. ред. В. А. Бененсон) первая из свит твердо датирована поздним батом-ранним келловеем, а в отношении армянской свиты сказано, что ныне ее средне-верхнекелловейский объем доказан палеонтологически.

Из вышесказанного становится очевидной необходимость детального анализа существующего фактического материала. В первую очередь это касается руководящих форм, в особенности их местонахождения и стратиграфического уровня в конкретных разрезах.

Приводимый в литературе список руководящих форм, датированных таргимскую свиту ранним келловеем, содержит *Pleurocephalites tumidus* (Rein.), *Macrocephalites canizartoi* (Gemm.), а также ряд непригодных для точного датирования филлоцератид и двустворчатых (см. "Объяснительную зап. к страт. схеме юрских отложений Сев. Кавказа", 1973, с. II7-II8). Оба макроцефалита, несомненно, раннекелловейского возраста. Остается уточнить, в каком именно разрезе и на каком уров-

те они найдены. Из работ Б.Ф.Кримова (1961) и А.С.Сахарова (1965₁) выясняется, что эти два образца аммонита были найдены в разрезе перевала Герчеч, под пластом ожелезненного песчанистого известняка - конгломерата, + в глинистой пачке. Первоначально эти фрагменты аммонитов были определены Е.Ф.Фроловой-Багреевой как *Quenstedtoceras gaeilamberti* Douv. и *Q. brasile* Douv., впоследствии же Н.Т.Сазонов переопределил их как *Macrocephalites canizarroi* (Gemm.) и *Pleurocephalites tumidus* (Rein.). Исходя из этого обстоятельства, нетрудно судить хотя бы о сохранности этих образцов. А.С.Сахаров (1965) подтверждает правильность такого определения, ссылаясь на собранный лично им в данной пачке комплекс фауны (см.стр.60), здесь же выясняется (см.стр.117), что "в черных аргиллитоподобных глинах, задалеко от перевала Герчеч и не ручья Диджуаком ... были собраны и определены только двустворчатые". Из приведенного списка (7 видов) нет ни одной формы, подтверждающей раннекейловейский возраст, ввиду их значительно более широкого стратиграфического диапазона.

Кроме вышеуказанных двух аммонитов в пользу раннекейловейского возраста таргимской свиты приводится также один образец *Pleurocephalites tumidus* (Rein.), определенный Е.Ф.Фроловой-Багреевой (Крым; 1961) из разреза с.Фортоух (в комплексе ряда непригодных, в данном случае, для датирования головоногих и двустворчатых). Указывается и уровень находки в разрезе: над конгломератом, цементированным карбонатным материалом. Таковым в данном разрезе является пласт базального ожелезненного песчанистого известняка - конгломерата. Ниже обнажены лишь небольшие фрагменты темно-серых аргиллитов. И, наконец, А.С.Сахаровым (с.Фортоух, руч.Адечки) определены *Oxycerites cf. tilli* (Loosy), *Macrocephalites sp. ind.*, *Holcoephyloceras sp. ind.* и *Posidonia buchii* (Roem.). (1965₁, стр.46). Первая из форм - *Oxycerites cf. tilli* (Loosy) - в этой же работе (стр.118) указана и в разрезе руч.Диджуаком (левобережье Терека); в палеонтологической же части данной работы указывается лишь один экземпляр ("одно ядро посредственной сохранности"). Судя по описанию и довольно хорошему изображению, он может быть определен как раннеабатский вид *Oxycerites uevilensis* (Roll.).

— Существует одно обстоятельство, которое могло бы способствовать невольной ошибке при определении уровня взятия фауны: темно-серые аргиллиты в большинстве разрезов ^{встречаются} как под базальным пластом песчанистого известняка, так и над ним (в том числе и в разрезе пер. Герчеч).

Наконец, признанием ранее допущенной ошибки является сравнительно недавно опубликованная статья А.С.Сахарова, С.Ф.Макарьевой и Е.Ф.Дозгачевой (1980), касающаяся коррелятив верхней мры Северо-Восточного Кавказа. В ней отмечено, что в сохранившемся только в пределах западной части Горной Ингушетии (в басс.р.Армхи) в нижне-

Р.м.м. отмечено, что в нижней части, сохранившейся только в западной части Горной Ингушетии (в басс. р. Армхи) 31

келловейском подъярусе удается выделить лишь обедненный микробиокоррелятив с *Pseudonodolaria*. Что же касается вышеупомянутых двух видов макроцефалитов — *Pleurocephalites tumidus* (Rein.) и *Megaccephalites canizarroi* (Gem.) — опорных для датирования таргимской свиты, то в данной работе они фигурируют в списке раннекелловейской фауны, найденной выше базального пласта ожедезенного песчанистого известняка — конгломерата ("шамозитовый литокоррелятив"), ^{описанного} ~~описанного~~ ^{к кел.}

Представляется более оправданным отнесение толщ аргиллитов и алевролитов, подстилающих означенный базальный пласт, к нижнему бату и частично, возможно, к верхнему байосу. Что же касается таргимской свиты в понимании М.М.Мацкевича (1965), то нетрудно убедиться, что "эрзинские слои" как по литологическому составу и условиям залегания (пласт кристаллического известняка с галькой подстилающих пород, с разрывом залеганий на средней яре и вышележащие глины и алевролиты — 10 м), так и по богатому комплексу раннекелловейских аммонитов, не что иное, как базальная формация нижнего келловея. М.М.Мацкевич, правильно датировав эти слои ранним келловеем, допустил ошибку, выделив в основании "армизинской свиты" (средний келловей—нижний оксфорд) "ходские слои" среднего келловея — ^{очевидный стратиграфический} ~~очевидный стратиграфический~~ ^{аналог} "эрзинских слоев", ^{что подтверждается общностью фаунистического и литологического состава и условий залегания.}

Мысль о перестроении раннекелловейской фауны в средний келловей возникла под влиянием работы Е.С.Брин (1955), придерживавшейся взгляда об отсутствии нижнекелловейских отложений на Северном Кавказе и широком развитии среднекелловейской трансгрессии. М.М.Мацкевич в 1956—1957 гг. и Б.Ф.Крымов в 1960, 1961 гг. высказали мнение о перестроении раннекелловейской фауны в широко распространенный в данном районе пласт песчанистого известняка — конгломерата. Позднее эту идею развил А.С.Сахаров (1965; Сахаров и др., 1980), используя для этого как пример разрез пер.Герчѳч. Отнеся подстилающие базальный пласт песчанистого известняка — конгломерата глины и алевролиты к нижнему келловей (на основании собранных ранее двух вышеотмеченных аммонитов), ^{вышележащие} аргиллиты, алевролиты и глины он датировал средним келловеем, отметив при этом наличие явных признаков перестроения у образцов раннекелловейских аммонитов. Значительно более весом фактом перестроения он считает ненормальную, по его мнению, последовательность нахождения аммонитов в восходящем разрезе: руководящие ископаемые зоны *Sigaloceras calloviense* здесь находятся под слоями с фауной зоны *Cadoceras elatmae*. А именно, в I-метровом слое алевролита над базальным пластом известнякового конгломерата (II, 5 м) А.С.Сахаров отмечает *Sigaloceras calloviense* (Sow.) и *Kerplerites gowerianus* (Sow.), совместно с 5 видами раннекелловейских макроцефалитид. Выше же, в 15-метровой пачке темно-серых аргиллитов им определены 2 вида *Kosmoceras* и 6 форм, принадлежавших к роду

Cadoceras. В описании разреза (стр. 53) и в ее стратиграфической колонке уровни находок в 15-метровой пачке, к сожалению, не отмечены. Лишь на стр. 122 говорится о распределении кадоцерасов в данном разрезе: в первых I, 5-2 м встречены груборебристые Cadoceras zasonovi Sacharov sp. nov. и C. zasonovi robustum Sacharov sp. et subsp. nov. совместно с C. primaevum Zasonov. Выше (мощность не указывается) найдены C. elatmae inguscheticus Sacharov sp. nov., C. frea- gai (Orb.) и C. cf. multiforme Jmlay, а еще выше, почти у кров- ли пачки - C. cf. multiforme Jmlay.

А. С. Сахаров здесь не указывает на уровень нахождения космоце- расов: один экземпляр Cosmoceras pollucinum Teys. был найден в 7 м от подошвы пачки, а новый вид - K. crassum Sacharov - несколько ниже. Из шести вышеназванных видов кадоцерасов три, по заключению автора, являются новыми. К ним можно присоединить и сравнительно но- вый вид, не описанный в данной работе - C. primaevum Zasonov. (Зазонов, 1957). Известный из литературы стратиграфический диапазон Cadoceras cf. multiforme Jmlay охватывает как нижний, так и средний келловей. Среди названных видов отсутствует вид-индекс зоны Cadoceras elatmae.

Подводя итоги анализа фактического материала по стратиграфии келловейских отложений междуречья Асса-Терек, можно сказать следую- щее:

1. Келловей в данном районе, как отмечалось ранее Н. В. Безносо- вым (1960) и Г. А. Логиновой (1964), начинается пластом песчанистого окисленного известняка-конгломерата, с разрывом и видимым во мно- гих местах угловым несогласием, залегающим на среднеюрских отложениях.

2. Богатая фауна руководящих аммонитов раннего келловей, со- держащаяся как в базальном пласте, так и в вышезалегающих аргилли- тах и алевролитах, не переотложена, а находится in situ. Это несом- ненно, так как раннекелловейские аммониты нами обнаружены во множе- стве в нескольких разрезах не только внутри конкреций, но и во вмеща- ющих аргиллитах надконгломератовой толщи, без заметности каких конкре- ций.

3. Предлагается выделить фортоутскую свиту - терригенные отло- жения, подстилающие келловей. Нижняя граница свиты пока остается неопределенной. Верхняя же ее часть, как уже отмечалось, может быть датирована ранним батом. Учитывая характерную для всего Кавказа об- щность отложений верхнего бафоса и нижнего бата, допустимо принять для данной свиты тот же диапазон.

4. Выделяющиеся отложения - от базального пласта до слоев с раннеоксфордской фауной - следует отнести к таргимской свите. Выде- ление же армянской свиты нужно признать излишним.

5. Исследованная полоса келловейских отложений, находясь на стыке Бореального и Тетического палеозоогеографических поясов, при еще более детальных стратиграфических и палеонтологических исследо-

3. Геологическое строение ...

ваниях, возможно, станет ключевым районом для решения (хотя бы частично) сложнейшей проблемы корреляции разновозрастных отложений отмеченных областей, уточнения стратиграфического диапазона ряда руководящих форм, в том числе и представителей рода *Sadoceras*.

Верхнеюрские отложения Скалистого хребта смиты в две крупные складки. Геалердмюртская синклиналь — хорошо видна на правобережье р. Ассы. Она расположена в южной части хребта и простирается в субширотном направлении с востока на запад от р. Аккичу до р. Терчек, на протяжении 35 км (Коваленко и др., 1979). В ее строении принимают участие верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Южное крыло синклинали, по ширине достигающее I—I,5 км, довольно полого падает на север под углом 20–30°. Таким же пологим является и северное, менее широкое, крыло синклинали — 25–30°. Последнее, в месте сопряжения со следующей с севера Бештинкюртской антиклиналью, осложнено флексурой в виде двух узких (шириной до 200–250 м) и крутых (углы падения крыльев — 50–80°) складок: антиклинали и синклинали. Далее следует довольно широкая сводовая часть Бештинкюртской антиклинали, северное крыло которой на расстоянии более I км характеризуется большей частью крутым падением, достигающим местами до 80° и более. Далее к северу описанная антиклиналь выполаживается и переходит в синклиналь, выполненную меловыми отложениями.

Отмеченный рядом авторов (Мельников, 1962; Коваленко и др., 1979 и др.) Бештинкюртский взброс проводится вблизи свода антиклинали того же названия, причем, по их мнению, надвинута на северное крыло и ядро Геалердмюртской синклинали.

Плоскость смещения взброса, по данным этих авторов, наклонена на север под углом 70–80°, а амплитуда превышает 500 м. По нашим же наблюдениям, плоскость смещения наклонена в обратную сторону — на юг. В каньоне р. Ассы, недалеко от устья правого притока р. Фалькитичу наблюдается зона разлома с небольшим смещением. Плоскость ее круто, под углом 70–80°, наклонена на юг. Выше, на прекрасно просматриваемой снизу доверху отвесной стене правого берега реки видна описанная выше флексура с крутым северным крылом антиклинали и пологим южным крылом следующей к северу флексурной синклинальной складки, что также указывает на взброс с юга на север. Бештинкюртский взброс в исследованной полосе не создает видимого на поверхности сколько-нибудь значительного разрыва и выражен описанной выше флексурой.

При изучении разрезов келловейской терригенной свиты особое внимание уделялось условиям залегания и тектоническим взаимоотношениям с пограничными свитами. Одним из значительных при этом является вопрос о наличии или отсутствии надвига Скалистого хребта. Еще в 1932 г. В.П. Ренгартеном было высказано мнение об отсутствии среднеюрских отложений в районе Военно-Грузинской дороги, что он объяснял

их выклиниванием под надвинутыми с севера на шт известняками Скалистого хребта. Тектонической же, по надвику, им считалась граница средней и верхней вры в бассейне р. Ассм. Позднее относительно существования надвига было высказано сомнение (Забаринский, Криспк, 1951), а затем реальность его и вовсе отрицается: М.М.Мацкевич (1957, 1965) объяснил отсутствие средней вры предкедловейским разрывом, Б.Ф.Крымов (1961) же считает, что этот разрыв вызван "меридиональной волной подъема" в данном районе. Однако впоследствии, идея надвига Скалистого хребта вновь оживляется Е.И.Коваленко, А.Д.Кокаревым и А.Ф.Забеловым (1979), назвавшими его "Цейламским надвигом". Отмечая резкое угловое и азимутальное, а также стратиграфическое несогласие между верхней врой и подстилающими отложениями, они склоняются к выводу, что все это вряд ли можно объяснить только трансрессией кедловая. Не отрицая ее значения, они считают, что "... на характер контакта повлияли все поздние тектонические подвижки...", происшедшие "в начале восточно-кавказской фазы складчатости". В этой же работе они рассматривают данную тектоническую подвижку как подвиг средней вры с юга на север под верхнюю вру Скалистого хребта, "... которая как бы скользила в противоположном направлении по аргиллитам". Им же даже замерены направление и угол наклона плоскости подвига (север, угол 30°). Относительно амплитуды смещения отмечается, что хотя ее определение затруднено, но она, видимо, значительна. К сожалению, в данной работе конкретные материалы, подтверждающие эти выводы, отсутствуют.

Несложно представить, что в случае перемещения мощной массы твердых известняков и доломитов Скалистого хребта срыв произошел бы в месте соприкосновения с подстилающими мягкими глинисто-песчанистыми отложениями. Таковыми в разрезе являются терригены кедловая, в которых на протяжении почти 30 км - от р. Ассм до Терека - не замечено сколько-нибудь значительных смещений. Не нарушена также нормальная последовательность слоев, что подтверждается фаунистически.

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ВУЛКАНИЗМ И ОСОБЕННОСТИ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЧАСТИ
БОЛЬШОГО КAVKAZA

М. В. Топчишвили

2.1. СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ РР. АРАГВИ И АССЫ

Нижне- и среднеюрские отложения, развитые на исследованной территории, с юга на север четко отличаются строением разреза, условиями залегания и характером проявления магматизма. Это позволяет выделить здесь несколько структурно-фациальных зон, протягивающихся на значительные расстояния по простиранию. Каждая зона характеризуется определенным типом разреза и соответствует довольно крупным палеотектоническим элементам ранне-среднеюрской геосинклинали.

Согласно существующей схеме структурно-фациального районирования (П. Гамкредидзе, И. Гамкредидзе, 1975), рассматриваемая территория относится к восточной зоне погружения антиклинория Главного хребта, Кавказско-Лагодехской зоне и Внешней зоне Горного Дагестана.

Восточная зона погружения антиклинория Главного хребта выделяется в пределах горст-антиклинория Бокового хребта и соответствует осевой части ранне-среднеюрской геосинклинали. На поверхность зоны в верховьях бас. р. Ассы выступают только отложения циклаурской свиты. Подошва нижнеюрских отложений, выраженная грубообломочными породами кистинской свиты, здесь не вскрыта. Она обнажается несколько западнее, обрамляя восточное погружение Дарьяльского и Гведетского массивов. Зона характеризуется большой мощностью и сильным метаморфизмом отложений, практически лишенных органических остатков, развитием интенсивной складчатости и кливажа, наличием в разрезе эффузивных пород основного состава и многочисленных секущих даек диабазов.

Наиболее полно отложения циклаурской свиты развиты в ущ. р. Ассы и ее правого притока - р. Цкаростави, где нами, совместно с Т. В. Гусаробяни и др., составлен разрез:

t_1^{2+3} - t_1 ts I. В 800 м от устья р. Бисны (правый приток р. Ассы), в северном крыле одноименной антиклинали выступают аспидные сланцы с незначительным количеством прослоев песчаников (200 м), а в южном крыле - только аспидные сланцы (360 м).

2. Участок мелких складок, сложенных переслаиванием аспидных сланцев, иногда песчано-алевритистых, с прослоями мелкозернистых песчаников 620 м

3. Аспидные сланцы с крайне редкими прослоями плотных песчаников и 7 дайками диабазов мощностью 3-6 м. Порода толща слагает крупную Биснинскую синклираль
1450 м
4. Далее следует Ковгринская антиклиналь, в строении которой принимают участие в основном аспидные сланцы. Прослойки песчаников встречаются очень редко. Количество даек диабазов увеличивается до 12
770 м
5. Сплошной выход аспидных сланцев с 15 дайками диабазов мощностью от 2 до 9 м
640 м
6. Аспидные сланцы с редкими прослоями песчаников и 36 дайками диабазов
1290 м
Толща слагает Амгинскую антиклинальную структуру.
7. Исключительно аспидные сланцы с 17 дайками диабазов мощностью от 1,5 до 20 м. В верхней половине толщи проходит несколько разломов с амплитудой более 100 м
1300 м
8. Глинистые сланцы с единичными прослоями песчаников и секущими субвулканическими телами диабазов. В верхних горизонтах толщи появляются два выхода базальтовых пиллоу-лав. Мощность первого выхода 30, второго - 170 м
1500 м
9. Глинистые сланцы, на отдельных участках переслаивающиеся с мелкозернистыми тонкослоистыми песчаниками. В южной окраине выхода проходит крупный разлом. Эта толща слагает Горгускую синклираль
700 м

Описанные в разрезе толщи циклаурской свиты смяты в систему узких, сильно смятых складок, рассеченных частыми параллельными поверхностями кливажа. Это, конечно, затемняет действительную картину слоистости и значительно препятствует установлению истинной мощности отложений. Указанные в разрезе величины видимые и в значительной степени завышенные. Очевидно, истинная мощность свиты достигает 3000-3500 м.

Восточнее, в ущ. рр. Аргун и Андакхи отложения циклаурской свиты слагают ядро крупной антиклинальной структуры. От места слияния этих рек по ущ. р. Аргун до р. Шатилисцкали обнажаются темные аспидные сланцы, местами полосчатые, с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. Далее до развалин Качу и несколько южнее на расстоянии 700-800 м встречаются главным образом аспидные сланцы и их полосчатые разновидности. Выше, до устья р. Георгийминда, среди аспидных сланцев вновь появляются слои песчаников мощностью от 2-5 до 40 см, которые впоследствии совершенно исчезают, и свита представлена только однообразными глинистыми сланцами. Дайки диабазов, так интенсивно развитые в ущ. р. Асси, здесь встречаются редко (всего несколько раз).

Из верхних горизонтов свиты Н.И.Авалишвили и др. отмечается находка *Mutileseramus substriatus* (Mans. in Goldf.), на основании которого содержащее его отложения относятся к верхнему плинсбаху.

Стр. 10

2. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчано-алеуритистыми сланцами и песчаниками. В верхних горизонтах толщи, не доходя перевала Колотанистгеле породы отличаются флише-видным чередованием 1700 м

В пригребневой части Главного Кавказского хребта количество песчаников значительно сокращается, и в строении толщи (800 м) главную роль играют глинистые сланцы с раннеаленской фауной. Они выполняют здесь крупную синклинальную складку и, видимо, слагают выше-лежащую гудушаурскую свиту.

3. Переслаивание глинистых сланцев и песчаников 600 м.
Затем в истоках р.Эсачо (верховья р.Хевсуретской Арагии) опять выступают отложения гудушаурской свиты мощностью 350 м.
4. Монотонное переслаивание глинистых сланцев и песчаников. Породы местами характеризуются полосчатостью. В ущелье р.Эсачо нами найдены *Dumortieria cf. bleicheri* Ben., *Mutilloceramus gryphoides* (Schloth.), *M.minimus* (Kakh.) и *Pleurogona goldfussi* Roll. 700 м
5. Глинистые сланцы и песчано-алеуритистые сланцы с прослоями песчаников и конкрециями сидеритов. В песчано-алеуритистых сланцах нам удалось найти *Densckmannia sp.*, *Mutilloceramus cinctus* (Goldf.) и *M.quenstedti* (Pösel.) 700 м

Несколько восточнее (с.Атабе) встречен
Grammosceras thouarsense (d'Orb.)

6. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками. Часто песчаники стужаются и образуют 10-метровые пачки. В ущ. р.Горваглюцкали нами обнаружены *Naugia sp.*, *Mutilloceramus quenstedti* (Pösel.) и *M. gryphoides* (Schloth.) 500 м
7. Глинистые сланцы, местами полосчатые с прослоями песчаников и конкрециями сидеритов разной формы и величины. Ширина выхода 3500 м

Выход с юга ограничен зоной разлома (70 м), проходящей у слияния рр.Блосгеле и Хевсуретской Арагии.

Pleudellia cf. subsonpta (Яган.), найденная в верхних горизонтах толщи I, указывает на присутствие во вмещающих ее слоях самой верхней части тоара. Слои, непосредственно подстилающие эти фауносодержащие отложения, своим стратиграфическим положением соответствуют более низким уровням верхнего тоара и, по-видимому, частично нижнему тоару. Это предположение подтверждается наличием *Densckmannia sp.*, *Naugia sp.* и *Grammosceras thouarsense* (d'Orb.), обнаруженных в нижней части разреза (толщи 5-6). Кровля тоара выступает также на Южном склоне Главного хребта в толще 4, где найдена

Dumortieria cf. bleicheri Ben. Повторение в разрезе разновозрастных слоев указывает на то, что отложения казбекской свиты сложены в разнопорядковые складки, затрудняющие установление их действительной мощности. По нашему определению она равна 2500 м.

Восточнее отложения казбекской свиты широко развиты в ущ. р. Аргун, где в ее составе часто появляются слои конгломератов мощностью от 0,6 до 5 м. Окатанный материал конгломератов представлен кварцево-плаггиоклазовыми песчаниками, глинистыми сланцами и глинисто-карбонатными конкрециями. К отложениям свиты приурочены мелкие сидеритовые конкреции, которые часто увеличиваются в размерах и переходят в линзы. Фаунистически обоснованные наиболее древние слои казбекской свиты выступают в окрестностях Тамарисцихе, а наиболее молодые - в истоках р. Аргун. Здесь они содержат, соответственно, ранне-тоарский *Dactylioseras* sp. и поздне-тоарские *Dumortieria gundershoffsensis* (Haug), *D. brancoi* Ben., *D. radiosa* (Seeb.) и *D. pseudoradiosa* Bran. В пачке с различным соотношением глинистых сланцев и песчаников, развитых во втором правом притоке р. Гуданисегеле (бас. р. Хевсуретской Арагви) встречена также поздне-тоарская *Pleudellia subcompata* (Bran.).

Заканчивая характеристику отложений казбекской свиты, следует отметить, что соотношение глинистых сланцев и песчаников в составе свиты не имеет строго закономерного характера. Часто эти два элемента ритма по простиранию замещают друг друга. В результате в одном случае преобладают пачки глинистых сланцев, в другом же - песчаников. Многие ценные находки руководящих форм аммонитов уверенно устанавливают ее возраст тоаром.

Следующая - гудушаурская свита - согласно, но по резкой литологической границе, перекрывает казбекскую свиту. Она представлена однообразными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и конкрециями с примесью железистого карбоната.

И. Р. Кахадзе (1947) не счел возможным выделить в отдельности казбекскую и гудушаурскую свиты. По его мнению, в сланцах гудушаурской свиты также встречаются обогащенные участки песчаниками, не отличные от казбекской свиты.

Глинистые сланцы гудушаурской свиты местами в действительности замещаются отдельными слоями и маломощными пачками песчаников, но их количество, по сравнению с песчаниками казбекской свиты, незначительно и они совершенно не препятствуют разграничению этих свит. В настоящее время присутствие гудушаурской свиты в местной стратиграфической схеме получило полное подтверждение рядом работ и разделяется по сути почти всеми геологами. Исключением является И. Г. Вахацидзе (1982), который на месте распространения данной свиты выделил уканашавскую и мнадонскую свиты, определив их возраст, соответственно, ааленом и байосом. Однако ранг этих подразделений за-

вышен, а целесообразность введения их в региональную схему сомнительна, ибо они своим содержанием полностью совпадают с выделенной ранее гудушаурской свитой.

Один из разрезов, отражающий более или менее полную последовательность отложений гудушаурской свиты, можно проследить в ущ. р. Хевсуретской Арагви. Здесь свита подразделяется на три толщи. Нижняя толща сложена глинистыми сланцами, местами полосчатыми, с редкими прослоями тонкослоистых песчаников (до 3 см) и редкими же конкрециями сидерита (250 м). Средняя толща (1100 м) представлена глинистыми сланцами (без слоев песчаников) с конкрециями и линзовидными слоями сидеритов. В составе верхней толщи (300 м) среди глинистых сланцев опять появляются слои песчаников.

На обоих склонах ущ. р. Гуданисгеле в глинистых сланцах с крайне редкими прослоями песчаников нами обнаружены *Mutilocerasmus queensi* (Přel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. gryphoides* (Schloth.), *M. fuscus* (Quenst.) и *M. liasicus* (Kakh.).

Отложения гудушаурской свиты, как уже отмечалось, обнажаются также в истоках р. Эсачо и в пригребневой части Главного Кавказского хребта (истоки р. Цирцлованисцкали), где они принимают участие в строении двух синклинальных складок. В этих выходах нами найдены *Leioceras* sp. и *L. opalinum* (Rein.).

Западнее, в районе Чаухского массива, к отложениям гудушаурской свиты приурочены толеитовые базальты: спилитовые пиллоу-лавы, брекчии пиллоу-лав и гиадокластолиты. Непосредственно под вулканогенно-осадочными породами А. М. Гавашели (1973) были собраны *Leioceras* sp. ind., *Leioceras* cf. *opalinum* (Rein.), *Psidonia buchi* Roem., *P. daghestanica* (Uhlig) и митилоцерамусы.

В ущ. р. Аргун (у слияния ее с р. Гуросцкали) в однообразных глинистых сланцах мощностью 150 м нами обнаружен раннеэоценовый *Costileioceras* *sotavium* (Quenst.). Этот же вид встречается и на перевале Датвис-Джварисгеле, где в составе свиты значительно возрастает количество и мощность слоев песчаников. Общая мощность гудушаурской свиты составляет обычно 1000–1200 м.

Раннеэоценовый возраст нижней части свиты доказывается находками представителей *Leioceras* и *Costileioceras*. Верхняя часть свиты (исходя из ее стратиграфического положения), очевидно, должна принадлежать уже к верхнему эоцену.

Несколько восточнее ущ. р. Хевсуретской Арагви и юго-западнее (р. Датвис-Джварисгеле, в окрестностях сс. Хамхати-Басо) отложения гудушаурской свиты фашиально замещаются песчаниковой толщей, выделенной Г. А. Чихрадзе под названием хамхатской свиты (мощность 350 м). В ее составе господствуют средне- и толстослоистые, мелко- и среднезернистые кварцево-плаггиоклазовые песчаники. Некоторые слои песчаников содержат обломки глинистых сланцев и флюшвидные фигуры. Они

часто отличаются косослоистой текстурой. Глинистые сланцы встречаются в подчиненном количестве в виде прослоев и отдельных пачек. К ним приурочены конкреции, сложенные уплотненным глинистым материалом. Центральная часть некоторых из них заполнена пиритом и глинистым сидеритом. В одной из конкреций Г.А.Чихрадзе найден аммонит, который, по нашему определению, является *Leioceras oralinum* (Rein.). В отложениях толщи нами собраны два плохо сохранившихся аммонита *Calliphylloceras* sp. и подднетоарско-ааленский *Eugoceras* sp.

Вверх по разрезу гудушаурскую свиту согласно сменяет бурсачирская свита. В ущ.р.Хевсуретской Арагви отложения бурсачирской свиты начинаются в 1 км южнее с.Гелисбаке и заканчиваются в 500–600 м от устья р.Шавской Арагви (левый приток р.Хевсуретской Арагви). Здесь они по региональному разлому контактируют с отложениями карбонатного флиша. Свита представлена переслаиванием разнослоистых, слабокарбонатных и некарбонатных песчаников с глинистыми сланцами. Большая часть свиты сложена двухкомпонентным терригенным флишем. Часто для песчаников характерны косая слоистость и флишевые фигуры. С отдельными пачками связаны кремнистые и сидероплезитовые конкреции небольших размеров. Мощность свиты достигает 1000–1200 м.

Определение возраста бурсачирской свиты производится весьма условно. Она согласно залегает на ааленской гудушаурской свите и подстилает карбонатный флиш верхней вры. Благодаря столь определенному стратиграфическому положению в разрезе, ее можно отнести к байосу и частично, возможно, к бату.

Внешняя зона Горного Дагестана расположена к северу от Восточной зоны погружения Главного хребта и охватывает значительную часть горст-антиклинория Бокового хребта. Она приурочена к северному борту ранне-среднеюрского геосинклинального прогиба. Зона отличается меньшей степенью метаморфизма отложений, слабой складчатостью и крайне ограниченным распространением магматических пород.

В пределах зоны южные и среднеюрские отложения выступают частично от плинсбаха до байоса включительно. По литологическим признакам они подразделяются на четыре свиты: циклаурскую, казбекскую, джерахскую и герчешскую.

Наиболее древняя — циклаурская свита — развита в южной части зоны, занимая довольно обширную площадь в верховьях р.Ассы. По соотношению количества глинистых сланцев и песчаников свиту можно подразделить на две подсвиты. Нижняя представляет собой толщу (мощность 2000 м) темно-серых, иногда почти черных глинистых сланцев, преимущественно аспидных с подчиненными пачками похосчатых глинисто-алевритистых сланцев с отдельными прослоями и маломощными пакетами мелкозернистых песчаников. Породы содержат несколько дает двабазов мощностью от I до 10 м. Верхняя подсвита сложена однородными

глинистыми сланцами (мощность 1300–1500 м), в кровле которой появляются единичные прослои мелкозернистых песчаников. В глинистых сланцах, местами слюдисто-алевритистых, обнажающихся на левом склоне р. Асси, в 600 м к северу от ее правого притока – р. Нелки, нами обнаружены *Calliphyllocegas cf. bicolae* (Men.) и *Amaltheus* sp. Первый аммонит своим вертикальным распространением ограничен средним льясом, а второй характерен для верхнего плинсбаха. Следовательно, присутствие в данном разрезе этой формы указывает на принадлежность вмещающих ее слоев к верхнему плинсбаху. Более нижние горизонты, развитые до р. Бисны и южнее, не содержат ископаемых остатков, что, естественно, затрудняет определение их возраста. Однако судя по залеганию непосредственно под отложениями верхнего плинсбаха, их следует рассматривать в составе более нижних уровней плинсбахского яруса.

В 100 м выше от слоев с плинсбахской фауной, в глинистых сланцах с редкими прослоями мелкозернистых песчаников встречен аммонит неудовлетворительной сохранности. По нашим определениям он принадлежит к раннетюрскому роду *Nauroceratoides*. Исходя из этого, верхняя подсвита циклаурской свиты частично также должна относиться к нижнему тоару. В составе вышележащей казбекской свиты, наряду с глинистыми разностями, большую роль начинают играть песчаники, число и мощность слоев которых в разрезе и по простиранию чрезвычайно непостоянны. Если в нижней части свиты песчаники встречаются в виде подчиненных прослоев и пачек среди глинистых сланцев и аргиллитов, то в верхней – они группируются в мощную пачку (80–100 м), известную под названием пуйских песчаников. Эти песчаники с разрывом и местами несогласием налегают на подстилающие слои. Они в основном толсто-слоистые, расслоенные аргиллитами, средне- и крупнозернистые. Для них характерны небольшие линзы конгломератов с гальками аргиллитов, песчаников и реже кварца. На разных уровнях свиты нами собраны *Mutillocerasmus quenstedti* (Pöel.), *M. gyrophoides* (Schloth.) и *M. cinctus* (Goldf.). В 300–400 м не доходя до развалин с. Пуй, в осыпи (на левом склоне р. Асси), сложенной аргиллитами и песчаниками с конкрециями пелитолита (конкреции встречаются и в более низких уровнях), нами найден хорошо сохранившийся *Pseudogymnoseras fallaciosum* (Bayle). Находка указанного аммонита приурочена к кровле свиты и позволяет отнести ее к верхнему тоару. Возраст подстилающих слоев, не содержащих руководящих видов, определяется по их положению в разрезе и по находкам ископаемых остатков в смежных районах. По-видимому, нижняя возрастная граница казбекской свиты опускается значительно ниже, в пределы раннего тоара. Мощность свиты 3500 м.

Согласно на казбекской свите залегает джерахская свита, сложенная темными аргиллитами (часто полосчатыми, алевритистыми или песчанистыми), перемежающимися с тонкими прослоями (1–10 см) алев-

ролитов и песчаников. Последние на отдельных участках группируются в малоомощные пачки. Песчаники рыхлые, преимущественно косослоистые, плитчатые, с обугленным растительным детритом на плоскостях наклонения. Аргиллиты плитчатые и скорлуповатые. Среди глинисто-алевролитовых разностей заключены многочисленные мелкие конкреции глинистого сидерита и линзовидные стяжения (до 20 см) карбонатных пород. Отложения свиты отличаются буроватым оттенком, особенно заметным в делювиальных осмыках.

На левом склоне ущ.р.Сарту, в 300 м от ее слияния с р.Ассой, обнажаются прерывистые выходы выветрелых песчано-алевролитистых аргиллитов с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями и линзами глинистого сидерита. Аргиллиты содержат многочисленные остатки двустворчатых моллюсков, среди которых нами определены *Mytilocerasmus quenstedti* (Přel.), *M. amygdaloides* (Goldf.), *M. cinctus* (Goldf.), *M. dubius* (Sow.) и *M. gryphoides* (Schloth.). В аргиллитах, выступающих на левом склоне р.Ассы (в 600 м севернее р.Сарту) нами найден *Holcobelus tschechemensis* (Krim.), распространенный в нижней части ааленского яруса. В отложениях левобережья р.Ассы указывается присутствие раннеааленского вида *Leioceras opalinum* (Rein.) (Мельников, 1967). В аргиллитах с тонкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, развитых на правом склоне р.Ассы, в 850 м южнее развалин с.Торгим, нами обнаружен позднеааленский аммонит *Ludwigia marchisonae* (Sow.) и двустворчатые *Mytilocerasmus gryphoides* (Schloth.), *M. quenstedti* (Přel.).

Наконец, из рассматриваемых отложений долины р.Ассы М.М.Мацкевичем (1964) приведен список фауны, который, по определению В.И. Зесашвили, составляет *Huldestonia cf. aff.* (Seeb.), *Leioceras cf. götzendorfsensis* (Dorn.), *Ludwigia marchisonae* (Sow.) и *L. cf. bradfordensis* (Buck). Большинство аммонитов, указанных выше, является руководящими и определяют возраст джерахской свиты ааленом в пределах от ее нижней зоны *Leioceras opalinum* до верхней зоны *Ludwigia marchisonae* включительно. Судя по данным Н.В.Безносова (1973), подошва свиты охватывает также верхние горизонты тоара, т.к. в соседнем разрезе (в районе Джерахского моста) она включает позднеаарские аммониты *Dumortieria* sp. (ex gr. *radiosa* Seeb.) и *Pleydellia cf. aalensis* (Ziet.). Мощность джерахской свиты достигает 2000 м.

Венчающая литостратиграфическая единица нижне- и среднеюрских отложений выделяется под названием герчешской свиты. Она представлена ломкими скорлуповатыми аргиллитами, иногда переслаивающимися с алевролитами и тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками. Количество песчаников по сравнению с подстилающей свитой заметно уменьшается. Свита содержит огромное количество глинисто-сидеритовых конкреций и глинисто-карбонатных линз, часто распадающихся на конкреционные конгломераты.

Близ по течению р.Ассе, в 380 м от слияния р.Тетрицкали (левой приток) встречается небольшой выход (70 м) аргиллитов с пелитовыми конкрециями и ископаемыми остатками фауны. По нашим определениям, данную фауну, наряду с позднеааленскими аммонитами *Graphoceras* (*Ludwigella*) *cornu* (Buck.) и (*Ludwigella*) *sp.* представляет *Phylloceras sp.*, *Mytilocerasmus quenstedti* (Pöel.), *Posidonia buchii* Roem., *P. daghestanica* Uhlig. На правом склоне р.Торгим (правый приток р.Ассе) эти отложения уже содержат раннебайосские аммониты, определенные нами как *Derellia cf. docilis* Buck., *Darellia recticostata* Buck., *D. rotabilis* Buck., *Hugia curva* Buck., *Oedonia cf. delicata* Buck., *O. sp. ind.*, *Lopadoceras cf. furcatum* Buck., а также позднеааленско-раннебайосский *Holcobelus blainvillei* (VOLTZ) и др. Отложения с прочной раннебайосской палеонтологической основой здесь выделяются и М.М.Мацкевичем (1964), который характеризует их аммонитами *Sonninia cf. corrugata* (Sov.), *Witchellia cf. complanata* Buck., *W. cf. propinquans* (Baile) и *W. sauni* (Haug).

Очевидно, с верхними горизонтами описанных отложений связаны несколько представителей позднебайосского рода *Parkinsonia* отмеченных В.А.Мельниковым в 1962 г. по р.Ассе. Как видно, возраст отложений герчечской свиты хорошо обосновывается аммонитами, свидетельствующими о принадлежности ее к самой верхней части аалена и байосу. Мощность свиты равна 650 м.

Вверх по разрезу на герчечской свите трансгрессивно залегают отложения с келловейской фауной. Отсутствие батских отложений связано с предверхнеюрским размывом.

Г.А.Чехрадзе

2.2. ЛИТОЛОГИИ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОВЬЕВ РР.АССЫ И ХЕВСУРЕТСКОЙ АРАГИИ

Нижне- и среднеюрские терригенные толщи слагают Главный Кавказский и Боковой хребты, выступая в ядре антиклинория Большого Кавказа между верхнеюрскими карбонатными формациями южного и северного склонов(рис.1).

Нижне- и среднеюрские отложения представлены песчано-пелитовыми литофазами, мощные толщи которых интенсивно смяты в складки, сложно дислоцированы в зоне Бокового и особенно Главного Кавказского хребтов. Севернее Бокового хребта - в платформенной зоне, где развиты тоар-среднеюрские отложения, они дислоцированы значительно слабее и пелитовые породы, в отличие от глинистых сланцев Главного хребта и Южного склона, представлены в основном аргиллитами и слабо-сланцеватыми аргиллитами.

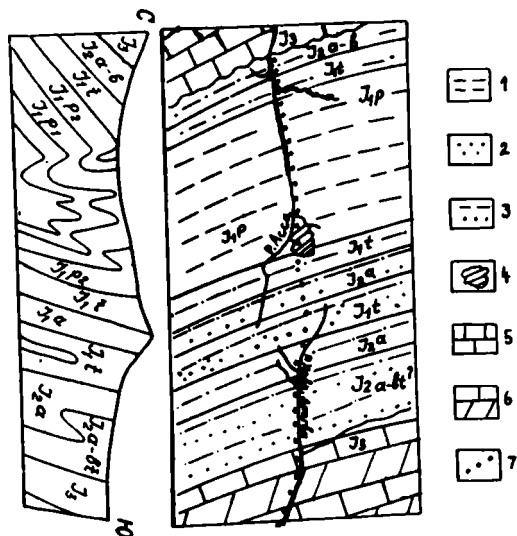


Рис.1. Схема распространения нижне-среднедевонских терригенных отложений в верховьях рр.Асси и Хевсуретской Арагви. 1 - глинистые сланцы; 2 - песчаники; 3 - чередование песчаников и глинистых сланцев; 4 - участок распространения даек диабазовых пород; 5 - карбонатные отложения северного склона Большого Кавказа; 6 - карбонатный флиш южного склона Б.Кавказа; 7 - линия разреза

Стратиграфическая схема нижне- и среднедевонских отложений изученной полосы разработана В.П.Ренгартемом (1932), уточнена В.А.Мельниковым (1962), Н.В.Безносковым (1973) и М.В.Топчишвили (1983). Однако литологически однообразные мощные толщи очень бедны ископаемой фауной, что затрудняет их расчленение на дробные литостратиграфические единицы.

Основание протерозойских отложений не вскрыто эрозией. В верховьях р. Хевсуретской Арагви обнажаются верхнеарские и среднедевонские отложения. В ущелье же р.Асси выходят и более древние образования. Здесь нижняя часть разреза представлена аспидносланцевой толщей, аналогичной циклаурской сите среднего лаяса ущ.р.Терек, в низах которой в области Божового хребта возможно присутствие верхнесиенмурских отложений.

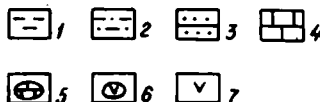
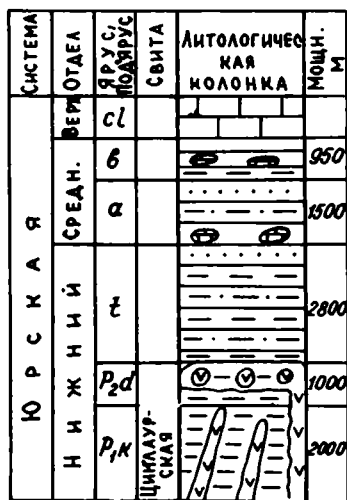
Что касается указания В.А.Мельникова (1962) на наличие всего триаса и постепенного перехода в нижний лаяс в верховьях р.Асси, то его нельзя считать убедительным. Здесь нет ни массивных аркозовых и

кварцитовых песчаников, характерных для кистинской свиты Дарьяльского ущелья, ни палеонтологических данных, указывающих на наличие триаса или раннего лйаоа. Имеющиеся обнажения - часть мощного глинисто-сланцевого разреза - можно, как уже говорилось, параллелизовать с циклаурской свитой (Рейнгартен, 1932).

Нижне- и среднеюрские отложения разбиты разломами, перемещены на значительные расстояния, что при однообразном литологическом составе и недостаточной палеонтологической охарактеризованности часто не позволяет находить непосредственное продолжение тех или иных частей разреза. Кроме того, из-за нечеткости текстурных признаков пород не всегда удается установить нормальное их залегание или повторение одной и той же пачки в разрезе, что, естественно, сказывается на точности установления мощностей отложений и затрудняет составление непрерывного разреза.

В нижне- и среднеюрских отложениях выделяются следующие четыре литостратиграфических геоконплекса снизу вверх (рис.2):

Рис.2. Литолого-стратиграфическая колонка нижне- и среднеюрских отложений верховьев р.Ассы. 1 - аргиллиты, глинистые и аспидные сланцы; 2 - алевриты; 3 - песчаники; 4 - карбонаты; 5 - карбонатные конкрекци; 6 - сферические лавы; 7 - дайки диабазовых пород



1. Толща аспидных и глинистых сланцев с редкими микро- и весьма тонкозернистыми кварцитовидными алевритами и мелкозернистыми песчаниками с серицит-кварцевым цементом. Зернистые породы составляют 5, пелитовые - 95%. Аспидные и глинистые сланцы редко бывают чисто пелитовыми, обычно они алевритистые. Отдельные пачки обогаще-

ни пылеватым углестым веществом, отчего приобретают черный цвет. Некоторые слои известняков встречаются в том, имеют четкие контакты с аспидными сланцами, похожи на конгуриты; редко наблюдается отчетливый нижний контакт и постепенный верхний. Большинство пачек аспидных сланцев микрополосчаты. Эта толща распространена в уд.р.Асси — на севере от местности Горгу, в районе Бокового хребта и дальше, не доходя до р.Нелхи (правый приток р.Асси). Верхняя часть толщи (около 800 м) содержит до 10% песчано-алевритовых пород. К северу от р.Нелхи, на расстоянии 2 км развита толща глинистых сланцев с грубой сланцеватостью, содержащая до 20% субаркозовых песчаников и алевритов с хлорито-пелитовым или известково-сидеритовым цементом. Севернее, в аргиллитах сланцеватость не отмечается.

В южной части распространения этой толщи преобладает падение слоев на СЗ 340° , $\angle 70-80^{\circ}$, а севернее р.Бисни через 2,5 км начинается юго-восточное падение $160-170^{\circ}$, $\angle 75-80^{\circ}$ и продолжается на север за р.Нелхи на расстоянии 3 км. Аспидные сланцы интенсивно кливажированы.

Характерной чертой южной полосы аспидных сланцев является наличие в ней даек диабазовых пород и в верхней части — сферических лав базальтов.

В результате наших работ ^{х)}, зафиксировано наличие 200 даек суммарной мощностью 600 м. Они переполняют разрез сланцевой толщи от местности Горгу к северу на расстоянии 8 км. Все дайки диабаз-порфиритов залегают вкост тоннельной трассы, падая на СЗ 330° , $60-70^{\circ}$. Они имеют контактные роговики в сланцах, образуют скалистый рельеф, устойчивый против эрозии (рис.3). Многие дайки будинированы (рис.4); тонкие дайки часто рассланцованы (рис.5), а мощные — меньше подвержены механическому разрушению (рис.6). Самые мощные (30, 50 м) дайки диабазов обнажались в ущелье р.Колотанисцкали (Чыхрадзе, 1983, 1988).

Эта аспидносланцевая толща с диабазами аналогична циклаурской свите среднего лейаса Военно-Грузинской дороги (ВГД). Однако спилитовые шаровые лавы ВГД залегают в сланцевой толще, не содержащей сидерита ни в конкрециях, ни в цементе фанеромерных пород. В верховьях р.Асси спилитовые шаровые лавы (местность Горгу и особенно Чимгискде, ущ.р.Ширдловани), связаны с сидеритоносной сланцевой толщей среднеюрского возраста. В полосе развития базальтовых вулканитов туфовые породы нами не наблюдались.

Часть этой толщи с диабазовыми дайками и шаровыми толеитовыми базальтами является продолжением "Казбежского диабазового пояса".

х) В полевых работах активно участвовали молодые геологи О.С.Сулханшвили, Т.Ш.Сикинчалашвили и студенты ПИИ: В.Г.Чыхрадзе и М.Г.Николадзе

Рис.3. Скалистый рельеф на левом берегу р.Ассы, сложенный аспидными сланцами, роговиками и дайками диабазов



Рис.4. Будинированная крутопадающая дайка диабазов на правом берегу р.Ассы, залегающая в аспидно-сланцевой толще плинсбаха (циклаурская свита). Отдельные будины оторваны друг от друга



Мощность толщи аспидных и глинистых сланцев с диабазовыми породами оценивается в 3600 м. Возраст - плинсбах-ранний тоар.

2. Толща глинистых сланцев с прослоями и редкими пачками (5-40 м) средне- и мелкозернистых слюдясто-плагиоклазово-кварцевых песчаников с цементом железистого карбоната. Глинистые сланцы темно-серого цвета, алевритистые, алевритовые и реже - пелитовые. Отдельные пачки их содержат единичные мелкие конкреции кремня и сидерита. В толще прослойки и слои песчаника серого цвета (на выветрелой поверхности обычно ржавого цвета из-за окисления Fe^{2+} сидерита цемента), встречаются как в виде отдельных слоев в сланцах, так и в виде пакетов уменьшающейся мощности песчаников к верхней части пакета. В



Рис. 5. Разрушенный рассланцованный диабаз, превращенный в плотный микроагрегат смеси хлорита, кварца, гидроокислов железа и других минералов. Плагмоклаз прениитизирован.
Обр. 40, Ник. П., ув. 70. Ущ. р. Асси



Рис. 6. Неразрушенный пироксеновый диабаз
Обр. 86, Ник. П., ув. 70. Ущ. р. Асси

сланцах вначале появляется более толстый (5–15 см) слой обычно мелкозернистого песчаника, за ним темно-серый сланец, затем снова песчаник, но меньшей мощности и т. д. Через 5–15 м прослой песчаника исчезает, т. е. строение пакета трансгрессивное.

Толща распространена к югу от местности Горгу, в зоне Главного хребта и южного склона, в верховьях р. Хевсуретской Арагви до слияния рек Эсацо и Горшегмисцали.

На север от предыдущей толщи, на расстоянии ~ 3500 м толща глинисто-сланцевая; песчаники часто с известковым или сидеритовым цементом, затем появляются слабосланцеватые аргиллиты, обычно алевролитистые и, далее, аргиллиты массивной текстуры. Возраст – поздний тоар-ранний аален, мощность около 2000 м.

3. Толща глинистых сланцев с крупными сферическими и линзовидными конкрециями сидерита с редкими тонкими прослоями алевролита или мелкозернистого песчаника, гуданская свита (рис.7). Редко встречаются пачки песчаников с глинистыми сланцами - чередование слоев песчаных сланцев и песчаников с трансгрессивной последовательностью. Все фанеромерные породы имеют сидеритовый цемент. Глинистые сланцы содержат конкреции сидерита (0,3-0,5 м), крайне редко наблюдается мелкокристаллический сидерит, рассеянный в сланцах. В ущ.р. Арагви среди терригенных пород залегает пачка (2-15 м) лацитового туфа.

Рис.7. Литолого-стратиграфическая колонка ниже- и среднепрских отложений верховьев р. Хевсуретской Арагви. 1 - глинистые сланцы; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - известняки и мергели (карбонатный флиш); 5 - конкреции сидерита

| СИСТЕМА | ОТДЕЛ | ЯРУС ПОДЯРУС | СВИТА | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | МОЩН. М |
|---------|-------|--------------|--------------|------------------------|---------|
| | | | | | |
| СРЕДНИЙ | ВЕРХ | с1 | | | 900 |
| | | бг | БОРИСАКОСКАЯ | | |
| | | | а-б | ГУДАНСКАЯ | |
| НИЖН. | | г2 | ХАХМАТСКАЯ | | 1000 |
| | | г1 | | | 750 |



Ширина выхода этой толщи в ущ.р.Хевсуретской Арагви (нижнее слияния рр.Зсаачо и Горшегмисцхали) составляет около 8 км. Ее мощность оценивается в 3600 м; возраст позднеэоцено-байосский. На северном же склоне Главного хребта (в ущ.левых притоков р.Цхаростава) толща глинистых сланцев с крупными сидеритовыми конкрециями занимает сравнительно узкую полосу - около 900 м. Она представлена песчано-алевролитовыми и аргиллитовыми породами, содержащими конкреции сферосидеритов. Аргиллиты обычно алевритистые, отдельные слои обогащены углестым детритусом и мелкими шарообразными конкрециями глинистого сидерита. Песчаники и алевролиты плагноклазово-кварцевые с кальцит-анкеритовым или сидеритовым цементом.

4. Песчаниково-глинисто-сланцевая толща, барисахоская свита (граувакково-алевролитово-аргиллитовый флиш), состоит из набора темно-серых глинистых сланцев, серых средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов. Зернистые породы хотя и слагают одинарные слои, но чаще составляют интервалы многослоев Тас, Табс, Твс. Многослои обычно неполные как снизу, так и сверху. В ущ.р.Хевсуретской Арагви, севернее с.Корша в отложениях резко выделяется пачка с сильно развитым Тс, Тас интервалами в циклитах.

На подошвах некоторых циклитов наблюдаются знаки вдавливания и течения. Мощность многослоев от 10–15 см до 5–7 м. Мощные циклиты флюкостурбидитного типа состоят из Та – до 3 м средне- и мелкозернистого песчаника, Тб – 5–10 см алевролита, постепенно переходящего в Те глинистый сланец – 3–5 м. Та иногда содержит единичные обломки до 10 см глинистого сланца.

Большинство тонких слоев песчаников характеризуется однонаправленной очень мелкой косослойчатостью, а мощных слоев – тонкой пологосчатостью, вызванной чередованием слоев светло-серой песчано-алевритовой кластики и темно-серого пелитового вещества. Цемент песчаников известково-сидеритовый. Отдельные пачки глинистых сланцев содержат конкреции (до 5x15 см) сферосидерита, реже – кремня. Распространена эта толща к югу от третьего комплекса, в ущ. р. Хевсуретской Арагви до карбонатных отложений верхней яры. Верхняя часть флишевого комплекса (~200 м) представлена набором карбонатных песчаников и глинистых сланцев с уменьшающимся количеством песчаников и увеличивающимся – глинистых сланцев. Кверху верхняя пачка чистых глинистых сланцев (30–40 м) с мегаконкрециями (до 1 м) крупнокристаллического кальцита надвинута с севера на толщу карбонатных песчаников и глинистых сланцев верхней яры.

Мощность комплекса 900 м. Возраст – средняя яра, байос-бат?

В бас. р. Асси ааленские отложения представлены песчано-алевритистыми аргиллитами с пакетами тонкослойных средне- и мелкозернистых аркозовых песчаников с пелитовым гидрослюдистым, кальцитовым и сидеритовым цементом. В алевритистых аргиллитах встречаются глинисто-сидеритовые и глинисто-кремнистые конкреции (2–7 см) и иногда обуглившийся растительный детритус. Байосские отложения охарактеризованы аммонитами, найденными севернее местности Торгам, на правом склоне ущ. р. Асси. Они менее песчанисты, чем ааленские, содержат глинисто-известковистые линзообразные конкреции.

Эти отложения перекрываются карбонатной формацией верхней яры, начинающейся трансгрессивным келловеем. Батские отложения отсутствуют из-за размыва.

Как видим, в литофациальном отношении тоар-среднеюрские части разрезов отличаются друг от друга. В тоар-среднеюрских отложениях бас. р. Хевсуретской Арагви песчаников в 5 раз больше, а барисахская терригенно-флишевая толща с толстослойными песчаниками турбидитного типа на северном склоне вовсе отсутствует.

Все слои песчаников ниже-среднеюрского разреза подвержены влиянию планетарной трещиноватости (ПТ). Тонкие слои песчаников чаще, чем толстые, разбиты ПТ, в результате образованы ромбовидные формы меньшего размера и количество их больше, чем в толстых слоях. ПТ редко, но все же наблюдается в некоторых пачках аспидных сланцев. Обычно они, хорошо выраженные в песчаниках, не продолжают в смежных глинистых сланцах.

Нижне- и среднеюрская осадочная толща изученной полосы подверглась сжатю, интенсивной складчатости, воздыманию на 8-9 км в осевых зонах ГХ и БХ, опрокидыванию на юг в зоне южного склона ГХ и на север в зоне БХ, дальнейшей деформации структур, их поворачиванию в антикавказском направлении в результате левостороннего сдвига, проходящего в верховьях рр. Асси и Хевсуретской Арагви (Гюргоблани и др., 1982).

Интересно, что И. Карк (1914) из геологов, ранее проводивших исследования в указанных речных бассейнах, заметил поворот структур "на 90° от первоначального", но объяснения этому явлению не дал. В то время основное внимание уделялось интенсивно развитой сланцеватости, "которая уничтожает слабо развитую слоистость". Поэтому слоистость практически не была использована для выяснения геологических вопросов.

Для составления литолого-структурного разреза ниже- и среднеюрских отложений нами был использован комплекс общегеологических, седиментологических, текстурных, структурных, диагенетических и др. признаков. В результате этого мощная осадочная толща была подразделена на мелкие литостратиграфические единицы.

Ниже приводится характеристика основных типов пород.

Песчаники. В разрезе плинсбах-среднеюрских отложений бас. рр. Асси и Хевсуретской Арагви стратиграфически снизу вверх увеличивается количество песчаников и алевролитов. В нижней, аспидносланцевой толще (циклаурской свите) количество песчаников и алевролитов составляет не более 5%, в следующей вверх толще - 15%, далее, в гуданской свите - 4%, а в верхней, флишевой - 45%.

Песчаники и алевролиты микро- и тонкослоистые в плинсбахских сланцевых толщах, толсто- и массивнослоистые в тоарских (хахматская свита, пуйские слои) и байос-батских песчаниково-сланцевых толщах (барсахская свита). Слоистость горизонтальная в сланцевой толще плинсбаха, горизонтально-волнистая морского мелководья в гуданской свите, конволютная (интервал t_6 в терригенном флише). Наблюдается однонаправленная слоистость в гуданской свите.

Во всем ниже- и среднеюрском разрезе преобладают среднемелкозернистые (рис. 8) песчаники, крайне редко встречаются крупнозернистые (рис. 9).

Все песчаники относятся к аркозовому типу, претерпевшему постседиментационные изменения различной степени, до глубинного катагенеза. Более интенсивно изменены песчаники нижних горизонтов разреза.

Полевошпатово-кварцевые песчаники состоят из кварца, полевых шпатов, незначительного количества слюды и изредка зерен сильно измененных пород. В шпатах иногда наблюдаются мелкие кристаллы циркона, зеленого турмалина, титанистых минералов.

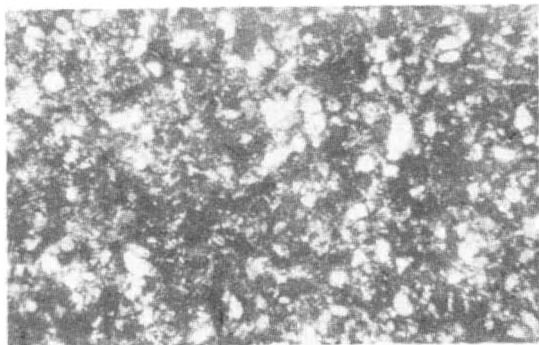


Рис.8. Разнозернистый, средне-мелкозернистый слюдясто-плагиоклазово-кварцевый песчаник с мусковит-кварцевым цементом.
Обр.5. Ник.Х, ув.30. Ущ.р.Ассы

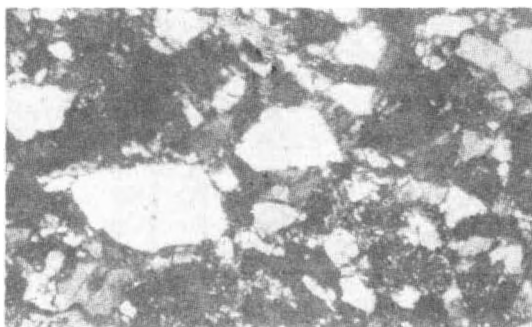


Рис.9. Разнозернистый, крупно- и среднезернистый плагиоклазово-кварцевый песчаник с кварцевым цементом.
Обр.64. Ник.Х, ув.32. Ущ.р.Ассы

Большинство зерен кварца имеет волнистое угасание, только в некоторых образцах тоарских песчаников ущ.р.Ассы наблюдались зерна с ровным угасанием. Часть зерен кварца в песчаниках низов разреза подверглась бластезу, растворению (принцип Рикке) и переотложению с нарастанием, иногда вместе с серпичитом или хлоритом на кварцевых зернах.

Полевой шпат (в основном плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда) часто полисинтетически sdвойникован; редко наблюдаются мелкие идиоморфные таблитчатые кристаллы аутигенного альбита. Зерна калишпата встречается редко. Слзда обычно представлена мелкими листочками мусковита и крайне редко - гидратизированными пластинками биотита. В тоар-среднеурских песчаниках часто присутствует псаммитовый

материал глинистых сланцев, а в более древних песчаниках – обломки серицитизированных и окварцованных пород. Цемент песчаников-выполнения пор, меньше – контактный и реже-базальный. Минеральный состав цемента: кварц, серицит-кварц, хлорит-серицит-кварц в плинсбахских, кварц, серицит-кварц, гидрослюда-кварц-хлорит – гидрослюда-кварц; гидрослюда-сидерит, гидрослюда-кальцит – в тоар-ааленских; гидрослюда-кальцит-сидерит – в среднеюрских песчаниках. В цементе некоторых песчаников присутствует тонкокристаллический диагенетический пирит в виде мелких скоплений различной формы; реже встречаются отдельные кристаллы пирита, более крупные, чем кластические зерна вмещающего песчаника (рис.10).

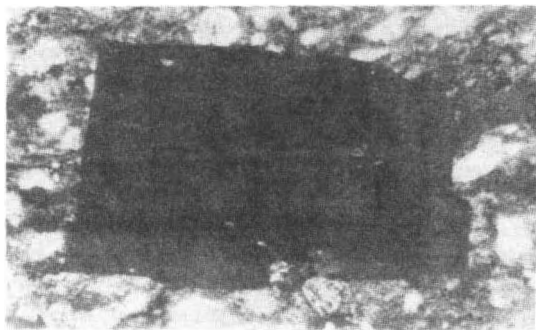


Рис.10. Метакристалл пирита в песчанике.
Обр.8. Ник.ИІ, ув.32. Ущ.р.Ассы

Слюдисто-полевошпатово-кварцевые песчаники в основном аналогичны вышеописанным полевошпатово-кварцевым разновидностям. В отличие от них, содержат в большом количестве слуду, которая представлена мелкими листочками мусковита, гидратизированного, обесцвеченного биотита (иногда заметно деформированного) и мельчайшими чешуйками серицита. В цементе преобладает тонкочешуйчатая глинисто-серицитовая масса, которая часто расположена упорядоченно между зернами и создает ориентированную текстуру породы. В некоторых песчаниках цемент заметно окварцован. В цементе песчаников иногда в значительном количестве присутствует карбонат в виде пятен пелитоморфного кальция и крупных скоплений кристаллического сидерита. Такие сидеритизированные песчаники (песчаники с диагенетическим сидеритовым цементом) играют значительную роль в тоар-среднеюрских толщах, развитых в верховьях р.Хевсуретской Арагви и р.Ассы (в районе Архоти и Торгим). Песчаный материал не окатан.

Адевролиты в исследованных толщах по минеральному составу кластического материала и цемента идентичны песчаникам, чередующимся с ними. В отличие от них, содержат больше слудистых минералов и це-

мента, который здесь иногда бывает базального типа. Состав же цемента алевролитов низов разреза - серицит-кварцевый и кварц-серицитовый, а тоар-среднеюрских алевролитов в основном сидеритовый. В алевролитах тоар-среднеюрского разреза нередко присутствует обуглившийся растительный детритус. Базальный пелитоморфный цемент алевролитов субплатформенной зоны ущ.р.Ассы иногда пропитан гидроокислами железа.

Химический состав нижне- и среднеюрских песчаников (табл. I) показывает их однотипность. Однако в тоар-среднеюрских песчаниках несколько увеличено содержание карбонатов (6,7% - среднее из 6 анализов) по сравнению с плинсбахскими. Этот факт находится в соответствии с полевыми наблюдениями и результатами микроскопического изучения пород, подтверждая их. В плинсбахских песчаниках карбоната нет. В цементе тоарских песчаников появляется кальцит и несколько позже - железистый карбонат, незначительное количество которого является постоянным компонентом цемента верхнетоар-среднеюрских песчаников, участвующих в строении хаматской, гуданской, барсакской свит в бас.р.Хевсуретской Арагви, пуйского и др. горизонтов в бас.р.Ассы. (Отдельно не определено содержание двухвалентного железа в песчаниках, поэтому не выяснено количественное соотношение карбонатов кальция и железа). Во всех анализированных песчаниках $Na_2O > K_2O$. Это вызвано большим содержанием в них кислого плагиоклаза, чем калишпата и слюд. Отношение $Al_2O_3 : SiO_2 = 0,160$ показывает слабое выветривание терригенной кластике песчаников.

Для иллюстрации химического состава алевролитов ниже приводятся результаты анализа образца №74 (тоар ущ.р.Ассы): SiO_2 65,47; Al_2O_3 15,70; Fe_2O_3 5,81; TiO_2 0,76; Mn 0,02; P_2O_5 0,84; SO_3 0,13; CaO 0,55; MgO 1,58; K_2O 2,53; Na_2O 2,07; п.п.п. 4,53; H_2O 0,61. Сумма 100,60. Как видим, содержание SiO_2 значительно меньше, а Al_2O_3 и K_2O больше, чем в песчаниках. Это обусловлено наличием большего количества гидрослюдистого компонента в алевролите.

Аргиллиты, глинистые и аспидные сланцы образовались в результате изменения (диагенез, катагенез, начальный метаморфизм) глинистого (пелитового) вещества, состоящего из минералов глины различного генезиса и состава.

Аргиллиты. Нерассланцованные аргиллиты в нижне- и среднеюрских отложениях в зоне ГХ практически не сохранились. Все глинистые (пелитовые) породы слабо или сильно рассланцованы. В отдельных пачках верхнетоар-ааленских толщ верховьев р.Хевсуретской Арагви редко наблюдаются слаборассланцованные аргиллиты со скорлуповатыми формами выветривания. Вся остальная масса глинистых осадков как тоара - средней юры, так и, особенно, плинсбахского яруса превращена в глинистые и аспидные сланцы. Аргиллиты характерны для тоар-ааленских отложений субплатформенной зоны ущ.р.Ассы.

Глинистые сланцы – метаморфические глинистые породы темного или черного цвета, плотные (пористость I–3%) состоят из гидрослюда, хлорита, с примесью кварца, полевого шпата и других неглинистых минералов; обычно содержат углистое вещество, иногда новообразования карбонатов и сульфидов железа.

Аспидные сланцы – глинистые метаморфические породы, обычно темно-серого или черного цвета, плотные (пористость < 1%), сланцеватые, состоящие из серицита, гидрослюда, хлоритов, кварца и других неглинистых материалов, содержат обычно значительную примесь органического углистого вещества, часто сульфидов железа. Аспидные сланцы более метаморфизованы, чем глинистые. В них не встречаются реликты минералов глины, а вся пелитовая масса перекристаллизована в серицит, гидрослуду мусковитового типа и хлориты. Наряду с этим в аспидных сланцах наблюдаются новообразования кварца, альбита, турмалина и некоторых других минералов. Они также, как и глинистые сланцы, редко бывают чистыми. В них обычно содержится терригенная примесь кварца, плагиоклаза и серицита алевритовой или мелкопсаммитовой размерности.

Чистые пелолиты (глинистые или аспидные сланцы) имеют тонкую (листоватую) сланцеватость. По мере увеличения в них примеси алевритово-псаммитового материала сланцеватость становится все грубее.

Глинистые сланцы распространены по всему разрезу верхнеплинских-среднеюрских отложений, а аспидные сланцы – в основном в циклаурской свите плинсбахского яруса в ущ.р.Асси, в зоне, где осадочная толща претерпела более интенсивное динамометаморфическое влияние. В той же зоне интродуцировано более 200 даек диабазов и диабазовых порфиритов, влияние которых сказывалось на пелолитах – в основном в образовании контактных роговиков.

Чистые пелолиты – глинистые и аспидные сланцы – макроскопически отличаются от алевритистых их разновидностей, количество различных гранулометрических фракций устанавливается в основном под микроскопом. Терригенная кластика в глинистых и аспидных сланцах по составу та же, что и в песчаниках и алевролитах. Все эти породы содержат незначительное количество углистого вещества в виде пыли и точечных включений, часто сегрегированных в параллельные линейные скопления, мелких фрагментов – обуглившейся и графитизированной растительности; некоторые пачки аспидных сланцев плинсбахского века содержат выделения пирита и заметно обогащены графитовым веществом (рис. II). Сланцеватость в чистых пелитовых породах обычно четкая, а в алевритово-песчаных разностях выражена слабее. Пелитовая масса местами превращена в агрегат хлорит-гидрослюда-серицит-кварц-альбитового состава. Чешуйки гидрослюда – серицита ориентированы параллельно сланцеватости (кливажа).

Химический состав нижнеюрских песчаников верховьев рр. Ассы и Хевсуретской Арагви, вес. %

| № образца | Компоненты | | | | | | | | | | | | | Сумма |
|--------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|-------------------------------|-----------------|------|------|------------------|-------------------|----------|-------|--------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | P ₂ O ₅ | SO ₃ | CaO | MgO | H ₂ O | Na ₂ O | П. п. п. | Влага | |
| I | 68,05 | 9,75 | 5,56 | 0,42 | 0,50 | 0,11 | 0,15 | 4,35 | 1,32 | 1,12 | 2,81 | 5,84 | 0,20 | 100,19 |
| 2 | 67,49 | 9,28 | 4,69 | 0,42 | 0,26 | 0,07 | 0,32 | 6,05 | 1,24 | 1,67 | 3,36 | 6,12 | 0,10 | 100,07 |
| 4 ^I -8I | 70,64 | 12,22 | 5,48 | 0,54 | 0,13 | 0,25 | 0,08 | 1,77 | 1,19 | 1,37 | 2,95 | 3,36 | нет | 99,97 |
| 5 ^I -8I | 69,45 | 11,81 | 6,52 | 0,44 | 0,16 | 0,25 | 0,12 | 1,69 | 1,41 | 0,82 | 4,08 | 3,24 | нет | 99,99 |
| 97 | 70,05 | 12,08 | 4,78 | 0,37 | 0,21 | 0,07 | 0,03 | 3,04 | 1,18 | 1,46 | 2,23 | 4,48 | 0,36 | 100,34 |
| 118 ^I | 68,01 | 9,25 | 4,62 | 0,37 | 0,19 | 0,05 | 0,02 | 7,86 | 2,43 | 1,04 | 1,44 | 5,70 | 0,06 | 100,04 |
| 3 | 79,11 | 10,19 | 3,38 | 0,40 | 0,04 | 0,16 | 0,01 | 0,53 | 0,12 | 1,28 | 2,22 | 1,56 | 0,09 | 99,08 |
| 16 | 71,84 | 12,59 | 4,80 | 0,51 | 0,06 | 0,24 | 0,11 | 1,74 | 1,28 | 1,08 | 3,63 | 2,10 | 0,16 | 100,14 |
| 39 | 70,43 | 12,48 | 6,95 | 0,64 | 0,07 | 0,22 | 0,01 | 0,58 | 1,83 | 1,31 | 2,69 | 2,76 | 0,18 | 100,15 |
| 45 | 72,71 | 12,64 | 5,11 | 0,57 | 0,04 | 0,22 | 0,01 | 0,31 | 1,53 | 1,82 | 2,74 | 2,27 | 0,11 | 100,08 |
| 54 | 75,05 | 11,08 | 5,54 | 0,49 | 0,05 | 0,21 | 0,01 | 0,22 | 1,50 | 1,38 | 2,06 | 2,39 | 0,05 | 100,03 |
| 55 | 74,68 | 8,97 | 4,06 | 0,33 | 0,14 | 0,10 | 0,03 | 3,27 | 1,35 | 0,50 | 2,88 | 3,68 | 0,08 | 100,07 |
| 64 | 76,27 | 12,34 | 3,14 | 0,43 | 0,03 | 0,15 | 0,04 | 0,36 | 1,28 | 1,69 | 2,44 | 1,83 | 0,17 | 100,17 |
| 70 ^I | 73,42 | 14,09 | 3,86 | 0,44 | 0,03 | 0,22 | 0,01 | 0,20 | 1,42 | 1,87 | 2,48 | 1,94 | 0,08 | 100,06 |
| 71 ^I | 69,36 | 11,66 | 4,88 | 0,53 | 0,15 | 0,10 | 0,02 | 3,09 | 1,54 | 1,22 | 2,31 | 5,11 | 0,23 | 100,20 |
| 91 | 73,35 | 13,58 | 4,47 | 0,60 | 0,01 | 0,25 | 0,01 | 0,29 | 1,22 | 1,51 | 3,09 | 1,60 | 0,08 | 100,08 |
| 100 | 72,37 | 11,39 | 5,27 | 0,51 | 0,06 | 0,19 | 0,01 | 1,27 | 1,53 | 0,69 | 3,98 | 2,70 | 0,14 | 100,11 |
| 108 | 78,57 | 9,35 | 4,32 | 0,44 | 0,05 | 0,18 | 0,05 | 1,73 | 1,25 | 0,20 | 2,70 | 1,14 | 0,06 | 100,04 |
| 120 | 73,19 | 12,48 | 4,49 | 0,55 | 0,05 | 0,15 | 0,03 | 1,42 | 1,48 | 1,59 | 2,19 | 2,36 | 0,16 | 100,14 |
| 120 ^I | 74,54 | 12,86 | 3,35 | 0,53 | 0,03 | 0,17 | 0,01 | 0,88 | 1,33 | 1,99 | 1,93 | 1,02 | 0,14 | 99,78 |

Аналитик В.И. Милдин

Песчаники: 1, 2, 4, 5^I - средняя яра, бас. р. Хевсуретской Арагви; 97, 118^I - тоар. ущ. р. Ассы; 3, 16, 39, 45, 54, 55, 64, 70^I, 71^I, 91, 100, 108, 120^I - глинистых бас. р. Ассы.

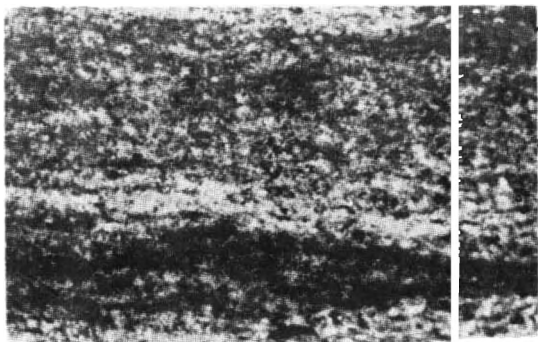


Рис.11. Аспидный сланец, обогащенный графитовым веществом
Обр.44. Ник.11, ув.17, уц.р.Ас:м

Аспидные сланцы иногда секутся жилочками серицит-кварц-полевошпатового состава или хлорита (рис.12), в них чаще, чем в других породах, наблюдаются фрагменты обуглившегося растительного детрита (рис.13) и выделения пирита, обросшие с теневых отсростков волокнистым кварцем, иногда вместе с серицитом (рис.14). Рентгеноструктурный анализ (табл.2) показывает наличие в сланцах переменного количества слюды, хлорита, кварца и полевого шпата.

Содержание главных породообразующих окислов в тоарских глинистых сланцах (табл.3) изменяется: SiO_2 57-60%, Al_2O_3 17,21%. Увеличение SiO_2 до 63% обычно вызвано присутствием алевритового материала в сланце. K_2O составляет 2-5% и, как правило, больше, чем в алевролитах. Обычно $K_2O > Na_2O$, что подтверждает преобладающую роль калийсодержащих слоистых аллюмосиликатов в глинистых сланцах.

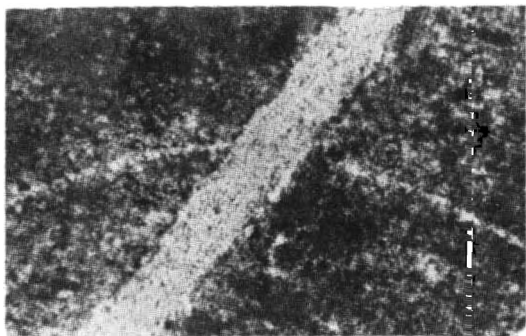


Рис.12. Аспидный сланец сецется жилочкой хлорит-кварц-серицитового состава.
Обр.44¹, Ник.11, ув.17, уц.р.Асс1

Рентгенометрические данные природных образцов глинистых сланцев

| II7 | | II9 | | I28 | | I29 | | I31 | | I34 | | I37 | | I39 | |
|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|
| I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n |
| 26 | 14,2 | 30 | 14,2 | 15 | 14,2 | 20 | 14,2 | 18 | 14,2 | 32 | 14,2 | 33 | 14,2 | 40 | 14,2 |
| 40 | 10,1 | 50 | 10,1 | 18 | 9,8 | 30 | 10,1 | 28 | 9,8 | 37 | 10,1 | 46 | 10,1 | 52 | 10,1 |
| 65 | 7,08 | 75 | 7,08 | 50 | 7,08 | 50 | 7,08 | 48 | 7,08 | 80 | 7,08 | 75 | 7,08 | 80 | 7,08 |
| 15 | 5,0 | 18 | 4,98 | 8 | 4,95 | 10 | 5,0 | 12 | 4,93 | 15 | 4,9 | 15 | 5,0 | 18 | 5,00 |
| 20 | 4,7 | 22 | 4,67 | 17 | 4,67 | 17 | 4,67 | 17 | 4,67 | 24 | 4,70 | 22 | 4,68 | 28 | 4,68 |
| 20 | 4,24 | 20 | 4,24 | 23 | 4,24 | 20 | 4,24 | 20 | 4,24 | 26 | 4,26 | 25 | 4,24 | 23 | 4,24 |
| 14 | 3,86 | 12 | 3,86 | 13 | 3,86 | 10 | 3,86 | 12 | 3,86 | 15 | 3,86 | 15 | 3,86 | 18 | 3,86 |
| 36 | 3,68 | 35 | 3,68 | 32 | 3,68 | 33 | 3,68 | 33 | 3,68 | 36 | 3,68 | 35 | 3,68 | 36 | 3,68 |
| 48 | 3,52 | 52 | 3,54 | 37 | 3,55 | 35 | 3,54 | 42 | 3,54 | 50 | 3,54 | 53 | 3,54 | 56 | 3,54 |
| 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 |
| 25 | 3,18 | 25 | 3,18 | 23 | 3,18 | 20 | 3,18 | 20 | 3,18 | 27 | 3,18 | 25 | 3,18 | 26 | 3,18 |
| 10 | 2,98 | 8 | 2,98 | 5 | 2,98 | 8 | 2,98 | 8 | 2,98 | 8 | 2,98 | 8 | 2,98 | 7 | 2,98 |
| 12 | 2,80 | 12 | 2,80 | 8 | 2,80 | 12 | 2,80 | 12 | 2,80 | 12 | 2,80 | 12 | 2,80 | 14 | 2,80 |

| I42 | | I43 | | I44 | | I48 | | I50 | | I51 | | I55 | | I60 | |
|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|
| I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n |
| 25 | 14,2 | 22 | 14,2 | 23 | 14,2 | 18 | 14,2 | 8 | 14,2 | 27 | 14,2 | 13 | 14,2 | 15 | 14,2 |
| 35 | 10,1 | 24 | 10,1 | 42 | 10,1 | 32 | 10,1 | 18 | 10,1 | 40 | 10,1 | 23 | 10,1 | 30 | 10,1 |
| 70 | 7,08 | 57 | 7,08 | 28 | 7,08 | 32 | 7,08 | 14 | 7,08 | 65 | 7,08 | 53 | 7,08 | 58 | 7,08 |
| 17 | 4,93 | 8 | 4,93 | 13 | 4,99 | 14 | 4,99 | - | - | 15 | 4,95 | 10 | 5,0 | 10 | 5,0 |
| 22 | 4,67 | 15 | 4,68 | 14 | 4,68 | 17 | 4,68 | - | - | 22 | 4,67 | 17 | 4,68 | 17 | 4,68 |
| 23 | 4,24 | 18 | 4,24 | 27 | 4,24 | 38 | 4,24 | 32 | 4,24 | 20 | 4,24 | 18 | 4,24 | 15 | 4,24 |
| 15 | 3,86 | 10 | 3,86 | 10 | 3,86 | 8 | 3,86 | - | - | 13 | 3,86 | 12 | 3,86 | 12 | 3,86 |
| 33 | 3,68 | 28 | 3,68 | 40 | 3,68 | 30 | 3,68 | 33 | 3,68 | 30 | 3,68 | 27 | 3,68 | 25 | 3,68 |
| 48 | 3,54 | 40 | 3,54 | 27 | 3,54 | 23 | 3,54 | 20 | 3,54 | 44 | 3,54 | 40 | 3,54 | 37 | 3,54 |
| 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 | 100 | 3,34 |
| 27 | 3,18 | 25 | 3,18 | 22 | 3,18 | 22 | 3,18 | - | - | 27 | 3,18 | 26 | 3,18 | 27 | 3,18 |
| 8 | 2,98 | 15 | 2,98 | 5 | 2,98 | 10 | 2,98 | - | - | 8 | 2,98 | 8 | 2,98 | 8 | 2,98 |
| 13 | 2,80 | 10 | 2,80 | 8 | 2,80 | 10 | 2,80 | - | - | 12 | 2,80 | 12 | 2,80 | 8 | 2,80 |

Примечание. На всех рентгенограммах, кроме обр. I50, представленного почти чистым кварцем, присутствуют хлорит - слюда - кварц - полевой шпат.

Таблица 3

Химический состав нижне- и среднеюрских глинистых сланцев и алевролитов верховьев рр.Ассы и Хевсуретской Арагви, вес.%

| № образца | Компоненты | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|-------------------------------|-----------------|------|------|------------------|-------------------|--------|-------------------------------|--------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | P ₂ O ₅ | SO ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | П.п.п. | H ₂ O ⁺ | Сумма |
| 10 | 63,14 | 17,64 | 6,11 | 0,84 | 0,07 | 0,26 | 0,01 | 1,23 | 1,94 | 2,77 | 2,22 | 3,76 | 0,26 | 100,25 |
| 13 | 63,01 | 17,38 | 6,14 | 0,81 | 0,07 | 0,23 | 0,01 | 0,81 | 1,70 | 3,14 | 2,05 | 3,73 | 0,21 | 100,19 |
| 19 | 60,27 | 18,94 | 6,16 | 0,84 | 0,08 | 0,24 | 0,04 | 1,28 | 2,01 | 2,91 | 2,20 | 4,01 | 0,19 | 100,17 |
| 31 | 59,47 | 18,64 | 6,84 | 0,81 | 0,08 | 0,15 | 0,05 | 2,18 | 1,67 | 2,90 | 1,90 | 5,31 | 0,45 | 100,45 |
| 44 | 58,58 | 21,22 | 6,65 | 0,75 | 0,08 | 0,14 | 0,02 | 0,88 | 1,85 | 3,46 | 1,82 | 4,54 | 0,24 | 100,23 |
| 52 | 62,27 | 19,16 | 5,64 | 0,87 | 0,06 | 0,21 | 0,01 | 0,59 | 1,58 | 3,74 | 2,03 | 3,81 | 0,21 | 100,18 |
| 75 ¹ | 58,46 | 20,27 | 6,73 | 0,85 | 0,04 | 0,12 | 1,47 | 0,55 | 1,96 | 3,22 | 1,94 | 4,66 | 0,46 | 100,44 |
| 116 | 63,94 | 18,48 | 5,69 | 0,88 | 0,06 | 0,19 | 0,11 | 0,55 | 1,39 | 3,73 | 1,39 | 3,66 | 0,18 | 100,10 |
| 4 ³ | 47,38 | 31,39 | 5,84 | 1,19 | 0,02 | 0,08 | 0,03 | 0,14 | 1,25 | 5,17 | 1,27 | 6,22 | 0,42 | 100,40 |
| 5 ⁵ | 57,99 | 22,31 | 5,46 | 1,00 | 0,04 | 0,24 | 0,02 | 0,43 | 1,39 | 4,73 | 1,60 | 4,76 | 0,28 | 100,25 |
| 16 | 62,60 | 17,96 | 6,16 | 0,84 | 0,24 | 0,20 | 0,19 | 0,67 | 1,78 | 3,39 | 2,28 | 4,88 | 0,16 | 101,35 |
| 30 | 64,90 | 17,33 | 5,65 | 0,88 | 0,03 | 0,19 | 0,03 | 0,41 | 1,46 | 3,39 | 1,86 | 3,84 | 0,52 | 100,49 |

№ 10,13 - алевролитистые глинистые сланцы; 19,31 - слабоалевролитистые аспидные сланцы; 44 - глинистый сланец; 52 - слабоалевролитистый глинистый сланец (плинсбах уш.р.Ассы); 75¹ - глинистый сланец; 5⁵ - алевролитистый глинистый сланец (тоар, уш.р.Ассы); 4³ - гидрослюдистый глинистый сланец; 5⁵ - глинистый сланец; 16 - песчанистый глинистый сланец; 30 - глинистый сланец (аален, уш.р.Хевсуретской Арагви).

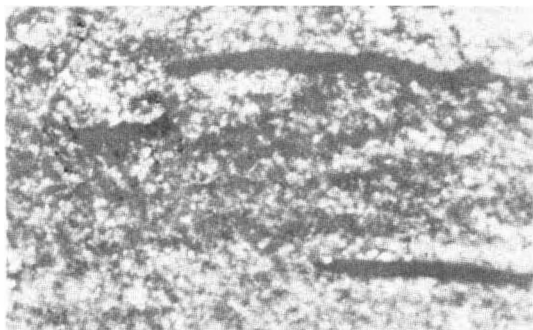


Рис.13. Аспидный сланец с обуглившимися растительными остатками.
Обр.44^с, Ник.11, ув.17, уц.р.Ассы

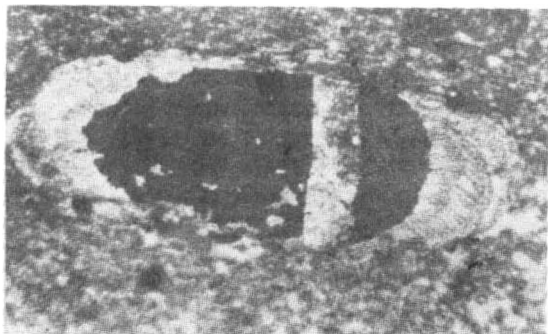


Рис.14. Выделение пирита с волокнистым кварцем и серицитом в алевритистом аспидном сланце
Обр.75. Ник11, ув.30, уц.р.Ассы

Ааленские глинистые сланцы несколько отличаются от плинсбахских. Они богаче калием, двуокисью алюминия и др. Но некоторые (напр. обр.4³) резко отличаются низким содержанием SiO_2 (47,38), сравнительно высоким - Al_2O_3 (31,39), K_2O (5,17), п.п.п. (6,22), что, вероятно, следует объяснить первичным составом глинистого осадка.

Следует отметить, что значительная часть сланцев, развитых в нижней части юрского разреза в уц.р.Ассы, по минеральному составу, степени катагенетического преобразования минералов глин в гидрослюда, серицит, кварц с примесью хлорита можно отнести к аспидным сланцам. Но по общей пористости они не отвечают последним.

Как видно из табл.4, общая пористость пелолитов не опускается ниже 2,1%, и если за критерий определения принять пористость $< 1\%$, то проанализированные породы попадут в группу глинистых сланцев с

общей пористостью 1-3%, а не в группу аспидных сланцев. Но микроскопическое изучение этих пород показывает, что имеется определенная зависимость общей пористости от наличия и количества микротрещин в породах: чем больше микротрещин, тем больше процент пористости. Например, микротрещин много в образцах I39, I37, несколько меньше их в I29, еще меньше в II9; пористость соответственно: 4,20; 4,80; 2,80 и 2,10. Этот факт показывает, что пористость для этих пород носит вторичный характер, поэтому предпочтение отдаем минеральному составу - индикатору степени метаморфического преобразования минералов глин и большую группу пеллитов плинсбахского возраста, развитых в верховьях р.Асси, относим к аспидным сланцам.

Таблица 4

Физико-механические свойства пеллитов

| № образ-ца | Удельная пористость, г/см ³ | Объемная масса, г/см ³ | Общая пористость, % | Общая плотность, % | Водопоглощение, % | Прочность, кгс/см ² |
|------------|--|-----------------------------------|---------------------|--------------------|-------------------|--------------------------------|
| I42 | 2,87 | 2,81 | 2,10 | 97,90 | 0,69 | 304 |
| I39 | 2,82 | 2,70 | 4,20 | 95,20 | 0,87 | 375 |
| I37 | 2,90 | 2,76 | 4,80 | 95,20 | 0,84 | 544 |
| I34 | 3,00 | 2,90 | 3,30 | 96,70 | 0,87 | 99 |
| I31 | 2,78 | 2,69 | 3,30 | 96,70 | 0,68 | 548 |
| I29 | 2,85 | 2,77 | 2,80 | 97,20 | 0,67 | 128 |
| I28 | 2,85 | 2,77 | 2,80 | 97,20 | 0,67 | 490 |
| II9 | 2,81 | 2,75 | 2,10 | 97,20 | 0,28 | 283 |
| II7 | 2,84 | 2,78 | 2,10 | 97,20 | 0,70 | 500 |
| I60 | 2,82 | 2,71 | 3,90 | 96,10 | 0,95 | 470 |
| I55 | 2,82 | 2,74 | 2,80 | 97,20 | 0,65 | 633 |
| I51 | 2,87 | 2,74 | 4,50 | 95,50 | 0,82 | 367 |
| I50 | 2,56 | 2,48 | 3,10 | 96,90 | 0,88 | 153 |
| I43 | 2,74 | 2,68 | 2,20 | 97,80 | 0,74 | 193 |
| I48 | 2,66 | 2,58 | 3,00 | 97,00 | 0,88 | 146 |
| I44 | 2,64 | 2,56 | 3,00 | 97,00 | 0,88 | 234 |

Анализ выполнен в Институте строительной механики и сейсмо-стойкости им.К.С.Завриева АН СССР.

Обр. I42-II7 - керн скважины №2 (Архоти) сверху вниз в интервале от 20 до 220 м; I60, I55, I51 - из штольни №2 в ущ.р.Арагви, а I50 - у с.Гудани; I43 - у впадения р.Кюсти в р.Хевсуретская Арагви; I48 - севернее с.Хакмати; I44 - в обнажениях южнее с.Бисо.

На кривых нагревания пеллитовых пород (рис.15) видно, что в проанализированных образцах нет адсорбционной воды, на что указывает отсутствие низкотемпературного (50-200°C) эндотермического эффекта. Этот термоэффект отмечается только в некоторых образцах (I48, I50, I44), взятых из обнажений, претерпевших выветривание. Слабо выра-

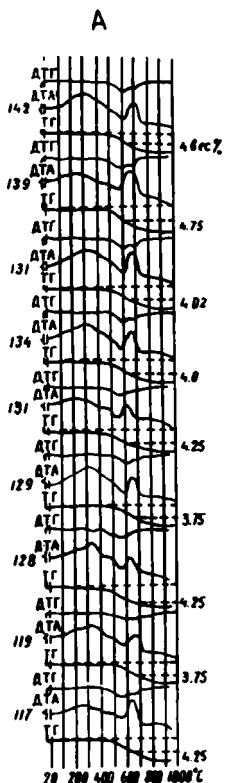
женный экзотермический эффект с максимумом на 300°C отражает, скорее всего, процесс выгорания пелитоморфного углистого вещества. На всех кривых четко выражен эндотермический эффект в интервале $500-600^{\circ}\text{C}$, который отвечает процессу выделения молекулярной воды и перестройки структуры гидрослюда, а экзотермический эффект в интервале $600-700^{\circ}\text{C}$ является результатом выгорания углистого вещества. После нагревания до 700°C вещество во всех проанализированных породах становится термоинертным.

Рис. 15. Дериватогаммы пелолитов. ДТГ - дифференциальная термогравиметрическая кривая, ДТА - дифференциальная кривая нагревания, ТГ - кривая изменения массы. Навеска 400 мг, скорость нагревания 10°C в мин.

Конкреции. Мелкие диагенетические конкреции встречаются в отдельных слоях глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками с сидеритовым цементом в верхней части хахматской свиты. Более крупные конкреции связаны с глинисто-сланцевой гуданской свитой средней юры. По составу конкреции глинисто-сидеритовые, глинисто-анкеритовые, глинисто-кальцитовые, глинисто-сидерито-кремнистые. Вмещающие их глинистые сланцы содержат микро- и тонкие слои мелкозернистого песчаника и алевролита с сидеритовым цементом, занимая интервалы T_a или T_d мощностью от нескольких миллиметров до 5, реже 20 см, тогда как T_e - конкрециеносный интервал имеет мощность от десятка сантиметров до нескольких метров. При диагенезе тонкие слои фанеромерных осадков не "освоили" все количество карбонатов, и последние сконцентрировались не только в дегазаторах, но и в самих глинистых породах.

Форма конкреций сферическая ($d = 10-50$ см), линзовидная (длина - до 3 м), овальная и др. Многие из них слабо минерализованы; растворимая часть составляет 20-35%. Ниже приводится химический состав одной конкреции сложного состава, обр. 77^I; SiO_2 63,85; Al_2O_3 3,29; Fe_2O_3 9,26; TiO_2 0,23; MnO 2,39; P_2O_5 0,39; SO_3 0,23; CaO 6,75; MgO 2,73; K_2O 0,72; Na_2O 0,75; л.п.п. 10,00; H_2O^- 0,12; сумма 100,16, в которой конкрециеобразователи CaCO_3 5,50; MgCO_3 2,30; FeCO_3 10,50 составляют всего около 19%.

В результате изучения тяжелой фракции нижне- и среднеюрских



пород устанавливается наличие одной циркон-апатит-турмалиновой терригенно-минералогической провинции. Циркон присутствует почти во всех образцах, апатит и турмалин - лишь в некоторых. Из аутигенных (диагенетических) минералов во всем диапазоне разреза распространен пирит, а с конца домера - сидерит.

Учитывая слюдясто-полевощатово-кварцевый состав терригенной кластики нижне-среднеюрских осадочных пород, источником сноса следует предполагать сушу, сложенную породами осадочно-метаморфического и гранитоидного комплексов.

Нижняя толща аспидных и глинистых сланцев (циклаурская свита), основание которой не обнажается, образовалась в углубляющемся и расширяющемся плинсбахском морском бассейне. Развитие последнего к концу домерского века ознаменовалось разрывом литосферы, внедрением и излиянием толеитобазальтового расплава, после чего еще довольно долго продолжалось накопление пелитового материала, образовалась надбазальтовая глинисто-сланцевая толща. Затем последовало сжатие с активизацией источников сноса, в бассейн стал поступать большой объем песчаного материала в позднеюрское время (тахматские, пуйские песчаники). В аалене из-за изменения конфигурации бассейна (скорее всего в результате расширения его, так как в это время произошло излияние толеит-базальтовых лав), песчаный материал меньше стал проникать в него в виде осадков периферийных частей подводных конусов выноса. Далее последовало сужение бассейна, усиление процессов собственной седиментации; и песчано-глинистый материал стал накапливаться в бассейн регрессирующего среднеюрского моря.

М. А. Беридзе

2.3. РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Наиболее полный разрез нижне- и среднеюрских осадочных и вулканогенных образований осевой зоны Большого Кавказа имеется в Левсурети, по ущ. рр. Арагви и Ассы. Вулканогенные комплексы, представленные субвулканическим и собственно эффузивным фаціальными типами пород, развиты почти непрерывно по всему разрезу, но в основном приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Нижнеплинсбахский (карик) уровень занимает дайковый, т.н. Ассинский диабазовый комплекс, условно именуемый нами как нижний; к домер-нижнеюрскому стратиграфическому интервалу приурочен Колотани-Чимгисклдеский нижний эффузивный комплекс; на верхнеюрско-нижнеааленском стратиграфическом уровне развит верхний субвулканический диабазовый комплекс и, наконец, верхнеааленский стратиграфический интервал слагает верхний эффузивный базальтовый Чаухи-Рошкинский комплекс. Ниже при-

водится характеристика названных комплексов, полученных в процессе исследований по Асса-Арагвинскому пересечению Большого Кавказа.

Проведенные нами работы показали достоверность многих фактов, отмеченных еще Ф.И.Давыдовым-Лессингом, Д.С.Белякиным, А.П.Лебедевым. Однако в результате составления детальных разрезов выявлены и новые особенности по внутреннему строению и распространению вулканогенных комплексов, по их взаимоотношению с вмещающими отложениями, на основании чего были уточнены некоторые вопросы условий их формирования. В заключение работы дейско-аалемские вулканогенные комплексы представляются на общем фоне развития раннеальпийского вулканизма Большого Кавказа.

Нижний домер-нижнецоарский эффузивный комплекс

Чимгисклде-колотанский тип диабазовых пород - наиболее древнее и достоверно датированное (домер-ранний тоар) образование этого района. Он образует эффузивный комплекс вулканогенных пород, непрерывно протягивающихся от ущ.р.Цкаростава на запад в ущ.р.Циривлованисцкака. В этих ущельях нами составлены детальные разрезы. В ущ. притока р.Колотани (р.Цкаростава) с севера на юг наблюдается следующий восходящий разрез (рис.16):

1. Сланцеватые аргиллиты с мелкими редкими прослойками алевролита и конкреции глинистого сидерита
2. Силл альбитового диабаза. Нижняя его часть мощностью 1,5-2 м интенсивно катаклазирована 12 м
3. Сланцевые аргиллиты с тенденцией выклинивания 2 м
4. Поток рассланцованной лавы спилита. Густорасположенные микролиты альбита местами образуют микрогидрофитовую канву, местами же наблюдаются пилотакситоподобные флюидальные структуры. Отмечаются редкие небольшого размера хлоритизированные псевдоморфозы по пироксену, а еще реже - микровкрапленники плагиоклаза. Изредка фиксируются хлоритовые миנדальины. Порода густо покрыта мелкими выделениями лейкоксенизированного рудного минерала 2,5 м
5. Сланцевые аргиллиты с тенденцией выклинивания 2,5 м
6. Поток слабо фрагментированного (блокового) диабаза с экзоконтактовой зоной в лагачем боку осветленных и уплотненных глинистых пород мощностью 30 см 8,0 м
7. Поток подушечно-сферических лав. Размер подушек от 30x50 см до гигантских - 2,5x5,5 м. Последние характеризуются концентрически расположенными контракционными трещинами, разделяющими подушку на несколько (до 5) концентрических оболочек. Каждая такая оболочка, представленная диабазовой породой, имеет толщину 20-30 см, разбита перпендикулярной системой трещин, заполненных хлоритом и кальцитом 50 м

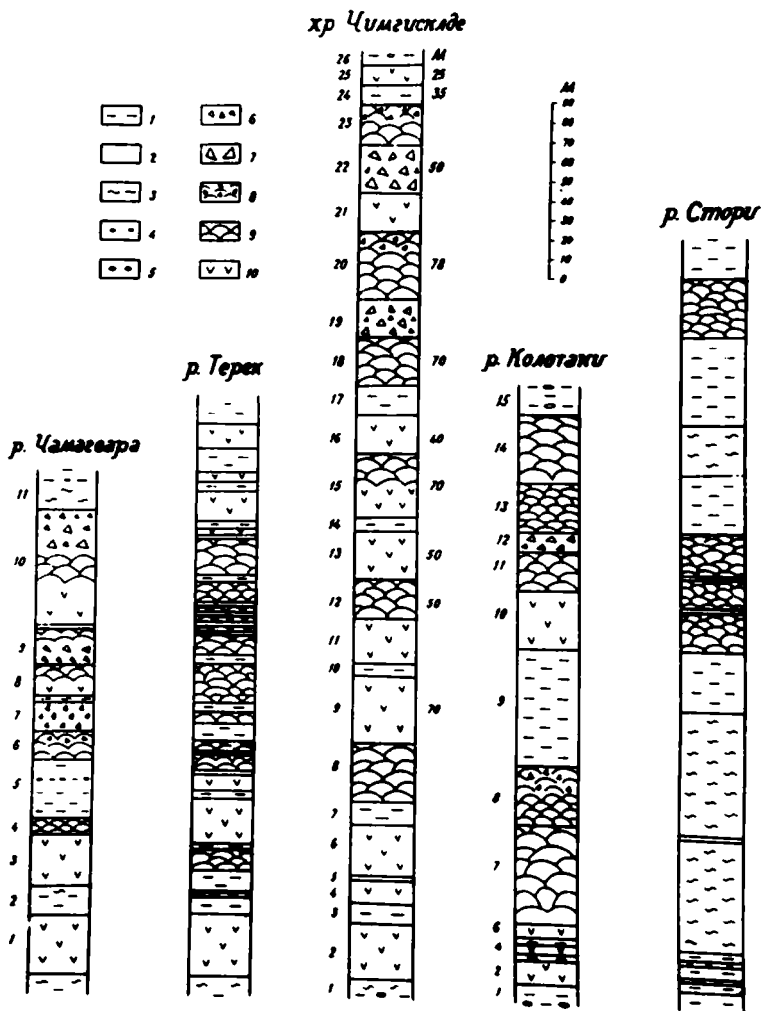


Рис.16. Литологические колонки домер-нижнетаарской части спилит-диабазовой формации
 1 - глинистые сланцы; 2 - песчаники; 3 - натровые метасоматиты; 4 - конкреции пирита; 5 - конкреции сидерита; 6 - гялокластиты; 7 - брекчии шаровых лав; 8 - изолированно-шаровые лавы; 9 - шаровые лавы; 10 - субвулканические диабазы

8. Мелкоподушечные и мелкосферические лавы, переходящие в изолированно-подушечные и брекчиевые разности. Размер сферидов уменьшен до 5×10 см. Они сложены диабазовыми витрофиритами и редкими микровкрапленниками кальцитизированных плагиоклазов. Более крупные подушки в центре сложены мелкозернистым карбонатизированным диабазом, межподушечные участки представлены хлоритизированными глинистыми массами 25 м
9. Сланцеватые аргиллиты с мелкими конкрециями глинистого сидерита и редкими прослоями мелкозернистых песчаников 60 м
10. Поток слабо фрагментированной (блоковой) лавы в нижней части представлен авгит-плагиоклазовым среднезернистым диабазом. Выше в более мелкозернистых спилитовых диабазах появляются многочисленные хлоритовые, реже хлорит-кальцитовые мицдалиты размером до 0,5 мм, придающие породе порфиновый облик 30 м
11. Сферическая и изолированно-сферическая лава. Размер сферидов в нижней части потока достигает 0,5 м. Сфериды сложены диабазовым витрофиритом. В мелкосферической части потока размер сферидов - до 7×10 см. Сферид сложен слабо раскристаллизованным витрофиритом с мелкими псевдоморфозами. Межсферидальные участки представлены местами гялокластитом, местами же пятнисто хлоритизированной глинистой породой 20 м
12. Мелкообломочные брекчии изолированно-шаровых лав, сцементированных в разной степени хлоритизированными уплотненными глинистыми породами. Обломки и фрагменты представлены карбонатизированными варнолитами с окварцованными и частично хлоритизированными редкими вкрапленниками плагиоклаза 10 м
13. Поток подушечно-сферических лав спилитовых диабазовых витрофиритов. В подошве потока наблюдаются адноловые породы узловой (очковой) структуры. Узлы белого цвета, сферической овальной формы, размер от 0,5 до 3,5 см, представлены типичными аднолами или пятнистыми аднол-роговиками. Межузловая связующая масса - изохимически измененная (перекристаллизованная) гидрослюдисто-хлоритовая глинистая порода серовато-розового цвета 25 м
14. Поток гигантосферических лав с размерами сферических тел до $1,5 \times 2$ м 35 м
15. Сланцеватые аргиллиты с конкрециями глинистого сидерита. Конкреции расположены по сланцеватости.

Общая мощность вулканогенного комплекса 282 м. Комплекс разделен осадочной пачкой мощностью 60 м на две части: северную (нижнюю) - 102 м и южную (верхнюю) - 120 м. В комплексе преобладают вулканиты собственно эффузивной субфации - потоки слабо фрагментированных (блоковых) и подушечно-сферических лав, изолированно-сферические лавы и их фрагментированные (брекчиевые) разновидности.

Количество лавовых потоков, различающихся лишь структурно-текстурными особенностями, — пять в северной части (мощность от 2,5 до 50 м и четыре в южной части (мощность от 20 до 35 м). Брекчированные вулканиты были отмечены лишь в двух пачках (8 и 12 м). В основании разреза фиксируется одно силловое тело диабазов. Выходы крупнозернистых пойкилофитовых диабазов субвулканической фации мощностью 35 м наблюдаются в 110 м севернее эффузивного комплекса и 150 м южнее его, на левом берегу реки.

По левому борту ущ. р. Цирцлованискали (район хр. Чимгискде) с севера на юг наблюдается следующий разрез (см. рис. 16):

1. Сланцеватые аргиллиты с редкими тончайшими прослоями сидерит-содержащих алевролитов и мелкими глинисто-сидеритовыми конкрециями. В непосредственной близости от выходов вулканогенного массива наблюдается некоторая уплотненность аргиллитов, в которых встречаются несколько линзовидных включений карбонатизированных витрофирито-вариолитовых пород мощностью от 3х10 до 15х90 см. Мощность уплотненных аргиллитов с включениями 1,50 м
2. Дабазовый силл общей мощностью 28 м:
 - а) эндоконтактовая зона диабазов — светло-зеленоватые серые диабазовые витрофириты. Контакт витрофиритов с уплотненными аргиллитами неровный, элементы плоскости контакта ЮВ 130° , $\angle 60^\circ$. В 140 см от контакта взят витрофирит с более крупными микролитами карбонатизированного плагноклаза 4,5 м
 - б) авгит-альбитовый крупнозернистый диабаз, местами слабо фрагментированный, с кварцевыми прожилками по трещинам 22 м
 - в) аднол-роговыми экзоконтактовой зоны. На фоне мелкозернистой альбитовой массы развиты пятна эпидот-цоциста, хлорита и карбоната; отмечаются также редиктовые участки аргиллита 1,5 м
3. Сланцеватые аргиллиты 10 м
4. Август-плагноклазовый диабаз, в северном эндоконтакте мелкозернистый, местами с витрофиритовыми участками; в центральной части тела представлен среднезернистый диабаз с крупными хлоритовыми выделениями 12 м
5. Сланцеватые аргиллиты 2 м
6. Август-плагноклазовый среднезернистый диабаз с крупными линзовидными выделениями хлорита с эпидотом. Наблюдается четкая отолочатая отдельность 30 м
7. Сланцеватые аргиллиты слабо алевритистые с карбонатизированными скелетами микрофауны, местами пятнистыми выделениями мелкокристаллического кальцита. В непосредственной близости от вышеследующего потока сферический лав наблюдается слабое осветление и уплотнение аргиллитов 12 м

8. Поток диабазовых витрофиритов со сферическо-подушечной текстурой. Размер сфероидов достигает 0,5x0,35 см, четко выражены корки закалки. Подушки сфероидов представлены в разной степени карбонатизированными диабазовыми витрофиритами с порфиrowыми, нередко гломеропорфиrowыми выделениями плагиоклаза. Шестоватые и сноповидные агрегаты микропитов плагиоклаза, также как и фенокристалла, принадлежат к альбит-олигоклазовому ряду. Микроиндалины заполнены хлоритом. В междоушечных промежутках развит хлорит с мелкоагрегатными выделениями кварца 30 м
9. Крупнозернистый авгит-плагиоклазовый диабаз с выделениями актинолита, пренита, хлорита и карбоната. В нижнем эндоконтакте диабазовое тело представлено витрофиритом со сноповидными, радиально-лучистыми и метельчатыми агрегатами альбита в основной массе с удлиненно-призматическими фенокристаллами кислого плагиоклаза. Темный силикат отсутствует. Рудный минерал лейкоксенизирован 70 м
10. Уплотненные, но не обесцвеченные аргиллиты (3 м) и обесцвеченные роговикоподобные их разновидности (4 м). Общая мощность 7 м
11. Август-плагиоклазовый среднезернистый диабаз массивной текстуры 30 м
12. Слабо фрагментированный диабаз, сменяющийся выше яносферической разновидностью. Размер сферических тел до 30x35 см. Они сложены сплитовыми витрофиритами и варколитами с нацело карбонатизированными микрофенокристаллами 50 м
13. Массивные диабазы 50 м
14. Сланцеватые аргиллиты 6 м
15. Крупнозернистые август-альбитовые диабазы массивной текстуры. Выше по разрезу они переходят в яносферические лавы диабазовых витрофиритов мощностью 10 м. Общая мощность 70 м
16. Поток диабаза интерсертальной структуры с длиннопризматическими кристаллами августа и альбита и многочисленными микроиндалинами хлорита и кварц-хлорита. Текстура потока массивная 40 м
17. Перемятые с многочисленными зеркалами скольжения сланцеватые аргиллиты 15 м
18. Потоки сферических и подушечных лав с чередованием крупно- и мелко-сферических интервалов. Мелкие (10x15 см) сфероиды пред- 70 м

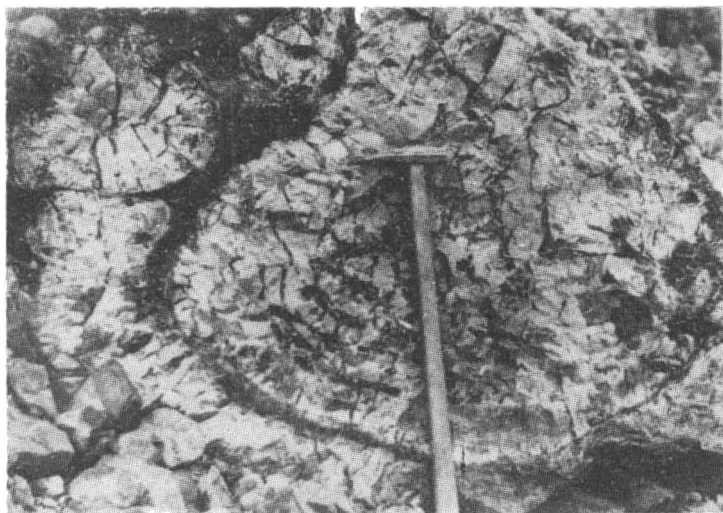


Рис.17. Контракционные трещины в шаровых лавах, ущ.р. Цирцлованисцкали (хр.Чымгисклде)

- б) сланцеватые аргиллиты с тенденцией выклинивания 2,5 м
- в) фрагментированная до образования сферолитовых тел лава 8 м
- г) сланцеватые аргиллиты, местами перемятые, с тенденцией к выклиниванию 3 м
- д) плотная часть лавы, лишь местами фрагментированная, представленная авгит-альбитовым среднезернистым диабазом 5 м
- е) подушечная лава размером подушек до 1х0,40 м с контракционными трещинами, заполненными глинистым материалом, аналогичным межподушечным массам. Подушечные тела представлены варьолитами с нечетко сформированными агрегатами шестоватых альбитов. Некоторые подушечные тела изогнуты и вытянуты по длинной оси, поверхность их покрыта пленкой гидрокислов железа красноватого цвета 15 м
- ж) изолированно-сферические лавы, представленные обособленными фрагментами причудливо-извилистого очертания, размером до 20-30 см. На многих фрагментах сохранены тонкие (до 1 см) корки закалки. Фрагменты лавы сцементированы уплотненным аргиллитовым материалом темно-серого, до черного цвета, на фоне которого выделяются более мелкие обрывки тех же лав (рис. 18). Цвет лавовых фрагментов, как и в предыдущей пачке, красноватый 10 м
- з) подушечно-шаровые лавы зеленовато-серого цвета (отличаются от предыдущих красноватых пород). Размеры подушек варьируют

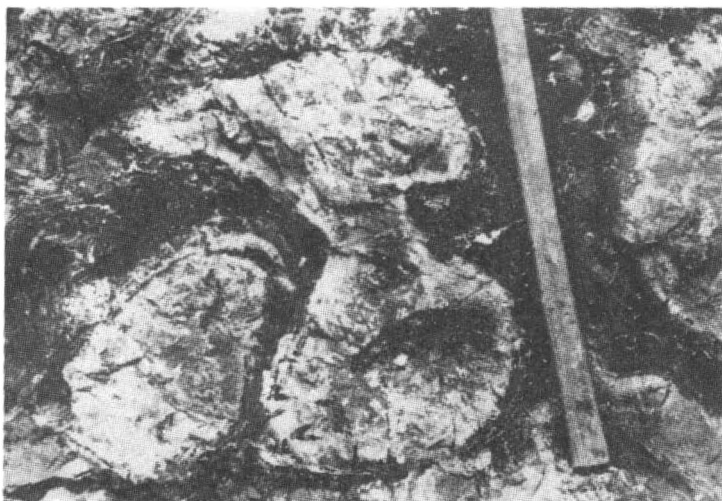


Рис.18. Изолированно-шаровые лавы ущ.р.Цирцлованисцкали (хр.Чимгискдце) на фоне вмещающих глинистых пород (черное)

- от 20x15 см до 1x0,5 м; четко выражены корки закалки и контр-реакционные трещины как радиальные, так и секущие. Шаровые лавы сложены структурным рядом пород от авгит-альбитовых мандельштейновых интерсертальных базальтоидов до нечетко раскры-стализованных диабазовых витрофиритов и плагинитизирован-ных вулканических стекол 30 м
21. Полнокристаллический крупнозернистый авгит-плагноклазовый ди-абаз 20 м
22. Брекчи изолированно-сферических лав, среднеобломочные (раз-меры обломков сферических лав от 10x15 до 15x20 см), сцемен-тированные сильно уплотненным глинистым веществом темно-се-рого до черного цвета. Некоторые обломки пирамидальной формы сохранили корки закалки. Наблюдаются маломощные (до 1-1,5см) прослой изолированно-подушечных и причудливо сложенных лаво-вых образований (рис.19) 50 м
23. Слабо фрагментированные и крупноподушечные лавы. Размеры от-дельных подушек, плотно примыкающих друг к другу, достигают 1x0,8 м. Лишь местами наблюдаются более крупные межподушеч-ные участки с гьялокластикой и вторичными гидротермальными продуктами 20 м
24. Однородные глинистые сланцы с падением плоскости кливажа S_5 $300-310^\circ$, $\angle 80^\circ$, не совпадающим с элементами общей поверхно-



Рис.19. Брекчии шаровых лав с глинистым цементом, хр. Чимгисклде - ущ.р.Цирцлованисцкали

- сти лавовых потоков, которая падает на СЗ 260° , $\angle 80^{\circ}$ 25 м
25. Осветленные и уплотненные глинистые породы 10 м
26. Крупнозернистый авгит-альбит-олигоклазовый диабаз 25 м
27. Глинистые сланцы с тонкими (2-3 см) прослойками сидеритсодержащих алевролитов и мелкозернистых песчаников с элементами залегания КЗ 280° , $\angle 75^{\circ}$; плоскость кливажа в глинистых сланцах КЗ 290° , $\angle 85-87^{\circ}$. Выше, в сланцевых пачках мощность прослоев песчаников увеличивается до 5 см и появляются глинисто-сидеритовые конкреции размером 2х3 см. В 50 м от предыдущего замера элементы песчаниковых прослоев СЗ 320° , $\angle 85^{\circ}$, плоскостей кливажа - СЗ 310° , $\angle 80^{\circ}$. В 80 м к югу от контакта пород вулканогенного комплекса со сланцевой толщей замеряется КВ $160-170^{\circ}$, $\angle 60-65^{\circ}$, падение плоскости кливажа КЗ 190° , $\angle 75^{\circ}$. По приведенным элементам залегания осадочная толща в контактовой зоне явно смещена относительно общей поверхности залегания эффузивного комплекса, которая падает на СЗ 260° , $\angle 80^{\circ}$.

Общая мощность вулканогенно-осадочного комплекса 750 м.

Мощность собственно вулканических пород 638, 5 м, осадочных пород - III, 5 м. Полнокристаллические массивные диабазы (потоки и близповерхностные силлы) составляют 259 м, фрагментированные и подушечно-сферические лавовые потоки - 290 м, брекчии подушечно-сферических лав - 70 м. Количество потоков подушечно-сферических лав

6, мощность от 20 до 70 м. Количество силлов и потоков массивных диабазов – 5, мощность от 12 до 50 м; взаимоотношение вулканогенного массива с вмещающей осадочной толщей тектоническое, что подчеркнута многочисленными зеркалами окольжения, наблюдаются и внутри вулканогенного комплекса между отдельными потоками и отделяющими их пачками аргиллитов. Как в северном, так и в южном контактах вулканогенного массива, залегают диабазовые силлы. В разрезе с севера на юг явно намечается увеличение роли потоков сферических лав, а в самой верхней части появляются гиадокластические брекчии сферических лав. Как к северу, так и к югу от Чымгисклдеского вулканогенного массива в 100–150 м залегают несколько субвулканических жил крупнозернистых диабазов мощностью от 10 до 25 м.

Химический состав пород Колотани–Чымгисклдеского комплекса приведен в табл.5.

Нижний субвулканический комплекс

Ассиинский тип диабазовых пород распространен в разрезе севернее выходов Колотанского вулканического комплекса, сперва по ущ.р. Колотанисцкали (Цкаростава), а затем по ущ.р.Ассе, до устья р.Бисна. Диабазовые породы распространены неравномерно. На отрезке длиной около 1200 м между северным выходом Колотанского массива и разв. Колотани среди однородных глинистых сланцев позднего плинсбаха (домер) выступают 9 диабазовых жил общей мощностью 28 м. Между разв. Колотани и устьем р.Колотанисцкали (Цкаростава) на расстоянии 1400 м аспидносланцево-песчаниковые отложения раннего плинсбаха (карик) содержат 20 диабазовых жил общей мощностью 96 м. От устья р.Колотанисцкали по р.Ассе до устья ее правого притока р.Ковгра, примерно на расстоянии 2450 м в аналогичных аспидно-сланцево-песчаниковых отложениях залегают 60 диабазовых жил общей мощностью 180 м. Севернее устья р.Ковгра количество диабазовых жил резко убывает, и на протяжении примерно 1400 м было зафиксировано около 12 диабазовых жил, общей мощностью до 50 м, а еще севернее, в выходах монотонных глинистых сланцев домера, залегающих в мульде синклинали, диабазы отсутствуют вовсе. Наиболее распространены жилы мощностью менее 0,5–1–1, 5–2–2, 5–3 м. Диабазы мощностью менее 0,5 м и более 3 м встречаются редко. Лишь вблизи северного выхода Колотанского вулканического массива (в 100–110 м от него) выступает крупная жила, достигающая мощности 35–40 м.

Анализ петрографического состава диабазовых пород показал, что севернее выходов Колотанского вулканического массива, примерно до устья р.Колотанисцкали, развиты авгитовые диабазы с кислым плагиоклазом, а южнее по ущ.р.Ассе диабазы, как правило, уралитовые, преимущественно с основным плагиоклазом. Таким образом, в отрезке разреза

Таблица 5

Химический состав вулканитов спилит-диабазовой формации Хевсурети
(Колотани-Чимгискладисский комплекс), вес.%

| Номер образца | Оксиды | | | | | | | | | | | | Влага | П.п.п. | Сумма |
|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|-------|--------|--------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | SO ₃ | P ₂ O ₅ | | | |
| 7018 | 44,96 | 0,66 | 13,94 | 0,71 | 9,90 | 0,10 | 9,10 | 11,43 | 3,00 | нет | нет | сл. | 0,35 | 5,51 | 99,70 |
| 7032 | 41,92 | 0,94 | 15,31 | 1,90 | 6,53 | 0,24 | 11,70 | 4,03 | 5,00 | 0,90 | нет | 0,14 | 0,38 | 10,69 | 99,68 |
| 7036 | 53,02 | 0,94 | 16,00 | 1,05 | 8,97 | 0,07 | 3,07 | 4,48 | 7,70 | 0,30 | нет | 0,19 | 0,34 | 3,89 | 100,02 |
| 7040 | 49,01 | 0,90 | 14,42 | 1,75 | 8,97 | 0,24 | 7,30 | 9,36 | 4,00 | 0,30 | нет | 0,09 | 0,74 | 2,88 | 99,69 |
| 7041 | 46,92 | 0,90 | 14,54 | 2,88 | 8,35 | 0,24 | 5,60 | 9,68 | 4,20 | 0,30 | нет | 0,02 | 0,55 | 5,49 | 99,67 |
| 7042 | 55,64 | 0,80 | 16,35 | 1,50 | 3,73 | 0,10 | 5,08 | 4,10 | 7,70 | сл. | нет | сл. | 0,40 | 4,27 | 99,67 |
| 7045 | 50,93 | 0,80 | 15,33 | 2,85 | 5,95 | 0,17 | 6,67 | 7,61 | 5,00 | нет | нет | сл. | 0,41 | 3,96 | 99,68 |
| 7049 | 50,98 | сл. | 17,99 | 0,17 | 8,18 | 0,24 | 2,21 | 7,48 | 6,20 | 0,20 | нет | нет | 0,58 | 6,43 | 99,66 |
| 3069 | 48,25 | 1,08 | 14,09 | 3,45 | 8,47 | 0,17 | 7,94 | 7,38 | 4,00 | нет | нет | 0,13 | 0,44 | 3,65 | 99,65 |
| 7979 | 53,47 | 0,82 | 16,87 | 2,05 | 4,30 | 0,07 | 2,22 | 7,30 | 7,20 | нет | нет | 0,05 | 0,61 | 4,68 | 99,64 |
| 4308 | 46,64 | 0,54 | 16,79 | 4,14 | 6,71 | 0,24 | 9,24 | 6,83 | 3,11 | 0,07 | нет | нет | 0,26 | 5,66 | 100,27 |
| 4320 | 49,66 | 0,73 | 15,66 | 3,64 | 6,86 | 0,27 | 10,77 | 4,17 | 4,87 | нет | нет | 0,15 | 0,06 | 3,30 | 100,14 |
| 4322 | 52,12 | 0,96 | 15,13 | 4,41 | 5,11 | 0,31 | 7,21 | 6,70 | 5,07 | нет | нет | 0,42 | 0,16 | 2,64 | 100,24 |
| 4365 | 48,46 | 0,70 | 17,23 | 2,59 | 5,40 | 0,27 | 8,10 | 4,68 | 4,88 | нет | нет | 0,13 | 0,42 | 7,26 | 100,08 |
| 4371 | 56,08 | 0,72 | 18,09 | 2,56 | 3,94 | 0,12 | 3,07 | 4,78 | 7,03 | нет | нет | 0,24 | 0,16 | 3,30 | 100,15 |
| 4372 | 49,71 | 0,65 | 15,13 | 1,95 | 7,12 | 0,25 | 8,24 | 6,96 | 4,10 | 0,20 | нет | 0,08 | 0,22 | 5,28 | 99,89 |

Место взятия и фацальный тип пород: I,10 - ущ.р.Цкаростава; 2-9 - ущ.р.Цирцвлованискали; I,4,9 - диабазы субвулканической фаши; 3,6,10 - вароилиты; 8 - спилит; 2,5,7 - эффузивные диабазы с кальцит-хлоритовыми выделениями и миндалитами; II,12 - диабазы из ущ.р.Архотсгеле (субвулканическая фаши); 13 - р.Архотсгеле; 14,15 - р.Нарванискали - вароилиты собственно эффузивной фаши; 16 - диабаз субвулканической фаши.

Аналитики: Л.И.Беридзе, А.А.Латаря (II-15)

от устья р. Колотанискала до устья р. Ковгра, являющегося наиболее насыщенным диабазовыми дайками, выступают исключительно уралитово-лабрадоровые диабазовые жильные породы, связанные с песчаниково-аспидносланцевыми отложениями раннего плинсбаха (карикс).

Химический состав диабазов ассинского типа приведен в табл. 6.

По форме залегания диабазы ассинского типа являются дайковыми жильными телами. Обычно они секут слоистость вмещающих пород под разным углом и ориентированы параллельно плоскости кливажа. Вместе с тем следует подчеркнуть наличие на них явных следов воздействия последующих деформаций, выразившихся в интенсивном будинаже и других изменениях, на которые указывал еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Верхний субвулканический комплекс

Флишоподные и аргиллитовые толщи тоар-валена (хахматская и гуданская свиты) бедны вулканогенными продуктами. Южнее выходов Колотани-Чымгискдеского вулканогенного комплекса до Главного водораздельного хребта отмечаются лишь единичные выходы вулканических пород. Так, в обнажениях правого борта ущ. р. Цкаростави нами было зафиксировано несколько диабазовых дайковых пород мощностью от 0,15 до 0,5 м; изредка диабазовые жильные породы достигают здесь мощности 10 м. Породы сильно изменены, главным образом карбонатизированы, но реликтовая офиитовая структура хорошо сохранена вследствие разной окраски вторичных продуктов, замещающих плагиоклаз (кальцит) и интерстиции между ними (бурукрашенное бовлингитоподобное вещество), лишь изредка отмечаются свежие желтоватые кристаллы кислого плагиоклаза. Некоторые хлорит-серпентиновые с кальцитом псевдоморфозы по форме напоминают оливин.

Диабазовые породы, облекающиеся южнее Главного водораздельного хребта, детально охарактеризованы в работе Г. С. Дзодендзе и Крестникова. Им же в пределах Хевсурети было описано 12 участков развития диабазовых пород. Заслуживает внимания биотитовые оливинсодержащие разновидности, аналоги которых среди диабазов ассинского и колотанского типа не встречается.

Кроме диабазовых пород, в тоар-валенских отложениях были встречены маломощные пачки мелко- и среднезернистых туфовых пород с дацитовым (эффузивный кварц, биотит) пирокластическим материалом (над с. Гули, у устья р. Гуданисчала), а также несколько выходов интрузивных тел кислого состава (окрестности с. Бло).

Верхний, верхневаленский эффузивный комплекс

Вулканогенные образования Чаухского массива из-за труднодоступности его коренных выходов все еще остаются недостаточно изученным геологическим объектом. Лишь благодаря работам последних 10-15

Таблица 6

Химический состав диабазов Ассинского комплекса ущелий рр. Терек и Ассн, вес.%

| № п/п | Номер образца | Оксиды | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-------|----------|--------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | F ₂ O ₅ | SO ₃ | Влага | П. п. п. | Сумма |
| 1 | 7110 | 53,70 | 0,90 | 14,09 | 1,60 | 8,97 | 0,10 | 8,89 | 5,32 | 3,10 | 1,00 | 0,64 | нет | 0,20 | 1,66 | 100,07 |
| 2 | 7113 | 53,90 | 0,90 | 13,77 | 1,28 | 8,68 | 0,10 | 8,57 | 5,63 | 3,30 | 1,20 | 0,18 | сл. | 0,30 | 1,85 | 99,66 |
| 3 | 3996 | 49,40 | 2,25 | 13,60 | 1,14 | 11,55 | 0,31 | 10,30 | 5,85 | 2,70 | сл. | 0,27 | нет | 0,19 | 2,10 | 99,76 |
| 4 | 3999 | 51,10 | 1,28 | 15,30 | 1,00 | 8,68 | 0,24 | 9,94 | 6,34 | 3,00 | сл. | 0,19 | сл. | 0,24 | 2,35 | 99,66 |
| 5 | 3460 | 52,32 | 1,26 | 16,77 | 4,16 | 9,19 | 0,27 | 3,18 | 4,93 | 1,73 | 0,55 | 0,43 | нет | 0,36 | 4,68 | 99,84 |
| 6 | 3463 | 50,50 | 1,30 | 17,65 | 1,94 | 10,90 | 0,17 | 1,78 | 6,50 | 1,20 | 1,10 | 0,15 | нет | 0,60 | 6,10 | 99,89 |
| 7 | 79ч | 50,88 | 1,37 | 15,30 | 2,83 | 8,97 | 0,24 | 8,31 | 5,41 | 3,50 | 0,70 | 0,42 | нет | 0,16 | 2,49 | 99,98 |
| 8 | 90ч | 48,90 | 0,90 | 18,89 | 3,39 | 4,95 | 0,17 | 8,75 | 6,53 | 2,80 | 0,50 | 0,20 | нет | 0,24 | 3,98 | 99,63 |
| 9 | 94ч | 51,04 | 1,37 | 16,32 | 3,85 | 6,39 | 0,28 | 9,09 | 4,06 | 3,50 | 0,20 | 0,40 | нет | 0,23 | 3,03 | 99,76 |
| 10 | 93ч | 51,42 | 1,12 | 14,28 | 6,67 | 7,10 | 0,24 | 7,20 | 6,12 | 3,20 | 0,20 | 0,26 | нет | 0,17 | 3,63 | 99,62 |

Место взятия и тип пород: 1,2 - диабазы, секущие Дарьяльский массив; 3,4 - диабазы, связанные с нижней частью циклаурской свиты северной периферии Дарьяльского массива; 5,6 - диабазы, связанные с нижней частью циклаурской свиты южной периферии Гвелетского массива; 7-10 - диабазы, связанные с циклаурской свитой ущ. р. Ассн.

Аналитики: А.А.Латария (3,4,5), Г.И.Тархншвили (6) и Л.И.Беридзе

лет несколько пополнились наши представления об этом весьма интересном продукте юрской вулканической деятельности. Так, на основании работы А.М.Гавашели (1973) было отмечено преимущественное развитие в Чаухском вулканогенном массиве пород собственно эффузивной фации — покровов мицдалекаменных и компактных спилитов и подушечных лав. Породы "лавокластической субфации и брекчии с глинистым цементом", встречающиеся редко, как показывают наши наблюдения, следует отнести к продуктам фрагментации лавовых потоков в относительно глубоководных условиях и идентифицировать как брекчии шаровых лав и изолированно-шаровые брекчии. Что же касается разнородных туфов и туффитов, то их следует отнести к гиадокластитам и гиадокластитовым брекчиям, а не к продуктам взрывной деятельности. Такая же неточность допущена, на наш взгляд, в работе М.К.Суханова и А.А.Цветкова (1975), посвященной характеристике магматических пород горного массива Чаухи. Эти исследователи описывают пачку литокластического туфа мощностью 8 м, зажатую между двумя массивами диабазовых порфиров, состоящую из крупных (10—15 см) обломков якобы вулканических бомб и лапиллей мандельштейновых порфиритов, разбросанных среди обильного осадочного цемента. Охарактеризованы также три пласта литокластических туфов общей мощностью 15 м, состоящие из угловатых обломков (80—85%) и цементирующего осадочного материала. Как показали наши наблюдения, эти породы являются гиадокластитам и гиадокластитовыми брекчиями, а также изолированно-шаровыми брекчиями, возникшими вследствие фрагментации и дробления лавового материала в подводных условиях на фоне глинистой седиментации. Никаких доказательств в пользу наличия бомб и лапиллей, несомненно указывающих на взрывной механизм вулканических извержений, в работе не приводится. Следует отдать должное названным исследователям (А.М.Гавашели, М.К.Суханов, А.А.Цветков) в том, что они впервые представили в общих чертах последовательность вулканических извержений в пределах Чаухского массива, а последние составили и схему с разрезом. По представлениям М.К.Суханова и А.А.Цветкова, разрез Чаухского вулканогенного комплекса выглядит так: 1) серия силлов (а также потоков — М.Б.) общей мощностью 500 м с пластом литокластических туфов (гиадокластитов и гиадокластических брекчий — М.Б.); 2) серия лавовых потоков общей мощностью 500 м; 3) несколько горизонтов (пачек — М.Б.) литокластических туфов (гиадокластитов — М.Б.) мощностью по 2—3 м каждый; 4) отдельные вулканические бомбы в сланцевой толще (изолированно-шаровые брекчии — М.Б.).

Химический состав пород Чаухского вулканогенного массива, по данным различных авторов, приведен в табл.7.

На сегодняшний день уже имеется материал, позволяющий несколько уточнить возраст Чаухи-Рошкинского вулканического комплекса. Еще В.Н.Крестников (1944) отмечал, что осадочные породы Чаухского комп-

Таблица 7

Химический состав пород Чаухи-Рошкинского вулканического массива, вес.%

| Номер образца | ОКСИДЫ | | | | | | | | | | | | | Сумма |
|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|-------|-------------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Влага | |
| 42/6I | 45,06 | 2,00 | 16,68 | 1,33 | 7,46 | 0,18 | 8,67 | 10,47 | 2,30 | 1,52 | | 4,24 | 0,27 | 100,18 |
| 599 | 48,36 | 0,75 | 15,81 | 2,40 | 6,19 | 0,10 | 8,48 | 7,87 | 3,88 | 1,50 | 0,20 | 3,30 | 1,32 | 100,16 |
| 336 | 51,26 | 1,00 | 15,33 | 1,69 | 8,13 | 0,18 | 8,66 | 3,43 | 3,10 | - | - | 6,65 | 0,25 | 99,68 |
| 598 | 48,83 | 0,56 | 16,10 | 2,77 | 6,69 | 0,14 | 10,90 | 8,68 | 1,70 | 1,00 | 0,15 | 3,40 | 1,80 | 0,60 100,32 |
| A-520 | 52,55 | 1,17 | 14,59 | 2,28 | 9,00 | 0,32 | 5,41 | 7,19 | 4,10 | 0,40 | 0,25 | 0,70 | 1,66 | 0,30 99,92 |
| 2I2-D | 48,10 | 1,20 | 20,10 | 0,92 | 6,20 | 0,17 | 5,29 | 9,70 | 3,69 | 1,16 | 0,31 | 3,25 | - | 0,10 100,19 |
| 2I7-A | 46,73 | 1,24 | 16,21 | 0,23 | 6,89 | 0,13 | 10,18 | 8,99 | 2,59 | 0,74 | 0,29 | 4,75 | - | 0,42 99,89 |
| 2I3-D | 50,88 | 1,54 | 16,45 | 0,75 | 9,16 | 0,23 | 4,33 | 8,92 | 3,94 | 0,49 | 0,58 | 3,66 | - | 0,15 100,08 |
| I4-I | 45,06 | - | 23,37 | 3,05 | 3,65 | - | 3,11 | 13,33 | 2,27 | 0,61 | - | 5,18 | 0,96 | - 100,59 |
| I9-I | 42,99 | - | 20,04 | 0,17 | 5,31 | - | 7,47 | 8,95 | 4,96 | 0,62 | - | 7,78 | - | - 98,29 |
| II2-C | 48,07 | 1,67 | 16,68 | 1,39 | 6,97 | 0,18 | 7,94 | 7,44 | 3,55 | 2,03 | 0,34 | 3,84 | 0,10 | 0,11 100,31 |
| 88 | 45,22 | 1,30 | 16,31 | 1,00 | 8,28 | 0,18 | 8,97 | 6,43 | 3,76 | 0,08 | 0,20 | 5,79 | 2,57 | 0,15 100,25 |
| 940 | 47,40 | - | - | - | - | - | - | - | 3,17 | - | - | - | - | - |
| 53 | 47,34 | 1,02 | 14,16 | 2,02 | 6,76 | 0,15 | 5,68 | 11,30 | 3,16 | 0,13 | сл. | 3,32 | 0,18 | - 95,17 |
| 53 ^I | 49,70 | 1,02 | 14,97 | 2,12 | 7,09 | 0,17 | 5,97 | 11,83 | 3,31 | 0,14 | - | 0,20 | 3,48 | - 100,00 |

42/6I, 599, 336, 598, II2 - габброиды; A-520, 2I2-D, 2I3-D - г. Чаухи, по М.К. Суханову (1975); I4-I - г. Чаухи, крупнозернистый диабаз; I9-I - г. Рошка талситовый порфирит, по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу (1888); 88 - диабаз из диабазового потока в парке р. Белаури (восточный склон массива Чаухи); 940 - спилит из массива Чаухи; 53 - лейкодиабаз из западных отрогов массива Чаухи, по А.П. Лебедеву (1950); 53^I - то же, пересчитанное на 100.

лекса является непосредственным продолжением гудушаурской свиты позднего тоар-аалена, на основании чего и определяется возраст вулканизов Чаухи. В связи с этим следует отметить, что гудушаурская свита, по данным последних лет (см. статью М. В. Топчшвили в настоящем сборнике), датируется как аален. Наиболее надежным репером для определения возраста Чаухского вулканического комплекса является найденная Т. В. Копадзе и А. М. Гавашели на юго-восточной окраине Чаухского массива у его подножья, в ущелье правого истока Рошкисцикали, фауна с аммонитом лейоцерас (Гавашели, 1973), являющегося руководящей фауной нижнего аалена. На этом основании Чаухский вулканический комплекс можно датировать как аален, тем более, что аналогичные вулканические образования на Большом Кавказе повсюду занимают именно ааленский стратиграфический уровень. Предпринятая рядом исследователей параллелизация с порфиритовой серией байоса Южного склона не оправдывает себя, так как последние по петрологическому составу и тектонической позиции резко отличаются от Чаухских и ему подобных толеит-базальтовых эффузивов (Беридзе, 1983).

Таким образом, Асса-Арагвинское пересечение Большого Кавказа дает наиболее полное представление о лейас-ааленском вулканизме осевой зоны этого региона. Вполне достоверно устанавливаются два импульса толеит-базальтового вулканизма: домер-раннетоарский и ааленский, разобщенные небольшой паузой (поздний тоар-ранний аален), в течение которой сформировались флишевые отложения дистального типа. Продукты собственно эффузивной фации обоих импульсов вулканизма подстилаются терригенными отложениями, в которых широко развиты субвулканические дайковые комплексы диабазовых пород. Это т. н. Ассинская диабазовая формация, залегающая среди отложений кистинской и нижнеицикауурской свит синемора-карикса, и мощные диабазовые жилы полосы Джугта-Колотани, прорывающие верхнетоарско-нижнеааленские отложения. Судя по петрологической природе, возраст большинства диабазовых даек соответственно должен ограничиваться стратиграфическим уровнем проявления двух импульсов вулканизма. Фациальный состав продуктов вулканизма (наличие пиллоу-лав и их производных, отсутствие пирокластики) и вмещающих отложений (монотонные пелитовые осадки) указывает на трещинный тип извержений в относительно глубоководной морской обстановке. Продукты обоих импульсов вулканизма рассмотренной зоны объединяются в однородную толеит-базальтовую (в сплит-диабазовую, по Ю. А. Кузнецову) формацию, характерную для ранних стадий развития геосинклинальных бассейнов. Геологическая позиция, петрологический состав и закономерности пространственно-временных соотношений этой формации с вмещающими отложениями и другими вулканическими формациями Большого Кавказа детально рассмотрены в работах Беридзе (1983). Здесь же ограничимся лишь некоторыми сопоставлениями.

Нижний (домер-нижнетоарский) и верхний (верхнеааленский) эффу-

зивные комплексы, охарактеризованные в полосе Колотани—Чимгисклде, имеют свои аналоги как в западной, так и в восточной частях Большого Кавказа, образуя единый вулканический пояс. Так, в Горном (нижнем) Дагестане вулканические комплексы, по данным А.Г. Долгих и В.Б. Черницына (1971), занимают позднегортарский и позднеааленский стратиграфические уровни (истоки рр. Курдул, Канзебер, Мачкалор, Бакадухор). Гортарская их часть, соответствующая нижнему Колотани—Чимгисклдскому комплексу; сложена собственно эффузивной и силлово-дайковой фашиями. А верхнеааленская часть характеризуется смешанным фашиальным составом. Подчеркивается отсутствие пирокластических пород. В силловой и дайковой фашиях различаются также оливиновые диабазы, пикрит-диабазы, пикриты.

К западу от Асса—Арагвинского пересечения нижний (домер—нижнегортарский) вулканический комплекс непрерывно протягивается из бас. р. Терек в Дигорью — в бас. рр. Фиагдон и Ардон, образуя мощные выходы пород субвулканической и эффузивной фаши при отсутствии пирокластической. Далее породы этого комплекса зафиксированы в Верхней Сванетии в истоках рр. Гуличала, Пушкураи и Долра, а еще дальше — в Горной Абхазии, в бассейне верхнего течения р. Бзыбь; на Северо—Западном Кавказе в Псефакко—Березовской зоне Н.И. Пруцким (1984) отмечен наиболее западный выход пород домер—нижнегортарского вулканического комплекса. Позднеааленский вулканический комплекс в западной части Большого Кавказа известен под названием чаталтапинской свиты (Домизе, 1969).

Таким образом, однородная толеит—базальтовая вулканическая формация в палеотектоническом отношении маркирует осевой прогиб Большекавказского окраинноморского бассейна и указывает на проявления спрединга в интервале времени домер—аален. Спрединг с толеит—базальтовым вулканизмом начался после прекращения дифференцированного риолит—базальтового вулканизма на Большекавказской и Закавказской островных дугах и прекратился к раннему байосу с началом интенсивного известково—щелочного андезит—базальтового вулканизма на Закавказской островной дуге. Как во времени, так и в пространстве вулканизм осевой зоны четко разграничен с островодужным вулканизмом.

Т.В. Гюргоблани, Д.П. Закарая

2.4. ТЕКТОНИКА ПОЛОСЫ РАЗВИТИЯ НИЖНЕ—СРЕДНЕУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижне—среднеурские песчано—глинистые отложения наиболее широко распространены в районе Асса—Арагвинского пересечения Большого Кавказа. В его пределах с севера на юг выделяются три тектонические зоны мегантиклинория Большого Кавказа — Внешняя зона Горного Дагестана, зона восточного погружения антиклинория Главного хребта (зона

горст-антиклинория Бокового хребта) и Казбекско-Лагодехская зона складчатой системы Южного склона (И.Гамкрелидзе, 1984).

Внешняя зона Горного Дагестана представляет собой северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа. В изученном районе она делится на две подзоны: Известнякового Дагестана и Агвалинской наклонной складчатой ступени (Геология СССР, т. IX, 1968). Подзона Известнякового Дагестана занимает крайнюю северную часть исследованной территории. Она сложена среднеюрскими (байос) песчано-глинистыми отложениями, на которых с размывом, но без структурного несогласия, залегают верхнеюрские образования - аргиллиты келловей и карбонатные породы оксфорда-кимериджа-титона. В строении Агвалинской ступени принимает участие ниже-среднеюрские (тоар-аален-байос) песчано-глинистые отложения.

Зона восточного погружения антиклинория Главного хребта, сложенная песчано-глинистыми толщами нижней юры (плинсобах-тоар), занимает осевую часть мегантиклинория Большого Кавказа и представляет собой непосредственное продолжение антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа. Но в отличие от последнего доальпийский фундамент Большого Кавказа здесь испытывает довольно резкое погружение и на поверхности не выступает. "В связи с этим рассматриваемая зона в последнее время выделяется в качестве зоны восточного погружения антиклинория Главного хребта Большого Кавказа (П.Гамкрелидзе, 1964; И.Гамкрелидзе, 1984), а не горст-антиклинория Бокового хребта (Геология СССР, т. IX, 1968). В его пределах отчетливо выделяются северное, осевая часть и южное крыло антиклинория.

Расположенная южнее Казбекско-Лагодехская зона представляет собой южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа и сложена в основном среднеюрскими (аален-байос-бат) песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, а также песчано-глинистой сланцевой толщей флишюидного типа. Более древние отложения (верхний тоар) обнажаются лишь в ядрах антиклинальных структур.

Границы выделяемых тектонических зон и подзон служат крупные флексурные изгибы юрских толщ и разломы, амплитуды которых достигают нескольких километров. Они отражают в осадочном чехле различные по величине ступени в фундаменте, возникшие в результате дифференцированных движений его блоков, ограниченных межзональными и внутризональными разломами.

Детальные исследования, проведенные нами, показали, что вышеотмеченные тектонические зоны имеют сложное внутреннее строение, что обусловлено образованием их структуры в результате неоднократной разноплановой деформации слагающих их толщ.

Мощная (более 10 км) ниже-среднеюрская песчано-глинистая толща в каждой тектонической зоне и подзоне дислоцирована по-разному. Сравнительно простые складчатые формы, распространенные в пределах

северного крыла мегантиклинория к югу сменяются сильно смятыми складками разного размера и порядка, развитыми в осевой части антиклинория Главного хребта и в Казбекско-Лагодехской зоне.

В пределах изученного района широко развит кливаж осевой плоскости. Складчатые структуры различной морфологии и всех порядков расчленены частыми параллельными плоскостями кливажа. Согласно им, в большинстве случаев залегают дайки диабазов, развитые в основном в плинсбах-нижнетарских отложениях.

Складчатая структура изученного района осложнена многочисленными, разнообразными по направлению, морфологии и возрасту разрывными нарушениями, сопровождаемыми зонами сильного дробления и смятия пород.

Характерной особенностью исследованной территории является "антикавказская" (азимут $240-255^{\circ}$) ориентировка складчатости и общности разрывных нарушений. Структура мегантиклинория Большого Кавказа здесь резко меняет обычное общекавказское направление на юго-западное, а затем вновь приобретает северо-западное простирание. В результате она образует в плане четкий поперечный флексуобразный изгиб.

Изменение основного северо-западного (азимут $290-310^{\circ}$) простирания структуры происходит восточнее изученной площади, на меридиане р.Иори, где направление складчатости уже близширотное (азимут $260-265^{\circ}$), а к западу от долин рр.Ассы и Хевсуретской Арагви структура приобретает юго-западную (азимут $240-255^{\circ}$) ориентировку. Такое простирание прослеживается далеко на запад, за пределы исследованного района, до меридиана р.Шондон. Здесь структура опять резко меняет свое направление и приобретает свойственное ей северо-западное (азимут $290-310^{\circ}$) простирание. Ширина полосы с "антикавказским" направлением складчатых структур достигает 16 км. В соответствии с изменением простирания складок меняют свое направление кливаж и продольные соскладчатые разрывы.

Изученная территория расположена в пределах полосы вышеотмеченного горизонтального изгиба складчатой системы. Этим и вызвана присущая ей "антикавказская" ориентировка структур.

Изгибание складчатой структуры, по нашим данным, обусловлено наличием в фундаменте мегантиклинория поперечного Асса-Арагвинского разлома, проходящего по долинам рр.Ассы и Хевсуретской Арагви. Это нарушение представляет собой крупный левосторонний сдвиг (Гиоргобиани, Закарая, 1982; Гиоргобиани, Топчшвили, Закарая, 1983).

Далее приводится детальная характеристика складчатой структуры, кливажа и разрывных нарушений изученного района.

Как уже отмечалось, крайнюю северную часть изученной территории занимает подзона Известнякового Дагестана. Она сложена среднеюрскими (байос) и верхнеюрскими (келловей-титон) глинистыми и карбонатными отложениями. Границей подзоны с Агвалинской наклонной ступенью является крутая флексура, расположенная около развалин с.Торгим, сложенная среднеюрскими (аален-байос) песчано-аргиллитовыми породами. Вблизи границы, по правому притоку р.Ассы, проходит крутопадающий (85°) на юг взброс. Подзона Известнякового Дагестана представляет собой моноклиналь, которая полого, под углом 30° наклонена на север (рис.20).

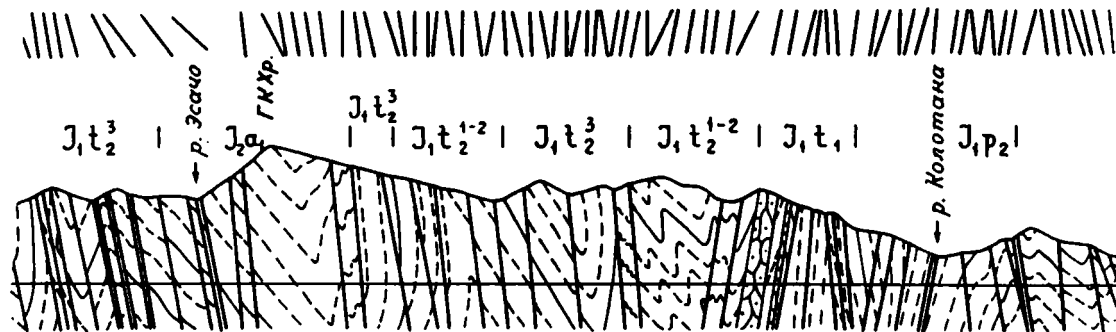
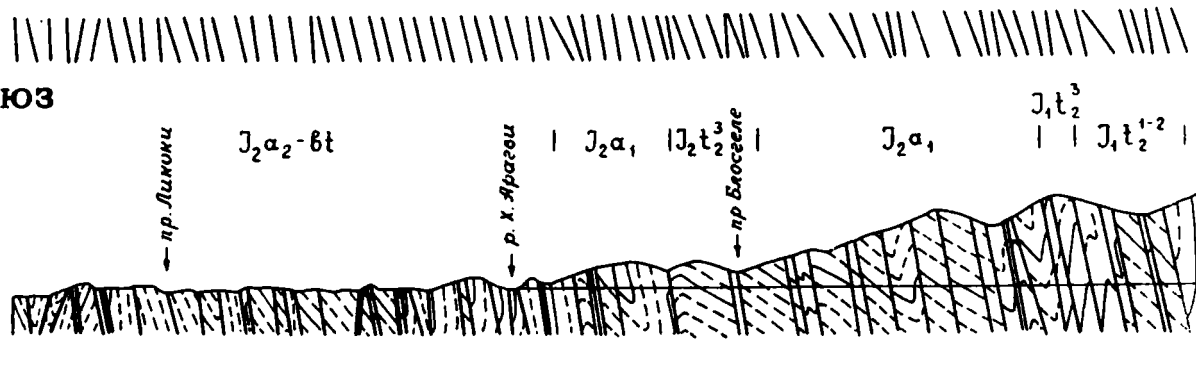
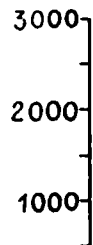
Подзона Агвалинской наклонной складчатой ступени сложена песчано-глинистыми отложениями тоара, аалена и байоса. Она прослеживается от границы подзоны Известнякового Дагестана на юг до края антиклинория Главного хребта, на расстоянии 5,4 км, Агвалинская ступень характеризуется ярко выраженным флексурным строением. Здесь выделяются две крупные флексуры первого порядка - Северная и Южная, которые сопрягаются между собой в 550 м южнее р.Сарту. Эти структуры, в свою очередь, осложнены более мелкими флексурами различных размеров.

В конце Агвалинской ступени на протяжении 1 км от ее границы с подзоной Известнякового Дагестана пласты падают на север под углом $65-85^{\circ}$. В крутопадающих слоях отмечается небольшой флексурный перегиб, амплитуда которого достигает 50 м. Пологое крыло его под углом 20° наклонено на север и прослеживается на расстоянии 150 м. Далее на юг, на протяжении 1,8 км, обнажено нижнее крыло Северной флексуры. Оно падает на север под различными углами. Вначале, на расстоянии 0,8 км слои наклонены под углом $40-50^{\circ}$, затем к югу на протяжении 1 км углы падения пластов уменьшаются до 30° .

Далее на юг на расстоянии 500 м наблюдается смыкающее крыло Северной флексуры, которое залегает вертикально или наклонено на север под углом $80-85^{\circ}$. Затем происходит резкий перегиб структуры, за которым на расстоянии 250 м обнажено нижнее крыло Южной флексуры, которое под углом $5-10^{\circ}$ падает на север. В южной части оно осложнено небольшим флексурным перегибом, амплитуда которого достигает 40 м. Этим пологим крылом сопряжены Южная и Северная флексуры.

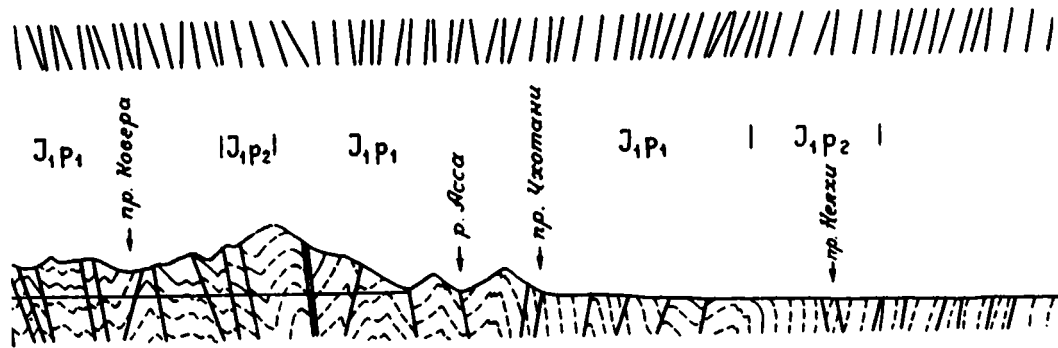
Еще южнее, на протяжении 400 м, наблюдается смыкающее крыло Южной флексуры, залегающее вертикально или падающее на север под углом $80-85^{\circ}$. Затем на расстоянии 1,4 км до северного края горст-антиклинория обнажено верхнее пологое крыло Южной флексуры, имеющее в разрезе волнистое очертание. Ширина волн различна и колеблется в пределах 100-600 м, амплитуды достигают 50 м. Крылья структур падают на юг и на север под углом $10-20^{\circ}$, редко 45° . В северной части

ЮЗ



Г

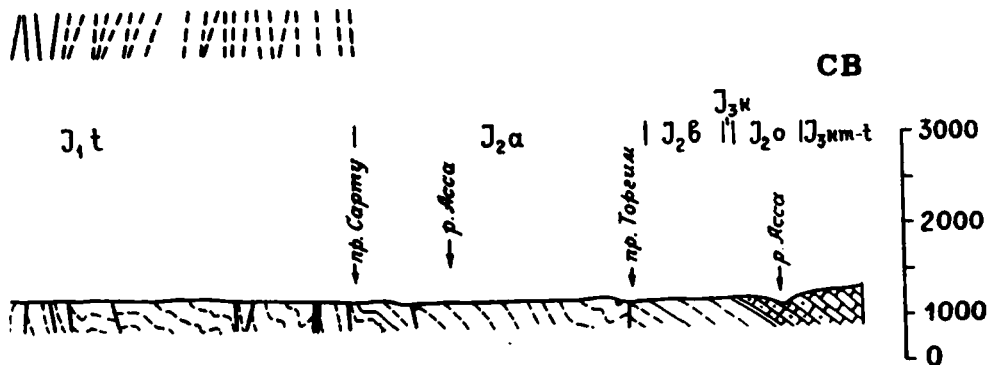
Область распространения даек диоритовых пород



Область распространения даек диамитовых пород

↑

Рис. 20. Геолого-структурный разрез полосы развития нижне-среднеюрских отложений. Жирными прямыми линиями на профиле отмечены разрывные нарушения. Ориентировка кливажа в складчатой структуре показана короткими линиями, расположенными поверх разреза. Сплошные линии - интенсивный кливаж, пунктирные - несовершенный кливаж



пологое крыло Южной флексуры осложнено каскадом мелких сопряженных флексур различной величины. Длина их пологих крыльев составляет 30–200 м. Смыкающие крылья падают на север под углом 70–85°. Амплитуды флексур колеблются в пределах 20–50 м.

Как видно из вышесказанного, в пределах Агвалинской наклонной складчатой ступени отчетливо выделяются две крупные ступени второго порядка. Северная ступень опущена относительно Южной примерно на 700 м.

Структура Агвалинской ступени осложнена многочисленными разнообразно ориентированными разрывными нарушениями. В зонах крупных разломов или вблизи них иногда развиты мелкие приразрывные складки.

Далее на юг в пределах верхнего пологого крыла Южной флексуры наблюдается резкий крутой изгиб слоев, и Агвалинская наклонная ступень переходит в северное крыло антиклинория Главного хребта. Последнее представляет собой моноклинал, сложенную песчано-глинистыми сланцевыми толщами верхнего плинсбаха и тоара. Граница антиклинория с внешней зоной Горного Дагестана проходит в 2 км южнее развалин с. Пуй. Северное крыло антиклинория прослеживается на расстоянии 6,3 км. Вначале, на протяжении 600 м, слои залегают круто (80–85°) и наклонены на север. Затем северные залегания пластов, через вертикальные, сменяются южными падениями слоев, и на расстоянии 2,9 км крыло антиклинория опрокинута на север. В пределах этого интервала наблюдается однообразное моноклиналиное падение пластов на юг под углом 70–85°. Опрокинутое залегание слоев четко устанавливается с помощью гнереоглифов на поверхностях напластования и характером соотношения кливажа со сложностью.

Далее к югу, на расстоянии 650 м, вновь отмечается участок моноклиналиного крутого (80–85°) падения пластов на север, за которым наблюдается небольшой флексурный изгиб слоев шириной 30 м. К югу от него на протяжении 700 м отмечается самый крупный флексурный перегиб северного крыла антиклинория, осложненный небольшой антиклиналью и сопряженной с ней синклиналью. Пологие крылья этих структур падают под углом 20–30°, а северное крутое крыло – под углом 80° на север. Затем снова наблюдается флексурный изгиб слоев. Ширина пологого крыла флексуры составляет 160 м, угол падения – 10° на север. Смыкающееся с синклиналью крутое крыло наклонено на север под углом 80°.

Далее на юг, на расстоянии 760 м, опять отмечается крутое падение пластов на север под углом 80–85°. Затем моноклиналиное падение слоев снова осложнено небольшим флексурным изгибом шириной 30 м. Пологое крыло флексуры наклонено на юг под углом 20°, а смыкающее крыло круто (80°) падает на север. Еще южнее, на протяжении 760 м, до р. Бисна вновь наблюдается участок моноклиналиного крутого (80–85°) падения пластов на север, за которым расположена осевая зона

Как видно из вышеотмеченного, северное крыло антиклинория Главного хребта в изученном районе представляет собой широкую моноклиналию, осложненную в южной части несколькими флексурными перегибами. Моноклиналия структура разорвана многочисленными продольными нарушениями в основном взбросового характера и реже сбросового.

Осевая зона антиклинория Главного хребта, сложенная песчано-глинистыми сланцеватыми отложениями нижнего плинсбаха в пределах изученного района, дислоцирована наиболее интенсивно. Эта зона сложена сильно сжатыми линейно вытянутыми складками с узкими замками и крутыми крыльями. Одной из характерных черт осевой зоны является многопорядковость ее складчатой структуры. Здесь выделяются линейные складки трех порядков. Ширина пликвативных структур первого порядка составляет 0,6–2,1 км. Эти структуры осложнены сходными по морфологии складками второго порядка, размер которых достигает 80–250 м. Они, в свою очередь, состоят из складок третьего порядка, устанавливаемых непосредственно в пределах обнажений. Ширина их колеблется в южных пределах – от первых метров до 30–50 м.

К югу от р. Бисна, на расстоянии 1,8 км, развиты симметричные или чуть наклоненные к северу складки. Осевые плоскости их залегают вертикально или круто падают на юг (85°). Крылья складок наклонены юд углом $50-75^{\circ}$. Южнее, на протяжении 4,7 км, до южного крыла антиклинория отмечаются асимметричные наклоненные на юг складки. Осевые плоскости их круто ($75-80^{\circ}$) падают на север. Крутые крылья складок наклонены под углом $60-80^{\circ}$, а пологие – $30-50^{\circ}$.

Таким образом, в пределах вышеописанной северной части района развития ниже-среднеюрских песчано-сланцевых отложений выделяются три крупные ступени. Из них антиклинорий Главного хребта является самой приподнятой, а подзона Известнякового Дагестана – самой опущенной ступенью.

Далее на юг обнажено южное крыло антиклинория Главного хребта, сложенное песчано-глинистыми сланцевыми толщами верхнего плинсбаха тоара. Оно в пределах описываемого пересечения дислоцировано поазному. Вначале, на расстоянии 2,9 км в отложениях верхнего плинсбаха и нижнего тоара наблюдается моноклиналию крутое ($65-85^{\circ}$) падение слоев на юг, а в одном тектоническом блоке – на север под углом 80° . Затем, на протяжении 4,2 км, южное крыло антиклинория, сложенное песчано-глинистыми сланцевыми толщами верхнего тоара, характеризуется складчатым строением. Вначале этого интервала, на протяжении 1,3 км, в отложениях нижнего и среднего горизонтов верхнего тоара развиты тесно сжатые складки шириной 250–500 м. Они имеют острые замки и крутые крылья. Складки асимметричны, осевые плоскости их круто (70°) наклонены на север. Пологие крылья складок падают на север под углом $40-50^{\circ}$, крутые – $70-85^{\circ}$ на юг.

Расположенные южнее песчано-сланцевые отложения верхней части

верхнего тоара смяты в сильно сжатые, близкие к изоклинальным, складки, наклоненные или опрокинутые на юг. Осевые плоскости их падают на север под углом $70-75^{\circ}$. Ширина складок составляет 700-1600 м. Крутые крылья их падают под углом $80-85^{\circ}$ на север, редко на юг, пологие - 60° на север.

В пределах осевой зоны антиклинария Главного хребта и его южного крыла замки и крылья складок, как правило, осложнены многочисленными продольными разрывными нарушениями. В результате этого общий рисунок структуры здесь представляет ряд линейно вытянутых субпараллельных пакетов складок.

Далее к югу, на протяжении 18 км, до Местия-Трианетской зоны развиты структуры Казбежско-Лагодехской зоны складчатой системы Южного склона, сложенные отложениями верхнего тоара-бата. Здесь благодаря наличию системы диагональных разрывов, вызывавших частую смену пространства осей складок, структура в плане имеет линейно-мозаичный характер.

В пределах перевальной части Главного хребта обнажается синклиналь, сложенная глинистыми сланцами аалена, ось которой проходит в нескольких сотнях метров севернее водораздельной линии. Складка сильно сжата и опрокинута на юг. Осевая плоскость круто (75°) наклонена на север. Оба крыла падают на север, крутое под углом $80-85^{\circ}$ пологое - $45-55^{\circ}$. Ширина складки около 4 км.

Южнее расположена антиклиналь, в ядре которой выходят самые древние отложения, развитые на южном склоне хребта, - нижние и средние горизонты верхнего тоара, а на крыльях обнажена песчано-глинистая сланцевая толща верхов верхнего тоара. Имея ширину не более 2 км, антиклиналь характеризуется сложным строением. Как ядро, так и крылья этой структуры осложнены линейными складками второго порядка, ширина которых достигает 200-400 м. Складки наклонены или опрокинуты на юг, крутые крылья падают под углом $70-85^{\circ}$, пологие - $40-60^{\circ}$. Осевые плоскости складок наклонены на север под углом $70-80^{\circ}$.

Далее на юг расположена самая крупная в изученном районе синклиналь, сложенная глинистыми сланцами аалена, ширина которой составляет 4,5 км. Это асимметричная, опрокинутая на юг складка, осевая плоскость которой наклонена на север под углом 70° . Оба крыла этой структуры падают на север, пологое-под углом $30-40^{\circ}$, крутое - 85° . Пологое, более длинное крыло этой складки в своей средней части осложнено флекурным перегибом, где падение слоев субвертикальное (85°) на юг. Ширина крутопоставленного крыла достигает 300 м.

Южнее вышеописанной структуры расположена антиклиналь, в ядре которой обнажается песчано-сланцевая толща верхов верхнего тоара. Складка асимметрична и опрокинута на юг. Осевая плоскость круто (80°) наклонена на север. Падение обоих крыльев северное - крутого $80-85^{\circ}$ пологое - $30-40^{\circ}$. Ширина складки достигает 1 км.

Аяленские глинистые сланцы, обнажающиеся южнее, слагают синклиналь и сопряженную с ней антиклиналь. Складки почти одинаковой ширины — около 900 м. Они опрокинуты на юг, крутые крылья наклонены под углом 80–85° на север, а пологие (45–55°) — на юг. Осевые плоскости их падают на север под углом 65–70°.

Далее на юг, на протяжении 7,8 км, до южной границы распространения нижне-среднеюрских образований развиты отложения верхнего аялена-бата, представленные переслаиванием песчаников и глинистых сланцев флювиодного типа. Они смяты в серию сильно смятых линейно вытянутых складок, наклоненных или опрокиннутых на юг. Их осевые плоскости падают на север под углом 65–80°. Крутые крылья под углом 80–85° падают на север или юг, пологие (45–55, редко 70°) — на юг. Ширина складок колеблется в больших пределах от 300 до 1700 м. Замки и крылья складок, как правило, разорваны многочисленными разрывными нарушениями с приподнятыми в большинстве случаев северными крыльями.

Кливаж

В изученном районе кливаж распространен регионально и развит в пределах южной части Агвалинской наклонной складчатой ступени антиклинория Главного хребта и в Казбегско-Лагодехской зоне. В этих тектонических зонах кливаж полностью захватывает нижне-среднеюрские глинистые отложения, в результате чего они превращены в аспидные и глинистые сланцы. В связи с различным характером дислоцированности толщ в указанных структурах различна и степень интенсивности кливажа. В северной части Агвалинской ступени и подзоне Известнякового Дагестана секущий кливаж не проявлен.

Простирание кливажа в общем совпадает с направлением складчатых структур. Несоответствие обычно не превышает 5–20, редко достигает 30–50°. Падения плоскостей кливажа, как правило, крутые — до 90°. Однако углы наклона кливажа, а также направления его падения не являются постоянными по всей структуре и меняются в пределах 65–85, редко 50–60° на север или юг.

Для кливажа здесь характерно избирательное (селективное) развитие. Кливаж наблюдается в аргиллитах, алевролитах и тонкозернистых песчаниках, а в более грубозернистых разновидностях последних он вообще не проявлен. Поверхности кливажа, секущие аргиллиты, подводя к слову песчаника, как бы упираются в него и не проходят через песчаник, а в следующем слое аргиллита вновь проявлены с такой же интенсивностью и в том же направлении. Селективность кливажа не зависит от мощности переслаивающихся пластов. Независимо от мощности песчаника и аргиллита и от соотношения этих мощностей в разрезе, в песчанике кливаж никогда не проявлен, а в аргиллитах выражен всегда хорошо.

В толщах, представленных частым переслаиванием аргиллитов, алевролитов и тонкослоистых песчаников малой (3–15 км) мощности, иногда наблюдается преломление (рефракция) кливажных плоскостей между слоями. В пластах различного литологического состава меняется угол между поверхностями кливажа и слоистости. В аргиллитах этот угол меньше и достигает 30° , а в тонкозернистых песчаниках больше, до 65° . Разница между углами падения плоскостей кливажа составляет 10–50°. В связи с этим след преломленных плоскостей кливажа представляет собой ломаную линию.

Наиболее четко кливаж развит в аргиллитах и алевролитах. В них поверхности кливажа обычно прямолинейны, почти параллельны друг другу и располагаются очень часто (через 1–5 мм). В тонкослоистых песчаниках плоскости кливажа также сравнительно прямолинейны, но расположены реже – через 5–10 мм. Интенсивный кливаж нередко сильно затуманивает слоистость, особенно в однообразных глинистых толщах, что иногда крайне затрудняет выявление складчатых форм.

Характер расположения кливажа в складчатой системе определяется морфологическими особенностями складок. В сильно сжатых складках развит кливаж, параллельный осевой плоскости. Для среднесжатых складок характерно веерообразное расположение кливажа относительно осевых плоскостей. На крутом крыле складки поверхности кливажа залегают более круто, чем на пологом. Разница в их углах падения, как правило, составляет 5–25°. В результате плоскости кливажа сходятся над антиклиналями и под синклиналями или, наоборот, под антиклиналями и над синклиналями, т.е. образуют, соответственно, прямой или обратный веер. В наиболее распространенных в изученном районе наклонных и опрокинутых складках этого типа веера кливажных поверхностей также асимметричны и наклонены в ту же сторону, что и осевые плоскости складок.

Наиболее интенсивно кливаж проявлен в пределах антиклинория Главного хребта. В его осевой зоне развит кливаж, параллельный осевым плоскостям складок. Поверхности его залегают вертикально или падают на север или юг под углом 70–85°. В южном крыле антиклинория, который представляет собой в общем крутонаклоненную на юг моноклираль, кливаж в основном тоже падает на юг под углом 70–85°. Плоскости кливажа рассекают слои под очень острым углом – 5–15°. В пределах складчатой части южного крыла антиклинория развит кливаж, параллельный осевым плоскостям складок, редко встречается прямой веерообразный кливаж. Южнее, в песчано-глинистой толще тоара наблюдается прямой веерообразный кливаж. В глинистых и песчано-глинистых отложениях Казбегско-Лагодехской зоны кливажные поверхности, в основном, образуют веерообразный кливаж и кливаж, параллельный осевым плоскостям складок. Соотношение кливажа со складками в изученном районе особенно четко наблюдается в флишеидных толщах верхнего аалена-бата.

В северном нормальном крыле антиклинория Главного хребта кливаж под острым углом рассекает моноклинально крутопадающие на север пласты, но наклонены в противоположную сторону — на юг. Углы падения плоскостей кливажа составляют $70-80^{\circ}$. В пределах самого крупного флексурного изгиба северного крыла антиклинория наблюдается веерообразное расположение поверхностей кливажа относительно осей перегибов. На пологом крыле флексуры плоскости кливажа залегают под углом $65-70^{\circ}$, а на смыкающих — более круто — $75-80^{\circ}$. В результате поверхности кливажа сходятся над антиклинальными и под синклинальными перегибами, т. е. образуют прямой веер. В небольших флексурных изгибах веерообразное расположение плоскостей кливажа не отмечается.

В опрокинутом северном крыле антиклинория, представляющем собой крутопадающую на юг моноклираль, плоскости кливажа тоже наклонены на юг под углом $70-80^{\circ}$. Кливажные поверхности занимают секущее положение по отношению к пластам. Угол между ними очень острый и достигает 5 , редко 10° . При этом слои всегда падают круче, чем кливаж, что указывает на опрокинутое залегание пластов. Иногда в вертикальном срезе обнажений наблюдается параллельное расположение поверхностей кливажа и слоистости. В этом случае, как правило, отмечается различие в их простираниях.

Толщи, охваченные кливажем в пределах Казбеиско-Лагодехской зоны антиклинория Главного хребта, характеризуются повышенной степенью динамометаморфизма пород. Как отмечалось выше, все глинистые отложения здесь превращены в разнообразные по составу сланцы.

В пределах Южной флексуры Агваллиской ступени падения плоскостей кливажа не меняются. Они также наклонены на юг под углом $70-85^{\circ}$. Но в этой структуре кливаж становится несовершенным, менее четким. Расстояние между поверхностями кливажа в аргиллитах увеличивается до $5-10$ мм. Сами поверхности неровные и не отличаются прямолинейностью. Они не строго параллельны и состоят из коротких и криволинейных отрезков, сочленяющихся между собой под очень острым углом. В результате этого вся порода оказывается разбитой на длинные, узкие, остроугольные и клиновидные пластины различной величины. В отличие от зоны горст-антиклинория, в пределах этой флексуры не встречаются сланцы, возникшие путем динамометаморфических преобразований глинистых отложений. Идентичные осадки здесь представлены слабоизмененными аргиллитами и алевролитами.

Редко в пределах Южной флексуры встречается и совершенный кливаж. Он развит локально в мелких, сильно смятых складках, расположенных в зонах разломов или вблизи них.

Еще меньшей степенью метаморфизма отличаются глинистые отложения в пределах северной части Агваллиской ступени и подзоны Известнякового Дагестана, где секущий кливаж не проявлен.

Как отмечалось выше, кливаж при стабильном крутом залегании

в изученном районе не имеет постоянных углов и направлений падения. Рассмотрим характер распределения кливажа в поперечном разрезе нижне-среднеюрских отложений с севера на юг (см. рис. 20).

В пределах Южной флексуры Агвалинской ступени и северного крыла антиклинория Главного хребта, а также в осевой его зоне на протяжении 500 м плоскости кливажа падают на юг под углом 70–85°, редко 60–65°. Далее, на расстоянии 1,8 км, кливаж залегает субвертикально (85°) и наклонен на север или юг. Южнее, на протяжении 4 км, в осевой зоне антиклинория кливажные поверхности падают на север под углом 70–80°.

Далее на юг, в пределах южного крыла антиклинория, на протяжении 4 км наблюдаются крутые (80°, редко 65–75°) падения кливажа. В Казбекско-Лагодехской зоне кливаж имеет одностороннее, северное падение под углом 70–85°, редко отмечаются крутые (80–85°) южные падения.

Таким образом, в пределах исследованной территории выделяются три зоны, отличающиеся разными направлениями падения плоскостей кливажа. На севере района, в южной части Агвалинской ступени и в северном крыле антиклинория Главного хребта наблюдаются южные падения кливажа. В центральной части изученной территории, в осевой зоне и южном крыле антиклинория кливажные поверхности залегают субвертикально. Здесь отмечается чередование северных и южных крутых падений кливажа. На юге района, в пределах Казбекско-Лагодехской зоны Южного склона Большого Кавказа преобладают северные падения плоскостей кливажа. Следовательно, в поперечном сечении мегантиклинория Восточного Кавказа в общем наблюдается симметричное веерообразное расположение поверхностей кливажа.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения в пределах изученного района весьма многочисленны и играют существенную роль в его тектоническом строении. Они довольно разнообразны по ориентировке, морфологии, возрасту и генезису. По расположению относительно складчатых структур разрывы отчетливо разделяются на продольные, диагональные и поперечные (Гиргобвани, Топчишвили, Закарая, 1983).

Продольные разрывы в основном представляют собой складчатые нарушения, тесно связанные с формированием складчатых структур. Поэтому их простирания почти полностью совпадают с направлением осей складок. По характеру движений продольные разрывы в основном являются выбросами, реже – сбросами или выбросо-сбросо-сдвигами, падающими под углом 70–85° на север, редко – на юг. Они обычно осложняют крылья складок, но иногда встречаются и в замковых частях структур. Амплитуды смещений по разрывам колеблются в широких

еделах - от первых десятков до нескольких сотен метров. Эти нарушения обычно сопровождаются зонами повышенной дислоцированности пород. Мощность зон развития мелких разрывов колеблется в пределах 1-1 м, а более крупные - 3-5 м. В зонах нарушения породы интенсивно брекчированы, перемяты и перетерты. В них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, прожилки и жилы кварца мощностью 0,5-30 см, редко до 1 м. Иногда эти разрывы сопровождаются единичными мелкими (размером 0,1-1 м) и более крупными (шириной 3-10 м) приразрывными складками. Наиболее напряженные дислокации наблюдаются в участках сближения продольных разрывов. В этих зонах или вблизи них, помимо вышеотмеченных деформаций пород, развивается сжатая приразрывная складчатость. Размер складок составляет 5-30 м, изредка до 100 м.

Диагональные разрывы являются постскладчатными нарушениями, деформирующими как складчатые структуры, так и ясно связанные с ними продольные разрывы. В плане эти нарушения обычно прямолинейны и характеризуются различной протяженностью. Мелкие разрывы в пределах изученной территории прослеживаются на расстоянии 0,5-1,5 км, а крупные - до 2-2,5 км. Эти нарушения представляют собой сдвиги и взбросы или сбросо-сдвиги, с крутыми (70-85°) углами смещителей на север или юг. Горизонтальные амплитуды смещений составляют 20-150, редко 200-500 м. Вертикальные амплитуды колеблются от 30 до 100 м, редко достигая 500 м.

По своей ориентировке выделяются две группы диагональных нарушений - северо-западного (азимут 290-325°) и северо-восточного (азимут 20-70°) направления. Разрывы северо-западного простирания большей частью представляют собой правые, редко левые сдвиги и взбросы или сбросо-сдвиги. Нарушения северо-восточной ориентировки являются основным левыми, реже правыми сдвигами и взбросо или сбросо-сдвигами.

Зоны разрывов, как правило, представлены сильно перемятыми и раздробленными породами с частыми зеркалами скольжения и жилами кварца мощностью 5-20 см. Ширина зон колеблется в пределах 0,5-5 м, редко до 5 м. В зонах нарушений иногда развиты мелкие (размером 0,3-6 м) приразрывные складки.

С движениями по диагональным разрывам связано возникновение наблюдаемых в изученном районе, а особенно часто в Казобгско-Лагодской зоне, крутошарнирных горизонтальных складок, имеющих в плане углообразную и флексуобразную форму.

В случае сближения диагональных разрывов возникают широкие зоны разломов. Мощность 20-100 м. Зоны разломов состоят из большого количества субпараллельных разрывов, которые сопровождаются сильно сжатой приразрывной складчатостью. Ширина складок 5-15 м. Они линейно вытянуты вдоль ограничивающих разломов и косо накладываются на уже сформированный план складчатых структур. Одна такая зона, име-

чая северо-западное пространство, выявлена нами в долине р.Ассы в южной части Агвалинской ступени (рис.21). В пределах изученной территории она начинается в 200 м южнее р.Сарту и протягивается на юго-восток вдоль ущелья на расстоянии 2,3 км. Существование разлома на этом отрезке долины р.Ассы устанавливается различием морфологии складчатых структур по бортам ущелья, смещением одних и тех же продольных разрывов относительно друг друга, несовпадением выходов идентичных литологических пачек тоарских отложений по бортам ущелья и наличием по обоим бортам субпараллельных круто (80°) наклоненных на юго-запад разрывов северо-западного простирания, которые, по-видимому, ограничивают довольно широкую (70-100 м) тектоническую зону. Нашими исследованиями установлено, что левый борт долины, по сравнению с правым, опущен примерно на 120 м. Кроме того, отмечается горизонтальное перемещение к югу правого борта ущелья относительно левого на 30-50 м. Следовательно, вышеописанный разлом представляет собой крутой (80°), наклоненный на юго-запад правый сбросо-сдвиг.

Возрастные взаимоотношения диагональных разрывов не всегда ясны. В рассматриваемом районе разрывы северо-восточного направления смещают северо-западные, однако за пределами изученной площади встречаются противоположные взаимоотношения. По-видимому, эти разрывные нарушения возникли почти одновременно, под действием субмеридионально ориентированных сжимающих усилий.

Следует отметить, что на исследованной территории наблюдается определенная закономерность в расположении продольных и диагональных нарушений. В отложениях плинсбах-тоара, развитых в пределах Агвалинской ступени и антиклинария Главного хребта, главным образом развиты продольные разрывы, тогда как в толщах аалена-бата Казбетско-Лагодехской зоны резко преобладает диагональные нарушения. Это, видимо, обусловлено различным характером деформаций в процессе регионального сжатия более пластичных глинистых пород плинсбаха-тоара и относительно хрупких песчано-сланцевых и флишодных толщ аален-батского возраста.

Поперечные разрывы широко распространены как в изученном районе, так и за его пределами (Гюргобяни, Закарая, 1982). Это - постскладчатые субмеридиональные (азимут $355-15^{\circ}$) крутопадающие нарушения, резко секущие складчатые структуры. Подавляющее большинство этих разрывов находит отражение в расположении гидрографической сети района. Им, очевидно, соответствуют почти прямолинейные субмеридиональные отрезки долин рек Ассы и Хевсуретской Арагви и их притоков. В плане эти нарушения почти параллельны друг другу и расположены кулисообразно. Протяженность их колеблется от 0,5 до 2,5 км, редко до 4 км. Расстояние между разломами варьирует в пределах 0,2-3 км, иногда достигает 4,5 км. Ширина зоны развития поперечных разрывов не превышает 8 км. По своей природе эти раз-

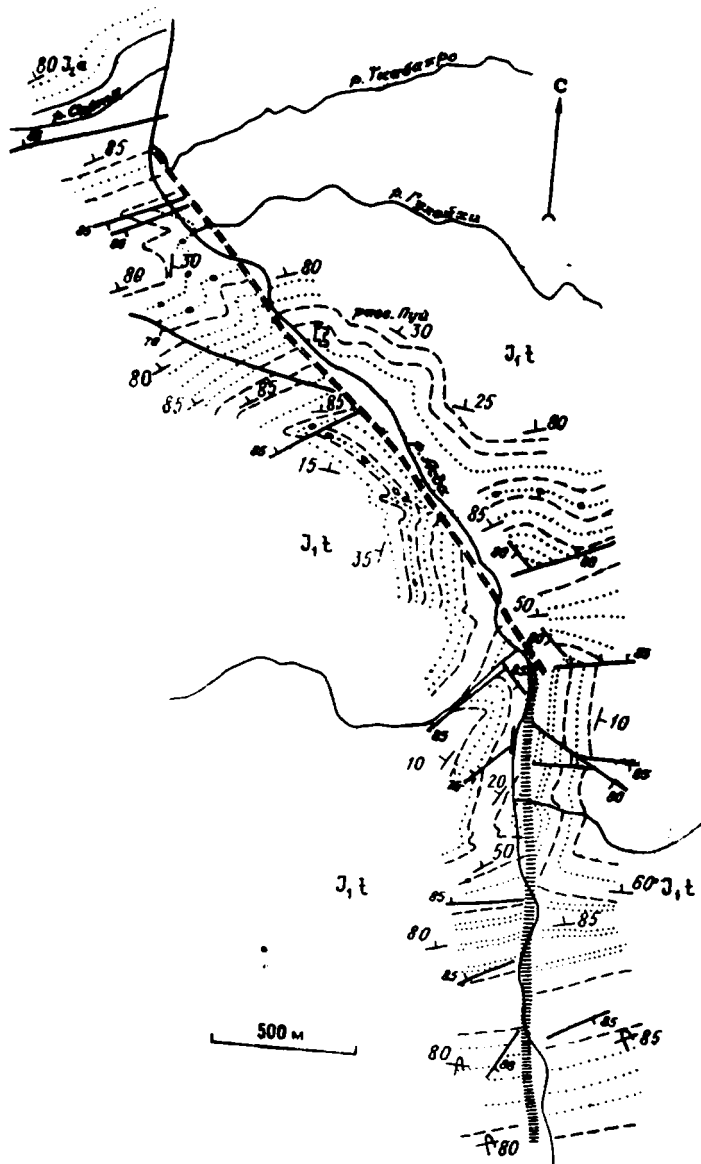


Рис. 21. Геологическая карта южной части Агвалдской ступени.
 Точками и кружочками обозначены пачки разного литологического состава в токарских отложениях. Жирными линиями обозначены мелкие разрывные нарушения. Короткая горизонтальная штриховка - поперечный разлом, двойные пунктирные линии - диагональный разлом

рывы, судя по изгибам деформированных ими складчатых структур, являются большей частью левыми сдвигами, возможно, взбросо или сбросо-сдвигами с горизонтальными амплитудами смещений в 150–700 м. Сдвиговые перемещения по поперечным нарушениям устанавливаются на разных отрезках рр. Асси и Хевсуретской Арагви. Они фиксируются по смещениям русел мелких притоков и временных водотоков, совпадающим с продольными или диагональными разрывами, относительно друг друга. Аналогичные движения устанавливаются также по смещениям диабазовых даек, развитых в плинсбахских отложениях, или же несовпадением частей складчатых структур по разным бортам рек, наблюдаемых на некоторых участках. Перемещения по разрывам имеют большей частью левосторонний, редко правосторонний характер. Амплитуды смещения, где удалось их установить, составляют 20–70 м.

Нашими исследованиями вдоль долины рр. Асси и Хевсуретской Арагви установлены четыре поперечных разрыва. Три из них расположены в северной части изученного района в пределах подзоны Известнякового Дагестана, а также в Северной и Южной флексурах Агвалинской ступени (рис. 22). Им соответствуют почти прямолинейные субмеридиональные отрезки ущелья р. Асси. В плане эти нарушения почти параллельны друг другу и расположены кулисообразно. Протяженность их колеблется от 1,3 до 2 км. Расстояние между разломами 400–600 м. Ширина зоны развития поперечных разрывов достигает 1 км. Наличие поперечного разлома в подзоне Известнякового дагестана четко устанавливается несовпадением границ фаунистически охарактеризованных ааленских и батских отложений на левом и правом бортах долины р. Асси. На правом борту ущелья, по сравнению с левым, границы смещены на юг на 500 м. Кроме того, выяснено, что правый борт долины опущен относительно левого примерно на 300 м. Аналогичные движения, по-видимому, отмечаются по расположенному южнее разлому. Как показывают графические построения, наблюдаемое горизонтальное смещение границ толщ ааленских и батских ярусов обусловлено опусканием правого борта ущелья по поперечным разломам. Следовательно, эти разрывные нарушения представляют собой сбросы или взбросы.

Существование разлома в пределах Южной флексуры Агвалинской ступени подтверждается смещением оси синклинали структуры на правом борту долины р. Асси на юг, на расстоянии 80–100 м, горизонтальным перемещением одних и тех же продольных разрывов относительно друг друга по разным бортам ущелья с амплитудой до 120 м и наличием на левом борту ущелья разрыва меридионального (360°) простирания слоев. Разлом залегает вертикально и сопровождается зоной смятия и дробления пород шириной 3 м. В зоне нарушения расположена кварцевая жила толщиной 1 м. На поверхности сместителя наблюдаются борозды скольжения, падающие полого ($20\text{--}25^{\circ}$) на юг. Установлено также, что левый борт ущелья опущен относительно правого на 60–120 м. Следова-

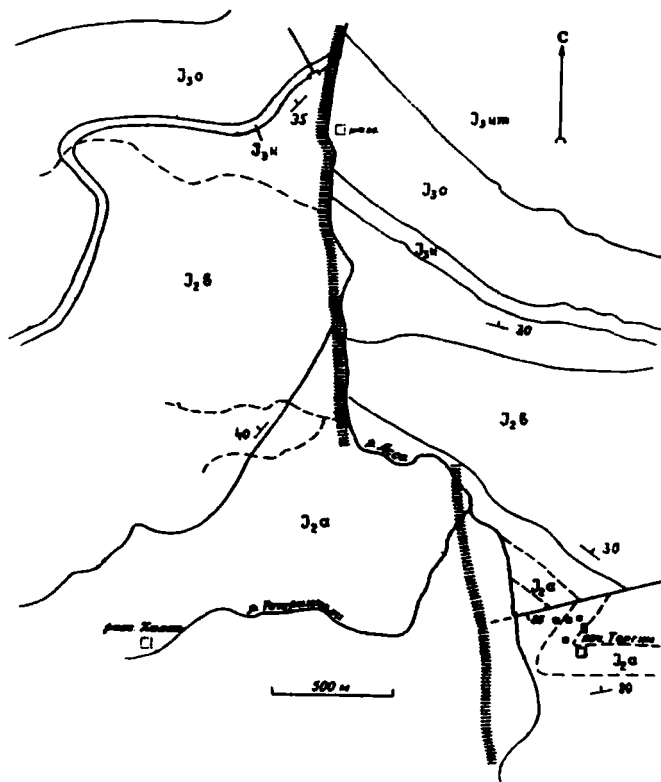


Рис. 22. Схема геологического строения подзоны известнякового Дагестана.
Короткая горизонтальная штриховка - поперечные разломы

тельно, вышеописанный поперечный разлом представляет собой правый обросо- или взбросо-сдвиг с горизонтальным перемещением 60–80 м. Продолжение этого разлома к югу нами не установлено.

Еще один поперечный разлом установлен нами в пределах Казбекско-Лагодехской зоны вдоль ущелья р. Хазуретской Аратвы. Здесь, ниже правого притока р. Кюсти, на расстоянии 1,2 км по обоим бортам долины обнажены нижнеаваленские глинистые сланцы. На правом борту ущелья на глинистых отложениях согласно залегает флюидная толща верхнего авалена-бата. Этот контакт расположен на абсолютной высоте 2000 м. На противоположном борту долины, имеющем абсолютную отметку более 2500 м, развиты только глинистые сланцы нижнего авалена. Следовательно, можно допустить, что левый борт ущелья приподнят

относительно правого более чем на 500 м. Эти данные, по нашему мнению, дают основание предположить на этом отрезке р. Левсуретской Арагвы наличие поперечного разлома, представляющего собой крутопадающий взброс или сброс с амплитудой перемещения более 500 м.

Характерные морфологические особенности поперечных разрывов и большая ширина полосы их развития дают основание представить эти нарушения в качестве единой зоны нарушений, являющейся поверхностным отражением в осадочном чехле крупного глубинного меридионального разлома фундамента. Эта зона, по-видимому, должна соответствовать Асса-Арагвинскому линейменту, пересекающему вкрест простирания складчатую структуру Восточного Кавказа.

Асса-Арагвинский линеймент, как дизъюнктивное нарушение неясной природы, был выявлен в результате дешифрирования космических снимков Кавказского региона. Впервые его установил В.Д.Скарятин, затем наличие линеймента подтвердили М.Л.Копп и Л.М.Расцветаев (Скарятин, 1973; Копп, Расцветаев, 1976). Позже В.Г.Трифонов по долине р.Арагвы выделил Барисахойский разлом (Трифонов, 1978). Недавно Р.И.Торозов и другие установили Тбилисский субмеридиональный линеймент, проходящий по р.Ассе и в верховьях р.Левсуретской Арагвы, а также Динвальский, расположенный в среднем течении р.Арагвы (Торозов и др., 1981).

Существование вдоль долины р.Ассы, в пределах развития нижне-среднеюрских отложений, крупного поперечного разлома фундамента предполагалось и при предшествующих геологических исследованиях (Шеняцкий и др., 1973; Коваленко и др., 1977). Было выявлено, что Ассинский поперечный разлом фиксируется по некоторому относительному изменению мощностей нижнеюрских отложений в его западных и восточных блоках. На основании геофизических и структурных данных был установлен левосдвиговый характер смещений вдоль разлома и его сравнительно молодой (не древнее среднеальпийского) возраст. П.Д.Гамкрелидзе и И.П.Гамкрелидзе (1977) отметили наличие длительно развивающегося разлома вдоль р.Арагвы, который ограничивал распространение к западу от этого ущелья фаций Алисигорско-Чинчельтского покрова. Геофизические исследования позволили М.С.Иоселиани и другим выделять разлом по долине р.Арагвы в пределах Картлийской депрессии (Иоселиани и др., 1978). Н.В.Церцвадзе, в результате анализа распространения основных типов минеральных вод Большого Кавказа и линейного расположения источников вдоль ущелья р.Арагвы, пришел к выводу о существовании по этой долине крупного разлома. По его мнению, это нарушение является своеобразным экраном, ограничивающим с востока область распространения углекислых и хлоридно-гидрокарбонатных вод (Церцвадзе, 1980).

Таким образом, существование Асса-Арагвинского разлома подтверждает результаты дешифрирования космических снимков, а также

100

геофизические, гидрогеологические и геологические данные. Однако, тектоническая природа линеймента в целом и в особенности его внутреннего строения до сих пор оставались невыясненными.

Детальные исследования, проведенные нами в рассматриваемом районе, а также изучение существующих геологических материалов, позволили установить характерные черты внутреннего строения зоны линеймента и выявить его тектоническую природу. В частности было установлено, что Асса-Арагвинский линеймент представляет собой крупный трансзональный сдвиг в фундаменте мегантиклинория Большого Кавказа. В осадочном чехле разлом выражен в виде зоны прямолинейных тесноближенных, субпараллельных, крутопадающих и кулисообразно расположенных разрывов различного масштаба, шириной около 5 км. Морфологически эти нарушения являются сдвигами, взбросо или сбросо-сдвигами, а также взбросами и сбросами. Асса-Арагвинский сдвиг разделяет фундамент мегантиклинория на сегменты, из которых восточный относительно западного смещен к северу. На левосторонний характер перемещений по разлому указывает морфология регионального поперечного флексуриобразного изгиба складчатой структуры мегантиклинория в плане, особенно четко выраженного в пределах развития нижне-среднеюрских отложений. Амплитуда смещения, судя по степени изгиба, достигает 5 км.

Аналогичные по характеру деформации складчатые структуры наблюдаются севернее, в низовьях р.Ассы, в районе сочленения Большого Кавказа с Терско-Каспийским краевым прогибом. Здесь отложения мела, палеогена и неогена (миоцен-понтический ярус нижнего плиоцена) образуют резкий коленообразный поперечный изгиб, в результате которого восточная часть структуры смещена относительно западной к северу более чем на 5 км.

На юге дугообразное изгибание складчатой структуры и продольных разрывов в плане четко выражено в неогеновых (миоцен-понтический ярус нижнего плиоцена) отложениях, развитых в нижнем течении р.Арагви, в пределах Куринского межгорного прогиба. Судя по изгибу, амплитуда перемещения по Асса-Арагвинскому разлому здесь превышает 4 км.

Таким образом, суммарная амплитуда Асса-Арагвинского сдвига составляет около 5 км, протяженность в пределах мегантиклинория Восточного Кавказа достигает 100 км. Формирование этого нарушения, по-видимому, связано с альпийским позднеорогенным этапом развития области, что не исключает возможности его унаследованного развития от более древнего (раннекиммерийского) разлома. Как сдвиг с левосторонним смещением он стал развиваться, очевидно, лишь в период роданской или валахской фаз складчатости.

2.5. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕ- И СРЕДНЕПРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УЩЕЛЬЯ Р. АССЫ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ДИАБАЗОВЫХ ДАЕК

Бассейн верхнего течения р. Ассы (выше Скалистого хребта) один из наиболее сложно построенных и своеобразных регионов Большого Кавказа. "Аномальность" его структуры во многом определяется Асса-Арагвинским меридиональным разломом фундамента, проходящим вдоль ущелья одноименных рек и вызывающим резкий флексуобразный изгиб в плане и перестройку на "антикавказский" над всех складчатых и разрывных нарушений чехла. Характерные черты строения зоны глубинного разлома были выявлены и описаны сравнительно недавно (Гюргобнани, Закария, 1982; Гюргобнани и др., 1983).

Детальные структурные исследования ниже- и среднепрских отложений данной области позволили установить ряд особенностей морфологии, поведения, условий проявления и пространственных взаимоотношений различных структурных форм. Ниже излагаются результаты этих исследований.

Складчатость и разрывы

Складчатость меридионального отрезка ущелья р. Ассы между Скалистым и Главным хребтами носит в целом веерообразный вергентный характер с осью веера, проходящей по широте в 2-х км южнее устья р. Бисны. Однако строение как северного, так и, особенно, южного крыльев веера далеко от строго симметричного. Северное крыло между скалистым хребтом и осью веера в общем обнаруживает северную вергентность с южным падением осевых плоскостей асимметричных или опрокинутых на север складок. При этом северная часть крыла веера до развалин с. Пуц сложена относительно открытыми асимметричными складками с более короткими и крутыми северными крыльями антиклиналей. К плу от выхода "пуйских песчаников" тоарского возраста вплоть до осевой черты веера структура становится все более сложной, с крутыми южными и опрокинутыми северными крыльями антиклиналей. В южном крыле веера вергентность складок в общем меняется на южную, но она не постоянна, так как фиксируются и более или менее обширные северовергентные участки. Опрокинутые складки здесь не отмечаются, за исключением неширокой полосы выхода ааленских глинистых сланцев с конкрециями сидерита (гуданская свита) чуть выше урочища Цаллуа. В общем же здесь преобладают слабо асимметричные или же прямые крутокрылые складки с острыми сводами и мульдами, хорошо устанавливаемые детальным исследованием мезо- и микроскладчатых форм и распространением полученных данных на крупные складчатые структуры согласно принципу подобия (Шван, 1963). Крупные складки и в первую очередь их мульды

и сводовые части обычно осложнены мелкой складчатостью. Помимо сильно сжатых складок нередко наблюдаются и весьма пологие, с углами падения крыльев не более 50° . Такие структуры особенно широко развиты в перевальной части Главного хребта (рис. 23), где замечаются к тому же частые отклонения общего ЮВ-СВ простирания складок почти до меридионального.

Таким образом, судя по общей картине структуры истоков р. Асссы, в данном регионе ось интенсивности складчатости совпадает не с водоразделом Главного Кавказского хребта, а подобно оси вергентности проходит значительно (на 20 км) севернее, в южных предгорьях хребта Ардзелом (чуть южнее урочища Бисна).

Одной из самых выдерживающихся на значительных отрезках черт складчатых структур, независимо от их размеров и морфологии, является погружение их шарниров на СВ под весьма большим углом ($40-60^{\circ}$) на меридиональном отрезке от хребта Ардзелом до урочища Цкалшуа. Севернее данного отрезка оси складок почти субгоризонтальны, а к югу вплоть до водораздела Главного хребта и дальше на южном его склоне (в бас. р. Хевсуретская Арагви) оси подавляющего большинства складчатых структур погружаются на ЗМЗ при четко выраженной ЮВ вергентности осевых плоскостей.



Рис. 23. Характер складчатости аяленских песчано-глинистых отложений в окрестностях Колотанского перевала

Что касается разрывных нарушений, то в их распределении в исследованной полосе также замечается определенная закономерность. По всей полосе верхнего течения р. Асссы развиты преимущественно складчатые крутопадающие ($70-80^{\circ}$) на СЗ взбросы и взбросо-сдвиги, совпадающие по простиранию с направлением складчатых структур. Помимо них севернее северных предгорий хр. Ардзелом и по всей равнинной части Ассинской долины до Скалистого хребта, а также к югу от кочевки Цкалшуа до водораздела Главного хребта и южнее (в пределах южного склона) широко развиты и постскладчатые диагональные субвертикальные разрывы, очевидно, сколового характера СВ и СЗ направлений, представляющие соответственно право- и левосторонние сдвиги. Кроме

того, по всей полосе верхнего течения р. Ассы широко развиты вертикальные или крутопадающие разрывы субмеридионального простирания, резко секущие складчатые и связанные с ними структуры. В плане эти нарушения располагаются в виде малопротяженных кулис и по своей природе отвечают левым сдвигам с горизонтальной амплитудой не более первых сотен метров (Гюргобяни, Закарая, 1982).

Выявление морфологических особенностей, а также характера и знака перемещения субширотных согласных складчатых структур разрывов в однородных аспидно- и глинисто-сланцевых породах удается главным образом путем исследования небольших нарушений и характера перемещений по ним отдельных песчаниковых слоев.

Чуть выше слияния рр. Царкостави (Колотана) и Ассы, на левом берегу последней, в аспидных сланцах верхнего плинкобаха с прослоями и маломощными пачками песчаников фиксируется ряд субпараллельных малоамплитудных разрывов с элементами падения сместителей $340/70^\circ$. Характер и знак нарушений легко читается по перемещениям песчаниковых слоев. Разрывы представляют собой нормальные взбросы, во всех случаях взброшены СЗ крылья с амплитудой, не превышавшей 10 см (рис. 24).

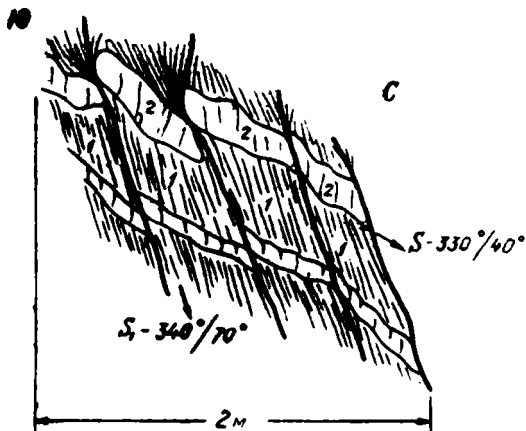


Рис. 24. Серия параллельных взбросов в аспидных сланцах (1) с прослоями песчаников (2) у слияния рр. Царкостави и Ассы

Сходные соотношения наблюдаются почти во всех разломах СВ направления, даже когда в силу гораздо большего вертикального перемещения в сдвиге из крыльев не удавливаются слои, выходящие в другом, бороздки на зеркалах скольжения, как правило, показывают тот же знак движения - взброс ССЗ крыльев. Нередко следы скольжения ориентированы ко-со, под разными углами к простиранию структур, что свидетельствует о более или менее значительной роли горизонтальной составляющей при перемещении и определяет взбросо-сдвиговый характер нарушения.

Вышеприведенная иллюстрация интересна и тем, что позволяет делать некоторые выводы относительно одного из возможных механизмов взрывообразования. В аспидных сланцах, вмещающих прослой песчаников, штивах развит совершенно. Местами более или менее мощные пучки убпараллельных поверхностей кливажа сходятся в определенных точках ровли песчаника и вызывает его разрыв, который затем захватывает се соседние слои, направляясь согласно поверхностям кливажа (см. ис.24). Впечатление такое, что энергия каждой поверхности кливажа осредотачивалась в одной точке и накапливалась до величины, необходимой для разрыва и перемещения гораздо более вязкого песчаникового доя.

Разрывные нарушения надвигового характера в ущ.р.Ассы наблюдаются крайне редко. Была зафиксирована лишь одна дислокация подобного типа в аспидных сланцах плинсбахского (марикс) возраста в 400 ниже слияния рр.Цкаростави и Ассы на правом скальном склоне последней (рис.25). Горизонтальное перемещение надвинутого СЗ крыла не элее 40 см. В том же обнажении наблюдается и более поздний неболь-

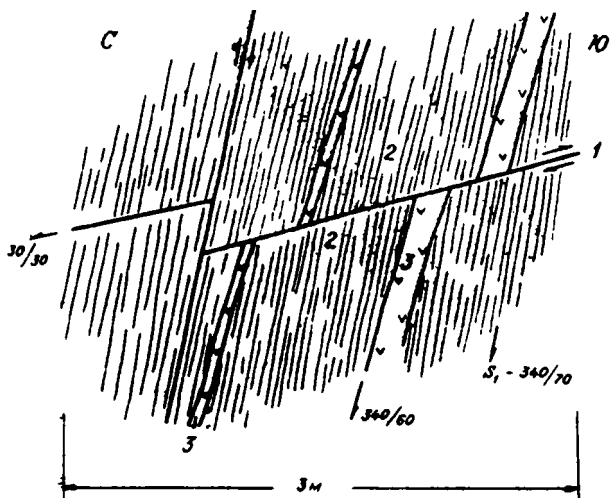


Рис.25. Небольшой надвиг (I) в аспидных сланцах нижнего плинсбаха (2), смещающий диабазовые дайки (3). Правый берег р.Ассы, чуть ниже устья р.Цкаростави

й субширотный разрыв с взброшенным СЗ крылом. Принимая во внимание направление перемещения масс неоднотипных и разновозрастных нашений в данном случае и учитывая аналогичные знаки перемещения повлияющего большинства дизъюнктивов субширотного простирания ущ.р. см, для образования последних сам собой напрашивается механизм

пододвигания Закавказского срединного массива под Большой Кавказ (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1975, 1977) и представление всех их-вергентных складчатых и разрывных нарушений в виде субдуктивных структур.

Малые структурные формы

Кливаж в пределах рассматриваемой территории является самым ярко выраженным структурным типом и носит универсальный характер, затрагивая в разной степени почти все породы нижне-среднеюрских отложений. Последние выходят к югу от северных предгорий Скалистого хребта до Южного склона Большого Кавказа включительно. При устойчивом СВЗ-ВЗВ простирании падение поверхностей кливажа весьма изменчиво на отдельных меридиональных отрезках ущ.р.Асси.

В изменчивости направления и пространственной ориентации кливажа с севера на юг в указанных пределах замечаются следующие особенности. На севере территории в южных предгорьях Скалистого хребта и в равнинной части ущелья р.Асси, на площади развития среднеюрских аргиллитов с прослоями и пачками песчаников кливаж не развит. Аргиллиты подвержены лишь тонкой раковистой, реже сферообразной отдельности или рассланцованы согласно напластованию. К югу, по мере возрастания интенсивности складчатости, отдельность глинистых пород становится все более упорядоченной, аргиллиты постепенно приобретают глинисто-оланцевый облик и чуть выше развалин Пуй в глинистых прослоях т.н. "пуйских песчаников" появляются северовергентные (с падением на ЮВ $50-170/60-80^\circ$) шероховатые поверхности грубого кливажа. Такие пространственные соотношения кливаж сохраняет и южнее, вплоть до южных предгорий хр.Арджелом (рис.26). На этом отрезке (около 9 км) по мере возрастания в нисходящем разрезе роли тоарских глинистых и особенно плинсбахских аспидных сланцев (начиная с устья правого притока Нелх) кливаж становится совершенным, с частыми гладкими поверхностями. В 2-х км южнее правого притока Бисна кливаж приобретает уже южную вергентность, падая на СВ $320-350/60-80^\circ$ и не меняясь до развалин на правом берегу р.Асси (~5 км). Далее к югу от ущ.р.Цкаростава до урочища Цкалгуа поверхность кливажа опять опрокидывается на север, приобретая падение ЮЗВ $150-180/60-85^\circ$. Вышкочевки Цкалгуа до водорадела Главного хребта падение кливажа весьма непостоянно, меняется от северного до южного через вертикальное местами приобретает даже меридиональное простирание, круто падая на ЮЮ $100-120^\circ$ (см.рис.26).

Генетически тесно связанный со складчатостью кливаж наглядно и полнее отражает общее направление структур (большую тектонику) с ласты, нежели отдельные частные складки, нередко обнаруживающие более или менее значительные отклонения от общего плана. Сланцеватые текстуры и в первую очередь кливаж осевой плоскости (структурный

тип S_1), обусловленные течением пород при продольном сжатии слоев, всегда точно воспроизводят главные, в общем перпендикулярные к сжатию, тектонические направления, независимо от формы, характера и направления частных складчатых форм, с которыми они пространственно связаны (например, при- или надломных складок, периферических и центриклинальных замкнутых флексурных перегибов и т.д.). Благодаря такой "приверженности" кляваза общему структурному плану всякое более или менее ощутимое отклонение его пространственной ориентации сразу же ставит вопрос об изменении условий деформаций и тем самым — о причинах последнего.

В нашем случае изменение южной вергентности падения кляваза на северную в урочище Бисна следует объяснить общей тенденцией складчатого сооружения Большого Кавказа к веерообразному строению с осью симметрии, проходящей не по Главному хребту, а гораздо (в 20 км) севернее. А неоднократное изменение падения кляваза на противоположное, наблюдаемое в южном крыле верра, нужно представить как нарушение единой первоначальной ориентации в отдельных крупных блоках при их неравнозначных движениях по субширотным разломам. Что касается меридионального и близких к нему простираний кляваза в истоках р. Ассы, то их также следует считать вторичным явлением, выразившимся в левостороннем повороте исходно ССВ направления поверхностей кляваза под воздействием значительных на данном участке субмеридиональных левосдвиговых движений.

Важность кляваза как показателя плана и стиля деформации пород, а также эффективного средства расшефровки

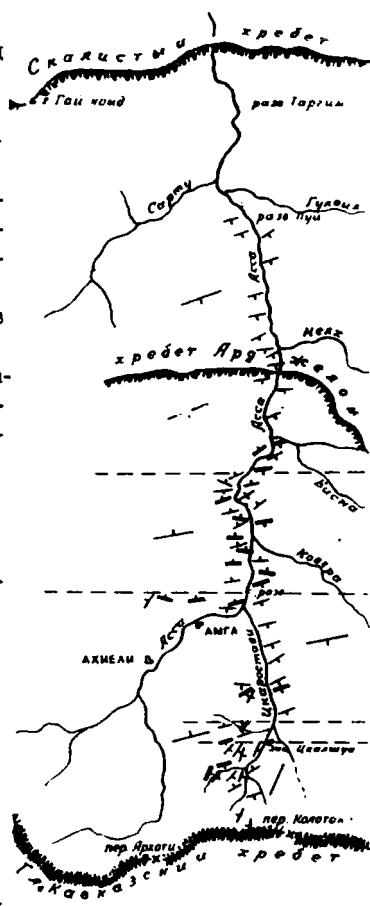


Рис. 26. Ориентировка кляваза и второй сланцеватости в нижне- и среднеюрских отложениях уш. р. Ассом между Главным и Складистым хребтами Большого Кавказа. 1 — азимуты падения кляваза осевой плоскости; 2 — азимуты падения второй сланцеватости; 3 — господствующие азимуты падения кляваза осевой плоскости в отдельных широтных участках; 4 — границы участков с различной вергентностью кляваза осевой плоскости

характера и условий развития всех других структурных форм трудно переоценить. Будучи наиболее проникаемым в среду структурным типом, он тесно пространственно взаимосвязан со всеми литостратиграфическими (глинистые и аспидные сланцы, алевролиты и песчаники), магматическими (диабазовые дайки и лавы типа "пиллоу") и структурными (складчатые и разрывные нарушения, будинаж и муллион структуры, плейчатость, "кинк-банди" и т.д.) единицами. С последними кливаж связан и тесным генетическим родством, и это — самая замечательная и важная его особенность.

В глинистых породах наиболее ярко проявлен кливаж осевой плоскости, рассекая на тончайшие (0,5–1,0 мм) пластины и превращая их в глинистые и аспидные сланцы. Песчаники также подвержены делимости вдоль более отдаленных (первые см) друг от друга поверхностей в зависимости, главным образом, от гранулометрического состава породы, а не от мощности слоя. При переходе в слой песчаника поверхности кливажа испытывают рефракцию и располагаются в нем в виде прямого веера. В толстых слоях песчаника, чередующихся с тонкими слоями сланцев, наблюдается в S-образное изгибание поверхностей раздела.

Особого упоминания заслуживает весьма частое явление непривычной фрагментации заключенных в сланцы песчаников на угловатые закономерные куски пород (рис. 27). Поверхности кливажа, не изменяя элементов залегания, продолжают внутри песчаника на 2–3 см от кровли и подошвы, почти стирая их. Вместо них появляется несколько четких ломаных поверхностей внутри слоя. Одна система изломов повторяет поверхности кливажа; другая — близка напластованию. Поэтому наблюдаемую картину следует рассматривать как следствие совместного проявления напряжений и движений, действующих вдоль поверхностей кливажа и сложности на крыльях складок в процессе сжатия. Во всяком случае, участие кливажа в фрагментации песчаниковых слоев бесспорно. Возможно, описанное явление сродни образованию параллельных валиков и желобков на поверхностях напластования, возникающих в результате пересечения последних поверхностями кливажа и являющихся четко выраженными линейными текстурами (Казиков, 1976), указывающими на направление и величину погружения шарниров складок. Правомочность такого механизма фрагментации и излома или волнистости поверхностей песчаниковых слоев хорошо подтверждается отсутствием подобных явлений на крыльях ~~наклонных~~ складок, где поверхности кливажа осевой плоскости параллельны слоям и не могут их пересекать.

Детальные исследования рассматриваемых слоев показали, что в процессе складкообразования при общем сжатии происходило послойное растяжение материала — по направлению перпендикулярное, по величине прямо пропорциональное общему сжатию. Это хорошо подтверждается фактами утонения слоев в крыльях подобных складок. Причем пластичные (глинистые) слои подвергаются кливажу, а более вязкие (песчаники,

кварцита), удлиняясь в том же направлении, испытывают диабаз. С нарастанием деформации и степени сжатия складок отдельные фрагменты разорванных вязких слоев отдаляются друг от друга и образовавшиеся просветы заполняются новообразованными минералами (кварц, кальцит) или материалом соседних пластических слоев. Так что будиная следует рассматривать как результат растяжения, вызванного общим сжатием. В верхнем течении р. Асы будиная в разной степени подвержены все породы, включенные в аспидные сланцы - песчанники, кварциты, диабазовые дайки. Можно привести множество примеров, иллюстрирующих разрывание и будинирование жестких слоев

(рис. 28) и растаскивание или смещение их отдельных фрагментов друг относительно друга. Особенно впечатляет будиная мощных диабазовых даек. Наблюдаются и факты совместного захвата этим явлением ряда

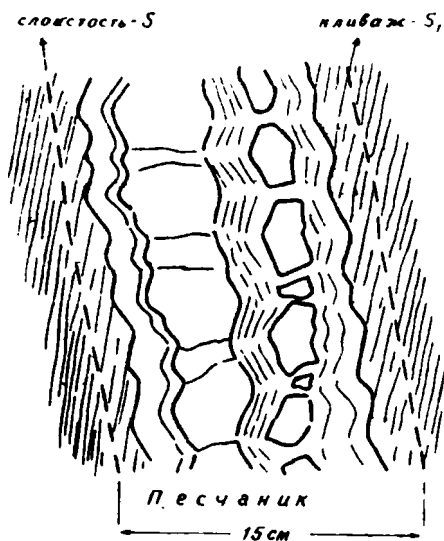


Рис. 27. Волнистость и фрагментация слоя песчанника в аспидных сланцах нижнего плинсбаха. Окрестности ущ. р. Ковгра

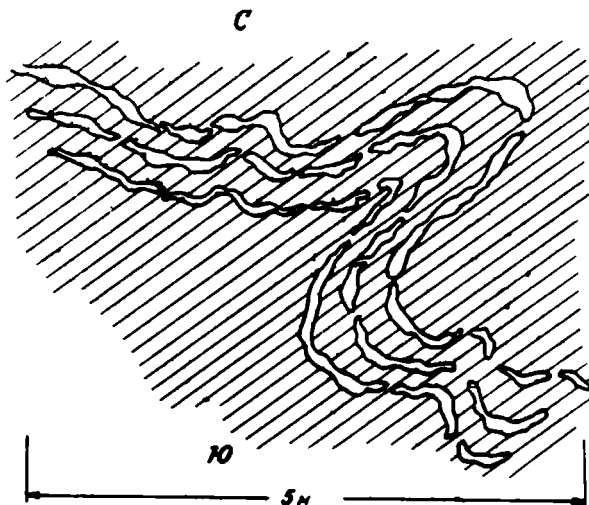


Рис. 28. Будина тонких прослоев песчанников в глинистых сланцах аалена. Левый исток р. Цваростава

параллельных даек общей мощностью около 10 м до полного отрыва и отделения разрозненных блоков (рис.29).

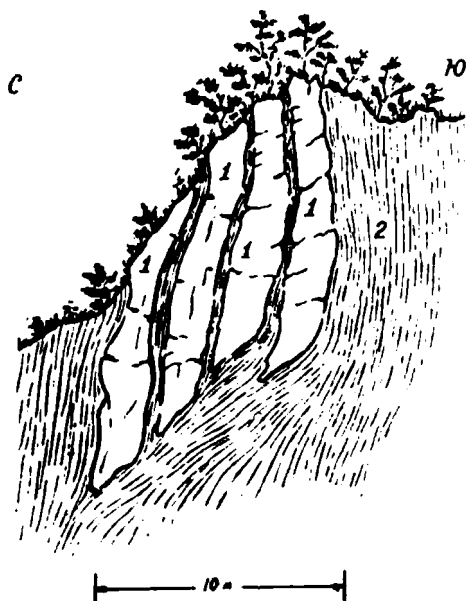


Рис. 29. Будняк серии диабазовых даек (1), заключенных в аспидных сланцах нижнего плинсбаха (2). Правый берег р.Асси ниже устья р.Цкаростави

Совместное проявление процессов сжатия и растяжения происходили и в области шарнира складок – растяжение в гребневой и сжатие в ядерной части одного и того же смятого в складку слоя, что хорошо подтверждается развитием соответствующих микроструктур – трещин растяжения на гребне складки жесткого слоя подчеркивающих избыток пространства в этой зоне, в то время, как в ядре того же слоя недостаток пространства вызывает образование микроскладок и втекание в них материала прилегающего более пластичного слоя. На зоны локального напряжения минералы реагируют распадом в зонах сжатия и перекристаллизацией в зонах растяжения или пониженного давления ("тектонически защищенные

зоны"). Такое поведение минералов составляет основной механизм внутренней деформации пород (по Дарки) и, обеспечивая ее постоянное развитие, создает предпосылки для проявления процесса метаморфизма. Однако вопросы совместного протекания и взаимозависимости процессов деформации и метаморфизма выходят за рамки настоящей работы.

Небезынтересен и вопрос о поведении уже расслабленных пород оказавшихся затем в сфере воздействия контактового метаморфизма. Уже давно замечено, что сланцеватость или клявак в контактах интрузивных тел стирается и тем легче, чем больше способность первичных пород к расслаблению. Иначе говоря, для стирания клявака песчанистой или кварцитовой породы необходим гораздо более интенсивный контактовый метаморфизм, нежели для "снятия" сланцевой текстуры с глинистого сланца. Последние даже в контактах маломощных интрузий легко теряют сланцеватую текстуру, превращаясь в массивные роговики. При этом тождественные по составу и степени расланцевания породы, развитые по соседству, различно реагируют на контакт — метаморфизм в зависимости

ти от состава воздействующей интрузии. В частности, совершенно сходные по всем показателям аспидные сланцы плинсбахского возраста уш. Ассы, окутанные дайками диабазов и альбитофиров, в первом случае обнаруживают гораздо большую степень контактового преобразования, вплоть до полного исчезновения кливажа в роговиках. Наблюдения в других регионах Кавказа (Верхняя Сванетия, Дзирульский массив) также свидетельствуют о том, что степень исчезновения кливажа в глинистых и аспидных сланцах зависит от основности контактирующей интрузии. Из этого следует, что, во-первых, чем больше склонна порода к кливажу, тем легче лишается она приобретенной уже сланцеватости при контактовом метаморфизме и, во-вторых, в этом обратном процессе "ретро-кливажирования" главная роль, несомненно, принадлежит термальному фактору контактового метаморфизма, а не минерализующему; минерализующее воздействие метаморфизма вряд ли отрицательно влияет на текстуру породы, напротив, очевидно, даже подчеркивает ее планпараллельным расположением новообразования минералов.

Детальные исследования мезоскопических складок и связанных с ними малых структурных форм показали, что в аспидных сланцах нижней зоны, помимо главного (осевой плоскости) кливажа S_1 , почти повсеместно развит и другой, родственный ему структурный тип, представленный системой также тесно сближенных и четко выраженных поверхностей, известных в литературе под различными названиями (плойчатая сланцеватость, ненастоящий кливаж, гофрирование, вторая сланцеватость, наложенный кливаж, кливаж плойчатости). Рассматриваемый нами структурный тип с наиболее подходящим названием "вторая сланцеватость" (учитывая более позднее его происхождение и менее универсальное, по сравнению с главным кливажем, развитие) возникает лишь в уже рассланцованных породах, т.е. породах, обладающих ярко выраженной механической анизотропией. Для второй сланцеватости S_2 характерно большое разнообразие форм проявления. В простейшей своей форме макроскопически она чаще всего выражена различной интенсивности гофрировкой или плойчатостью поверхностей сланцеватости (кливажа) S_1 . Наиболее совершенная форма данного структурного типа представлена уже весьма сближенными субпараллельными поверхностями раздела S_2 . Поверхности S_1 и S_2 пересекаются. Азимутальное расхождение между ними колеблется в пределах $20-60^\circ$, чаще всего оно равно $30-35^\circ$, а падают они то в противоположных румбах, то в одном направлении, обычно под крутым углом. Каких-либо перемещений одной системы поверхностей по отношению к другой не замечается, но нередко в местах пересечения поверхности одной из систем флексуобразно изогнуты, что дает определенное представление о последовательности их возникновения. Деформированы, как правило, поверхности главного (осевой плоскости) кливажа S_1 . — факт. ходоно укладывающийся в рамках представления об их более

раннем зарождении, очевидно связанным с первой же чувствительной фазой складкообразования.

Структурный тип S_2 или вторая сланцеватость в общем не имеет регионального развития. Как правило, он ограничен узкими зонами разломов, и переход от слабого его проявления к интенсивному обычно прослеживается на относительно небольших участках. Но в ущелье р. Асса, в силу чрезвычайного развития разрывных нарушений, вторая сланцеватость S_2 с большей или меньшей четкостью представлена повсеместно. Под воздействием S_2 поверхностей главный кливаж S_1 часто испытывает пloidчатость или образует структуры типа кинк-банд (полос излома), теряя при этом свою индивидуальность, т.е. первоначальную ориентацию. Но в ущелье р. Асса в подавляющем большинстве случаев обе системы поверхностей развиты четко.

Полосы излома (смятия) или кинк-банды представляют собой своеобразные зоны поверхностей кливажа, расчлененные субпараллельными поверхностями (скалывания?) S_2 , образующими в целом зоны параллельных сопряженных складок или флексур. В аспидных и глинистых сланцах ущ. р. Асса данный структурный тип проявлен весьма часто и в разных масштабах. В пределах одного образца (рис. 30) структура представлена двояко; в одном случае в виде комбинации изломанных поверхностей S_1 и секущих их более поздних поверхностей S_2 , а в другом - поверхности S_1 без разрыва просто сильно изогнуты по воображаемым поверхностям той же S_2 ориентации (вяжкие разрывы). В другом случае зона

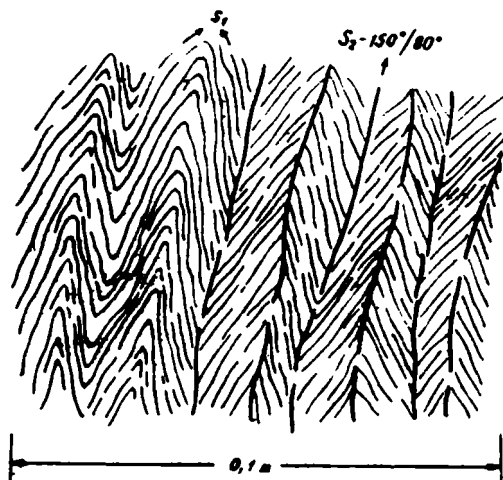


Рис. 30. Стадии развития второй сланцеватости в полосах излома (кинк-бандах) домероко-нижнегоарских глинистых сланцев. Окрестности Горгу, левый склон р. Цароставы

излома охватывает уже все обнажение, и здесь разные отрезки поверхностей кливажа S_1 показывают разные углы вращения относительно неравномерно развитой системы второй сланцеватости S_2 . По своей морфологии подобные структуры вполне заслуживают называться складками, а по своей механической природе явно оправдывают название сколовых. Нередко кинк-банды и рассматриваются в качестве особых проявлений сдвиговых (сколовых) деформаций, связанных с одноименными разрывами.

Вопрос пространственных и возрастных взаимоотношений диабазовых даек с развитыми во вмещающих аспидных сланцах текстурами заслуживает особого рассмотрения, поскольку проблема возраста диабазов Большого Кавказа сама по себе все еще является спорной.

Уже давно было показано: 1) диабазы, судя по формам залегания и постоянной ассоциации с порфиридами и пирокластолитами, кристаллически-зернистые, их следует считать особым видом эффузивных пород (Левинсон-Лессинг, 1949); 2) в районе Архотского перевала выделяются две диабазовые формации — Колотанская и Ассинская. Для первой характерно тесное пространственное и генетическое родство интрузивных (субвулканических — О.Д.) и эффузивных диабазов и порфиритов, содержащих кислый плагиоклаз и свежий пироксен, вторая же — представлена исключительно дайками, и в них породу образуют основной плагиоклаз (лабрадор) и уралитизированный пироксен; 3) колотанский тип диабазов представляет собой аналог спилитовой фации, начинающей на Кавказе единый нижне- и среднеюрский магматический цикл и сменяющийся вверх вулканидами нормальных лабрадоровых порфиритов (Дзоцендзе, 1942).

Колотанские (т.е. спилитовые) диабазы на основании несомненной пространственной и генетической связи с подушечными лавами того же состава и стратиграфического положения последних среди глинисто-сланцевых пород домерско-нижнетюрского возраста достаточно убедительно датируются тем же отрезком времени.

Что же касается возраста диабазовых даек ассинского типа (т.е. лабрадоровых), то по этому вопросу нет единого мнения. Эти дайки не сопровождаются эффузивными аналогами или пирокластолитами, но пространственно сосредоточены исключительно в нижней части толщи аспидных сланцев раннеплинсбахского (карикс) возраста. Однако, учитывая явно секущую природу даек ассинского типа, послекарикский их возраст не может вызывать сомнений. Более того, исходя из общего хода развития ранне- и среднеюрского вулканизма на Кавказе, в котором "лабрадоровая" фация проявляется, как правило, позже "спилитовой" (т.е. позже домер-раннетюрского интервала), внедрение ассинских диабазов следует отнести к еще более позднему времени. Вышеуказанное "несоответствие" геологической обстановки с общими петрологическими соображениями (приуроченность относительно молодых даек к более древним аспидным сланцам) и стало причиной того, что диабазы ассинского типа описывались то как батские, то часть из них относилась к лейасу, а другая к бату, то "омолаживались" до послекелловейских или же опускались в доюрское время.

В связи с упомянутыми трудностями в решении вопроса о возрасте диабазовых даек ассинского типа немаловажную роль приобретают

условия их залегания во вмещающих сланцах. Уже первыми исследователями "диабазового" вулканизма Большого Кавказа было замечено, что ассинские диабазы представляют собой "пластовые по сланцеватости жилы", которые внедрились во вмещающие сланцы "по круто падающей сланцеватости".

Недавно аналогичные соображения о постскладчатом возрасте диабазовых даек уральитово-лабрадорового состава, секущих породы кистинской и циклаурской свит Дарьяльского ущелья (Чихрадзе, 1980) и даек ассинского типа, "сидящих" в поверхностях кливажа осевой плоскости вмещающих сланцев (Беридзе, 1983; Гюргобяни и др., 1983), были высказаны более опраделенно.

В ряде работ, посвященных геолого-петрографическому изучению рассматриваемого региона, высказано мнение о залегании диабазовых даек согласно поверхностям кливажа. При этом подразумевается, несомненно, кливаж осевой плоскости, т.к. наличия другой системы поверхностей сланцеватости никто пока не отмечал. Между тем детальные наблюдения, проводившиеся автором в 1983-84 гг., показали, что мнение, господствовавшее на протяжении столь долгого времени, не соответствует (или, по крайней мере, не всегда) действительности и требует уточнения. В этом не трудно убедиться, изучив пространственные взаимоотношения поверхностей напластования, сланцеватости и диабазовых даек чуть ниже слияния рек Цкаростави (Колотани) и Ассы, где последние явно секут в слое песчаников и поверхности кливажа вмещающих сланцев (рис.31), причем некоторые диабазы и сами рассланцеваны по общему плану. Из данных взаимоотношений следует, что диабазовые дайки несо-

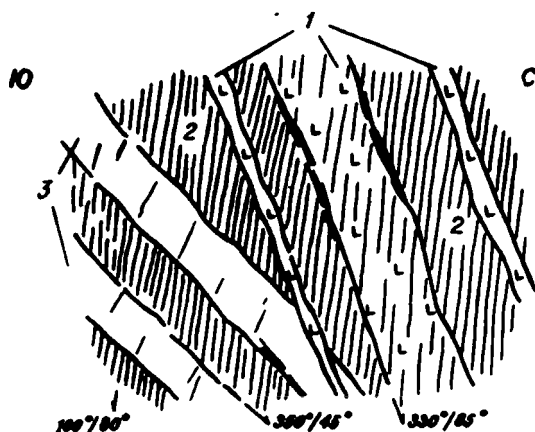


Рис.31. Пространственные взаимоотношения диабазовых даек (1) ассинского типа (уральитово-лабрадоровых) с поверхностями напластования и кливажа в нижнейдинсбахских аспидных сланцах (2) с прослоями песчаников (3). Правый берег р.Ассы ниже устья р.Цкаростави

менно моложе фазы складчатости и кливажеобразования. При этом факт рассланцевания даек, якобы свидетельствующий в пользу их более древнего возраста, по сравнению с нижнековенским кливажем, следует истолковывать как следствие относительной длительности процесса развития кливажа, т.е. продолжения движения материала вдоль поверхностей кливажа осевой плоскости и после внедрения диабазовых даек.

В пойме одного из небольших левых притоков р. Ассы, берущего начало на восточном склоне г. Зетука, в тонкополосчатых аспидных сланцах нижнего плинсбаха замеряются две совершенно развитые системы поверхностей - главного (осевой плоскости) кливажа S_1 и второй (наложенной) сланцеватости S_2 , с элементами падения соответственно $340/Ю^0$ и $10/70^0$ (рис. 32а). Сланцы секутся двумя диабазовыми жилами (мощность 10 и 1,5 см), "сисящими" в S_2 поверхностях. Более того, одна из жил удвоена и обе ветви следуют опять-таки по S_2 поверхностям. Чуть выше, более тонкая жила диабаза, следующая по S_2 поверхности, испытывает излом, за небольшим отрезке залечивает одну из S_1 поверхностей, а затем продолжается опять в прежнем S_2 направлении (см. рис. 32б). Многочисленные повсеместные наблюдения показали, что вышеописанные взаимоотношения не случайность или исключение, а скорее всего закономерность.

Следует отметить, что для наблюдений над пространственными взаимоотношениями диабазовых даек с поверхностями кливажа - сланцеватости - наиболее благоприятны субгоризонтальные срезы обнажений, например, как в нашем случае, в поймах небольших речек и балок (см. рис. 32а, б), где на отполированном дне лучше всего фиксируются и сечения даек, и следы обеих крутых S_1 и S_2 поверхностей кливажа.

Из всего вышеизложенного конечно не следует, что диабазовым дайкам "запрещено" залечивание поверхностей более древнего по происхождению кливажа осевой плоскости S_1 . Такие случаи, хотя и редко, все же наблюдаются (см. рис. 32б), но тяготение даек к S_2 поверхностям совершенно очевидно.

Таким образом, на основании приведенных фактов можно сделать некоторые выводы.

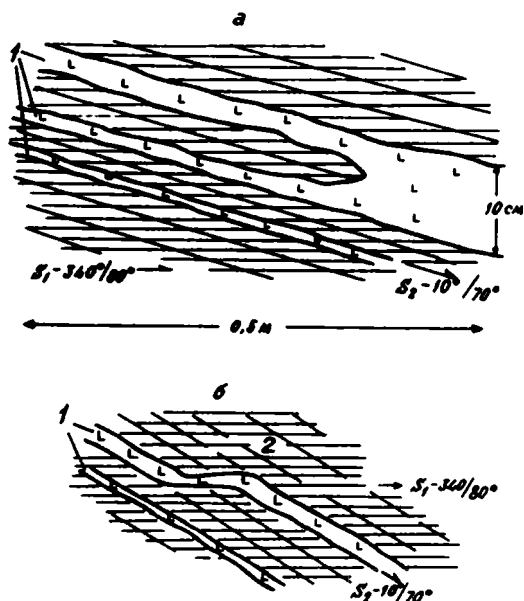


Рис. 32. Размещение диабазов ассинкского типа (1) согласно поверхностям второй сланцеватости (S_2) аспидных сланцев (2). Левый приток р. Ассы чуть ниже устья р. Царостави

1) ко времени внедрения даек обе системы поверхностей - и кливажа осевой плоскости S_1 , и второй сланцеватости S_2 - уже существовали;

2) зарождение поверхностей кливажа осевой плоскости, генетически непосредственно связанного с первой же чувствительной фазой складчатости f_1 , предшествовало второй сланцеватости S_2 . Последнюю следует считать результатом последующей фазы деформации;

3) ко времени внедрения диабазовых даек степень механической проницаемости или зияния S_2 поверхностей превосходила таковую поверхностей кливажа осевой плоскости S_1 , чем и следует объяснить преимущественное размещение даек в первых.

Вышеизложенные наблюдения, с учетом общих петрологических соображений, дают возможность сделать некоторые выводы о природе и относительном времени внедрения диабазовых даек ассинского типа верхнего течения р.Ассы.

1. Дайки лабрадорных диабазов устья р.Ассы являются продуктом вулканизма трещинного типа (отсутствие эффузивных и взрывчатых составляющих).

2. Исходя из общей закономерности развития ранне- и среднеюрского вулканизма Большого Кавказа, ассинские лабрадорные диабазы следует считать образованиями несколько моложе колотанских "спилитовых" диабазов и подушечных лав несомненно домер-раннетоярского возраста.

3. Преимущественно согласные с напластованием (силловые) формы залегания диабазов колотанского (спилитового) типа склоняют к предположению, что фаза деформации f_1 , обусловившая зарождение кливажа осевой плоскости S_1 , проявилась после "спилитовой" фазы вулканизма, т.е. после раннего тоара, возможно, в позднем тоаре (о восходящих движениях этого времени свидетельствует горизонт Пуйских песчаников). Поверхности же второй сланцеватости S_2 , ставшие преимущественными путями проникновения диабазовых даек ассинского типа, зародились позже, в связи с проявлением следующей (байосской?) тектонической активности f_2 , вызвавшей, очевидно, и временное закрытие S_1 поверхностей.

4. Обе системы поверхностей - и кливаж осевой плоскости S_1 и вторая сланцеватость S_2 - и обусловившие их тектонические движения f_1 и f_2 должны были проявиться до байосского века, т.к. батская фаза складчатости на всем Кавказе знаменуется уже мощным гранитоидным магматизмом.

Интересно, что в пользу в общем байосско-батского времени внедрения даек "Казбежского диабазового пояса" высказываются и другие авторы (Гущин, 1986). В то же время, нельзя считать обоснованным представление о внедрении серии даек и силлов, образующих т.н. "ди-

абазовый пояс" и крупных интрузий гранитоидного состава в одном и том же отрезке времени "общей инверсии геотектонического режима", т.е. в конце батского века (Панов, 1976). Вряд ли можно относить к одной и той же фазе вулканическую активность основного (авгит-лаблаторового) состава и проявление гранитоидного магматизма. Коль скоро последний принято связывать по времени с общей инверсией геотектонического режима раннеальпийского цикла (предкелловейская или батская фаза), то внедрение диабазовых даек ассинского типа естественно рассматривать в качестве жильной фации мощно выраженного по соседству (на Южном склоне Большого Кавказа) байосского вулканизма. Кстати, подобное же мнение о возрасте даек ассинского типа высказал М.А.Беридзе (1983), считавший вполне естественным проявление в сланцевых геосинклиналях дайкового комплекса, по своему петрохимическому характеру соответствующего "лабradorовой фазе" мощного байосского вулканизма.

Таким образом, наиболее вероятным временем внедрения диабазовых даек ассинского типа следует считать байосский век. Эти дайки проникали по S_2 -поверхностям, уже существующим к этому времени. Что касается рассланцевания даек, то его следует объяснить обновлением движений по S_1 -поверхностям при дожатии складчатых структур в результате проявления послебайосских фаз (в первую очередь батской) складчатости.

3. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТониКИ ФЛИШЕВОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Н.Ш.Салуквадзе

3.1. СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАС.Р.АРАГВИ

В бас.рр.Арагви и Шавис Арагви и в прилегающих районах (междуречье Дзахви-Алазани) палеогеновые отложения (включая датский ярус) принимают участие в строении тектонических подразделений Жинвальско-Гомборской подзоны, представляющей собой крайне сложно построенную часть Местийско-Тянетской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Для исследуемого региона, по утверждению ряда исследователей, характерно покровное строение. Развивая эту концепцию, некоторые авторы (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977; И.Гамкрелидзе, 1984) пришли к выводу, что каждый покров (шарьяж) в свое время представлял самостоятельную структурно-фациальную зону.

Ряд вопросов геологии этой части Южного склона Большого Кавказа все еще остается невыясненным или малоизученным. Кроме того геология, в том числе и стратиграфия палеогеновых отложений, нередко

трактуются весьма произвольно. В расшифровке геологического строения Кинвальско-Гомборской подзоны и смежных территорий немалую помощь могут оказать результаты изучения стратиграфии и палеонтологии палеогеновых образований. Надо в первую очередь установить и уточнить возраст, состав, объем, фациальные изменения и взаимоотношения наблюдаемых здесь литостратиграфических единиц. Вопросов, как видно, набирается немало. Полученные в последние годы данные позволяют, на наш взгляд, вплотную подойти к решению некоторых из них.

Палеоген Восточной Грузии вообще и Кинвальско-Гомборской подзоны в частности характеризуется неоднородным строением. В разных местах палеогенового морского водоема этой части Грузии существовали очевидно, неодинаковые условия осадконакопления и обитания организмов. Распределение литофаций и расселение сообществ фауны, по всей вероятности, контролировались палеотектоническими особенностями (разломы глубокого заложения и др.).

Примерно на территории Кинвальско-Гомборской подзоны располагалась т.н. Дзахско-Иорская структурно-фациальная зона (рр. Большая Дзахви, Коани, Арагви, Шавис-Арагви, Иори, Ильто) с четко индивидуальной седиментационной характеристикой и специфическими условиями геологического развития. Здесь в палеоцене и эоцене отлагались в основном флишевые или флишеподобные осадки. Южнее находилась Ршонско-Куринская фациальная зона. Она охватывала Грузинскую глыбу и прилегающую к ней с севера южную периферийную часть Гагрско-Джавской зоны. В эту фациальную зону, по-видимому, входил и Коанско-Аркальский параавтохтон (бас.р. Аркала и др.), который считается «отторженцем» автохтонного комплекса восточного продолжения Гагрско-Джавской зоны (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977). В данном морском бассейне в палеоцене и эоцене формировались преимущественно карбонатно-терригенные породы.

Палеогеновые отложения на рассматриваемой территории характеризуются сравнительно бедным в видовом отношении составом фауны и флоры. Скудность палеонтологического материала в определенной мере затрудняет выделение здесь зональных подразделений. При расчленении указанных отложений приходится руководствоваться литологическими особенностями пород. По этим признакам палеогеновые флишевые образования Кинвальско-Гомборской подзоны были подразделены на отдельные литостратиграфические единицы (свиты, слои) еще в конце 20-х и начале 30-х годов Н.Б. Вассоевичем и В.П. Ренгартеном.

В изученной части Кинвальско-Гомборской подзоны над маастрихтскими образованиями (сабузская свита) местами с размывом залегают осадки кватерской свиты. Последняя была выделена Н.Б. Вассоевичем в окрестностях г. Кветера, в ущелье р. Хевгрдзели (правый приток р. Ильто). Породы свиты здесь обнажаются севернее устья р. Церебисхеви (левый приток р. Хевгрдзели). Разрез расположен в крайней южной части,

выделенной Н.Б.Вассоевичем, Чиаурской тектонической зоны. В настоящее время разрез относят к Садзегурско-Шахветильскому покрову (П.Гамкрелдзе, И.Гамкрелдзе, 1977; И.Гамкрелдзе, 1984). Свита представлена чередованием преимущественно тонкослоистых серых, темно-серых и зеленовато-серых известковистых аргиллитов, кварцевых песчаников, песчанистых и глинистых известняков и мергелей. Карбонатность пород сверху уменьшается. На нижней поверхности песчанистых слоев нередко наблюдаются флишевые фигуры - иероглифы. В нижней части свиты обычно присутствуют темно-серые, почти черные кремнистые породы. Общий литологический состав свиты в пределах Садзегури-Шахветильского покрова (шарьяла) меняется незначительно. Местами (р.Саканапесхеви и др.) наряду с маломощными слоями встречаются и более толстые слои (до 0,8 м). Отложения данной свиты и образование вышележащей шахветильской свиты почти повсюду связаны постепенным переходом. Что же касается нижней границы, то она по литологическим признакам отбрасывается довольно четко. Мощность рассматриваемой свиты в изученных разрезах достигает 40-45 м.

В южной части Садзегурско-Шахветильского покрова образования четверской свиты принимают участие в строении т.н. фронтальной чешуи (р.Саканапесхеви). Они пользуются большим поверхностным распространением в обоих крыльях Хевкрийской (Саканапесхевской) синклинали, развитой в пределах Долошской чешуи указанного покрова (шарьяла). В северном крыле этой синклинали, в ущелье левого притока р.Арагви (юго-западный склон г.Бодави) выше мергелей и известняков сабуеской свиты прослеживается слой конгломерат-брекчий (2-3 м), а затем породы четверской свиты (30-35 м). Обнажения последней имеются также в ущ.р.Шависо Арагви. Здесь у моста близ старой ГЭС мощность свиты 35-40 м.

В Алисигорско-Чинчвельском покрове, расположенном восточнее р.Арагви, аналогом вышеописанных отложений, очевидно, является босельская свита. Образование этой свиты обнаруживают большое литологическое сходство с породами четверской свиты и занимает тот же стратиграфический интервал. Свита была выделена и прослежена Н.Б.Вассоевичем (1931, 1933) в разрезах т.н. Чинчвельского покрова. По мнению Р.А.Гамбашидзе (1979), этот стратон является, по-видимому, более мелководной фазией четверской свиты.

Вопрос о возрасте и той и другой свиты нельзя считать окончательно решенным. Одни авторы относят их к датскому ярусу, а другие - к маастрихтскому и датскому ярусам. Основанием для второго вывода послужила фауна орбитонд, которая была найдена в нижней части обеих свит еще Н.Б.Вассоевичем более полувека тому назад и которая обычно характерна для маастрихта. Однако, как выясняется из последующих работ и из наших наблюдений, орбитонды приурочены преимущественно к основанию названных свит - к конгломерат-брекчиями. Часто встречаются

обломки орбитолд. Примерно в средней и верхней частях босельской свиты Р.А.Гамбашидзе (1979) указывает на наличие мелких фораминифер, которые свойственны датскому ярусу. Такое положение дел, по мнению ряда исследователей, "ставит под сомнение первичность залегания отмеченной в свите (имеется в виду четверская свита.— Н.С.) фауны фораминифер маастрихта" (Гамбашидзе, 1979).

Важно отметить, что в известковистых аргиллитах из средней части четверской свиты (р.Хевгрдзели) были найдены мелкие фораминиферы зоны *Globorotalia pseudobulloides* (здесь и далее мелкие фораминиферы опр. М.Качарава). О принадлежности этой зоны к датскому ярусу сомневаться не приходится. В верхних слоях той же свиты (р.Саканапесхеви) был обнаружен комплекс нанопланктона зоны *Chiasmolithus danicus*, которую относят к верхней части дания (здесь и далее нанопланктон определен Т.Гавтадзе).

Судя по всему, четверская свита Садзегурско-Шахветильского покрова и ее стратиграфический аналог — босельская свита Алисгорско-Чинчвельтского покрова скорее всего относятся к датскому ярусу.

Отложения описанных свит в разрезах Садзегури-Шахветильского и Алисгорско-Чинчвельтского покровов (шарьяжей) выше сменяются образованиями, выделенными Н.Б.Вассоевичем и в том и в другом покрове (Чаурская зона и Чинчвельтский покров, по автору) под наименованием шахветильской свиты. Типичный разрез свиты находится в окрестностях с.Шахветили (бас.р.Ильто, правый приток р.Алазани). Свита складывается чередованием темно-серых, местами почти черных, иногда зеленовато-серых (преимущественно в верхней части свиты) неизвестковистых или почти неизвестковистых аргиллитов и слабоизвестковистых мелкозернистых кварц-граувакковых серых песчаников (мощность прослоев песчаников — 0,03—0,2 м). Слабая известковистость пород наблюдается в основном в верхней части свиты. Мощности свиты в разрезах бас.р.Арагви достигает 120 м.

Шахветильская свита является одним из наиболее широко распространенных стратиграфических подразделений палеогена Хинвальско-Гомборкой подзоны вообще и исследованной территории в частности. В Садзегури-Шахветильском покрове породами свиты и залегающими выше более мощными стратонами зоцена сложены в основном мульды синклиналичных складок. Так, по р.Саканапесхеви (ближе к устью) они принимают участие в строении сильно сжатой синклинали фронтальной чешуи Садзегури-Шахветильского покрова. Осадки рассматриваемой свиты складывают крылья Хевкрильской (Саканапесхевской) и Бодавской синклиналей. Обнажаются они и на правом берегу р.Шавис Арагви по новой дороге Магароскари-Лауша.

В нижней части свиты присутствуют мелкие фораминиферы зоны *Globorotalia angulata* (палеоцен). Другие ископаемые органические остатки, сколько-нибудь пригодные для стратиграфии, в осадках шахве-

гильской свиты не обнаружены. Возраст определяется по наличию указанного зонального комплекса и стратиграфическому положению. Свита, ю-видимому, относится к палеоцену.

В бас.р.Арагви и прилегающих районах на отложениях шахветильской свиты без следов перерыва в осадконакоплении налегают образования квакеврисхевской свиты (свита Квакеври). Последняя выделена Н.Б. Зассовичем в ущ.р.Квакеврисхеви (бассейн р.Иори). Она состоит из зеленовато-серыми и зеленоватыми сланцевыми мергелями, известковистыми аргиллитами и кварц-аркозовыми песчаниками. В свите местами содержатся также прослои туфов. Мощность — до 40 м. Руководствоваться литологическими особенностями пород при проведении нижней границы свиты часто затруднительно. В нижней половине описываемой свиты (ближе к средней части), развитой в ущ.р.Пшавис Арагви, были обнаружены представители наопланктона зоны *Discoaster subloboensis*. Последнюю считают самой нижней зоной среднего эоцена. В средней части найдены органические остатки зоны *Nannotetrina fulgens*. В верхних слоях присутствует комплекс зоны *Discoaster bifax*. В нижней части интервала зоны *Nannotetrina fulgens* определены мелкие фораминиферы зоны *Icarinina bulbrookii*. Наличие указанных представителей фауны и флоры указывает на среднеэоценовый возраст вмещающих их пород. Но не исключено, что нижние слои рассматриваемой свиты являются нижнеэоценовыми. Наиболее полный разрез квакеврисхевской свиты в бас.р.Пшавис Арагви обнажается по новой дороге Жинвали-Барисахо, примерно в 1,2 км от р.Саканалесхеви, где они принимают участие в строении фронтальной чешуи Садзегурско-Шахветильского покрова. Ими сложены также южные части Долошской и Хевкрильской (Саканалесхевской) синклиналей.

Непосредственно выше залегают отложения ильдоканской свиты — темно-серые и коричневатато-серые известковистые (иногда неизвестковистые) сланцеватые глины с прослоями аркозово-кварцевых песчаников. Глины местами битуминозные. В породах встречаются чешуи рыб. В изученных разрезах мощность свиты — до 25 м. Свита была выделена Н.Б. Зассовичем в урочище Ильдокан. Отложения свиты на исследованной территории развиты в южной части Садзегури-Шахветильского покрова (фронтальная чешуя) вдоль Садзегури-Шахветильского надвига. Свита представляет собой стратиграфический аналог коричневатато-серых мергелей эгрисской свиты грузинской части Закавказского межгорного прогиба и кофейных мергелей кумской свиты Северного Кавказа (слой с *Lugoperis saucavica*). В осадках свиты найдены (дорога Жинвали-Барисахо) мелкие фораминиферы зоны *Globigerina turkmenica* и представители наопланктона зоны *Discoaster saipanensis*. В определении возраста этих зон важную роль играют нуммулиты (*Nummulites chavannesi*, *N. cf. orbigni*, *N.fabiannii* и др.), найденные во многих разрезах Грузии (Салуквадзе, 1985). Нуммулитовая фауна с достаточной уверен-

ностью позволяет отнести указанные зоны по мелким фораминиферам и нанопланктону, а вместе с ними и вмещающие породы ильдоканской свиты к верхнему эоцену.

Г.П. Лобжанидзе

3.2. ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ УЧАСТКА СС. МАГАРОСКАРИ-ХОМИ

На рассматриваемом отрезке развиты пелитово-песчанисто-известковистые флишевые отложения нижнего мела. Начинаются они млетской свитой нижнего валанжина, представленной темными до черного довольно толстоослоистыми (от 0,4–0,7 до 1,3–2 м) рассланцованными мергелями, с которыми обычно чередуются серые и темно-серые ореднеслоистые (0,3–1,2 м) глинистые, песчаные, мергелистые известняки и известковистые песчаники. Эти отложения, мощностью 250 м хорошо представлены у юго-западной границы с.Хоми по левобережью р.Пшавская Арагви.

Выше совершенно согласно залегает эдисская свита верхнего валанжина, сложенная темными и серыми (на выветрелой поверхности светлыми) более или менее хрупкими алевролитисто-мергелистыми известняками (0,4–1,2 м), тонко- и среднеслоистыми (большая часть 0,15–0,6 м) песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с пакетами (от 1–3 до 15–90 см) рассланцованных глинистых мергелей и мергелистых алевролитов. В свите по характеру слоистости и литологическому составу удается различить несколько горизонтов и пачек мощностью от 15 до 50 м. Мощность всей свиты 270 м.

К породам данной свиты приурочены выходы минеральных вод гидрокарбонатного магниево-кальциевого (источники Капалхеви, Дзюблаткари и др.) и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого (источник Сунпани) состава (Чихелидзе, 1961).

На участке Капалхеви-Валасцаро развиты отложения нижнего (в основном) готерива, имеющие переходный характер между подстилающими известковистыми и вышележащими терригенными осадками. Они, слагая баханскую свиту, представлены темными слабоалевритистыми мергелями (0,2–0,7, иногда до 1,5–3 м), мергелистыми глинами, аргиллитами, серыми, относительно хрупкими мергелистыми известняками (0,1–0,5, реже до 1 м) с прослоями (1–20 см) серых, слабо полосчатых алевролитистых известняков и карбонатных алевролит-песчаников. Обычно господствуют глинисто-мергелистые породы (70–80%). Местами, на различных стратиграфических уровнях свиты, выделяются относительно тонкослоистые (2–25 см) пачки, имеющие определенное значение при детальном структурно-стратиграфических исследованиях. В верхней части свиты четко выделяется 70–80-метровая пачка (горизонт) почти однообразных полосчатых глинистых и мергелистых сланцев с прослоями песчаников. Мощность свиты 330 м.

С породами данной свиты связаны выходы минеральных вод Ваясцкаро (состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый).

Вверх по разрезу отложения нижней половины готерива постепенно (увеличением количества песчаников при соответствующем уменьшении глинисто-мергелистых пород) сменяются отложениями пасанаурской свиты верхнего готерива-баррема. Эта условная граница констатируется примерно в 350 м ниже минерального источника Ваясцкаро. Литологически пасанаурская свита представлена главным образом серыми песчаниками и темно-серыми (до черного) сланцеватыми аргиллитами и мергелистыми глинами, реже известковыми мергелями. По характеру расчленения, мощности слоев и составу и количественному распределению пород свита далеко не однообразна. Например, в нижней части свиты песчаники в основном плагиоклазово-кварцевого состава, а в средней и верхней частях - аркозово-кварцевого. Вместе с тем, они слагают несколько маркированных, местами довольно толстослойных (до 4-10 м) горизонтов мощностью от 5-12 до 25-50 м, в которых аргиллиты встречается либо в виде тонких (в основном 1-5 см) выдавленных прослоев, либо лишь в виде "смазки" между песчанстыми слоями. Наиболее мощным (40-50 м) и хорошо обнаженным является горизонт толстослойных песчаников "Картанской скалы" (севернее с.Каллио). В свите различаются также аргиллитовые и переходные пачки. В последних нередко наблюдается характерная группировка (спаривание и т.д.) песчанстых слоев. Очень часто между слоями песчаников расположены тонкослойные (0,2-3, реже до 5-7 см) пакеты аргиллитов и глинистых алевролитов. Толщина песчанстых слоев, как правило, варьирует в пределах 0,15-1,3 м, но, как отмечалось, нередко достигает (в особенности в средней и верхней частях свиты) 3-5 и даже 7-10 м. Глинисто-мергелистые и алевролитистые породы обычно тонко- и среднеслойные (0,2-15 см, реже до 25-40 см). В аргиллитовых пачках мощность слоев аргиллитов иногда достигает 3-5 м, однако в них в подавляющем большинстве случаев замечаются тонкие глинисто-алевролитистые прослойки и полоски.

Мощность пасанаурской свиты по изученному разрезу не меньше 400 м.

Выше согласно следует дгнальская свита апта, представленная в основном темно-серыми и серыми средне-толстослойными сланцеватыми аргиллитами, серыми тонко-среднеслойными большей частью мелкозернистыми слабокарбонатными слюдисто-кварц-плагиоклазовыми песчаниками и относительно реже - глинистыми мергелями. Нижняя и, возможно, средняя части свиты, мощностью 350 м, развиты от северной окраины с.Каллио до р.Копчура, слагая несколько четко выраженных складок.

Отложения павлеурской свиты альба (разноцветные сланцеватые аргиллиты, мергелистые глины, мелкозернистые карбонатные песчаники), вопреки существовавшим ранее данным, непосредственно по низовьям склонов ущелья Шавской Арагви, на участке Магароскари и севернее отсутствуют.

Интересно отметить, что И.М.Карк (1914, сс.39-43), на основе своих исследований маршрутного характера, связанных с проектом Перевальной железной дороги, все отложения к северу от границы распространения верхнего мела считал юрскими, выделяя в них 4 главных литологических типа. Из описания становится ясно, что за первый тип "юрских" пород (прочные и мощные кварцитоподобные песчаники с подчиненными им темными глинистыми сланцами) И.М.Карком принимаются описанные выше апт-баррем-готеривские отложения, развитые в отрезке Магароскари-Важацскали, а под второй группой (преобладание разбитых кливажем глинистых сланцев) - осадки нижнего неокома-кимериджа, обнаженные между рр.Чаргдула и Ванхеви.

На рассматриваемом участке значительно распространены верхнечетвертичные и современные образования, представленные аллювиальными, пролювиальными, аллювиально-пролювиальными, делювиальными, колювиальными, делювиально-пролювиальными и элювиально-делювиальными накоплениями.

Из аллювиальных образований наиболее древними являются галечники первой террасы мощностью до 3 м, которые, находясь на высоте 8-10 м выше современного русла р.Пшавская Арагви, на протяжении 200м хорошо наблюдаются на ее левом берегу, в 1 км севернее мигриаульского моста шоссеиной дороги. Размеры галек от единичных до 30-40 см, но в основном в пределах 5-15 см.

Галечники надпойменной террасы расположены на относительной высоте 2,5-4 м. Их останцы мощностью до 2 м замечены как на правом берегу р.Пшавской Арагви (напротив устья р.Колчуря и у южного края с.Кацалхеви), так и на левом - против устья р.Гомецарисскали и в с.Калило .

Широко распространены осадки пойменной террасы, в которых современное, часто меняющееся русло реки (во время наводнений) углублено на 0,35-1,4 м. Размер галечников в среднем 5-20 см, но нередко достигает и 40-70 см. По составу они главным образом песчанистые и известковистые, заполнителем служит песок и гравий.

Интенсивнее всего накапливаются продукты, снесенные временными водотоками и склоновым смывом. Они обычно образуют конусы выноса, субаэральные (сухие) дельты и предгорные шлейфы, сложенные суглинками со щебнем и валунами, а также с подчиненным количеством супесчаного заполнителя. Обильное накопление пролювия и пролювия-аллювия мощностью до 5-12 м наблюдается в устьевых (дельтообразных) частях рр.Калилура, Арбацхнула, Колчуря, Мигриаулта, Кацалхеви и др.

Делювиальные отложения развиты почти повсеместно, в основном в нижних частях склонов, а делювиально-пролювиальные накопления наблюдаются большей частью в "устьевых" участках крутых оврагов. В подножиях обрывистого рельефа (севернее с.Кацалхеви и др.) встречаются образования обрушения (колювия) и делювия-колювия, в то время

как на относительно пологих участках склонов довольно значительно распространены элювиально-делювиальные скопления. Все эти типы склоновых накоплений мощностью от 1-3 до 7-12 м представлены обломочным и валунно-обломочным материалом коренных пород с суглинистым заполнителем.

Описываемый участок по схеме тектонического районирования (И. Гамкрелидзе, 1984) входит в Шовско-Пасанаурскую подзону Местийско-Тванетской зоны Южного склона Большого Кавказа и характеризуется весьма сложной внутренней структурой, имеющей изоклинально-чешуйчатый характер с общей южной вергентностью. Осложнения разрывными дислокациями в большинстве случаев наблюдаются в опрокинутых южных крыльях антиклиналей. На морфологию и поперечные размеры складок явно влияет характер сложности и литологического состава отложений, слагающих эти складки. В частности, пликативы первого порядка, образованные в относительно жестких породах пасанаурской свиты, имеют ширину до 1-1,7 км в то время как складки того же порядка, развитые в более пластичных мергелисто-аргиллитовых кливажированных отложениях валанжин-готерива и апта, гораздо более узки и сильно осложнены более мелкими структурами шириной от 30-50 см до нескольких метров.

Далее приводится краткая характеристика структур участка в направлении с юга на север.

В окрестностях сс. Магароскари и Калило выделяется достаточно крупная и сильно сжатая Магароскарская антиклиналь, свод которой четко выражен на южной окраине с. Калило, у подножья левого склона ущелья р. Шавской Арагви. Основная часть складки сложена песчаниковыми, аргиллитовыми и переходными пачками пасанаурской свиты и лишь в северном крыле структуры частично участвуют и отложения дгнальской свиты апта. Антиклиналь асимметрична - ее южное крыло опрокинато и падает на ССЗ-ССВ ($350-05^{\circ}$) под углом $45-85^{\circ}$. Опрокидывание постепенно усиливается в южную сторону и примерно в 500 м от гребня складки крыло разорвано крупным Магароскарским продольным нарушением взбросо-надвигового типа. По разрыву, проходящему через центр с. Магароскари (в 70 м к северу от устья левого безымянного притока) опрокинута на юг слой песчано-алевролитов и сильно расщепленных, почти листоватых аргиллитов баррема взброшены на перематые и также опрокинута на юг (аз. пад. $0-5^{\circ}$, $\angle 60-65^{\circ}$) среднеслоистые голубовато-серые слабопесчанистые мергели, зеленовато-серые мергелистые известняки и темно-серые кливажированные мергелистые глины верхней части эшмакисhevской свиты коньяк-сантона. Учитывая суммарную мощность перекрытых здесь отложений верхов баррема (около 80-100 м), апта, альба и сеноман-коньяка, стратиграфическая амплитуда смещения по данному взбросо-надвигу должна быть не менее 750 м. Несколько большим, видимо, является смещение по падению (до 1 км).

Северное крыло антиклинали, сложенное отложениями пасанаурской

и дгнальной свит общей мощностью 750 м, характеризуется нормальным залеганием и падает на север ($350-05^{\circ}$) под углом $55-80^{\circ}$.

Повсеместно наблюдаются кливаж течения в аргиллитах и мергелистых глинах и сильная трещиноватость в более жестких песчаниках. Толщина тонких сколов (микролитонов, пластинок) между плоскостями кливажа, как правило, меняется в пределах 1-2,5 мм. В обох крыльях антиклинали кливаж падает на север и его веер реально наблюдается лишь в своде складки. Разница между простираниями кливажа и слоистости составляет 5-15, а между их углами падения - $10-30^{\circ}$.

Среди трещин чаще всего наблюдаются субмеридиональные (поперечные), близширотные (продольные) и диагональные системы, имеющие в основном крутой угол падения. Весьма характерны и пологопадающие, местами субгоризонтальные трещины северо-восточного простирания с пологими смятия и нередко признаками незначительных двусторонних сдвиговых перемещений. Довольно часто на поверхностях менее податливых (песчаниковых) олов прекрасно сохранены следы скольжения, указывающие на относительное проскальзывание пластов в процессе складкообразования. В прослоях песчаниковых пород, заключенных между более вязкими олоями аргиллитов, иногда замечаются также пережимы, разноооование и будинах.

На левом берегу р.Шавская Арагни, у северной окраины с.Калило (напротив устья р.Арабцхнула) в среднеслойстой пачке мергелистых известняков и раскливажированных темных мергелистых глин, по-видимому, верхов дгнальной свиты апта прекрасно выраоооывается достаточно широкая и симметричная мулда Арабцхнульской синклинали первого порядка. В 35 м южнее оси синклинали - у большого скалистого берега реки олов падают на север (05°) под углом 30° . Под таким же углом падают олов на кг в 45 м севернее оси складки, увеличиваясь далее в 35-метровом отрезке до $45-50^{\circ}$. Затем в 9-метровой пачке, обсаженной на расстоянии 25 м, наблюдаются волнообразные изгибы пластов с явлениями скручивания. Еще севернее, на расстоянии 50 м угол падения олов постепенно уменьшается от 35 до 5° , после чего отчетливо выражен относительно широкий и округлой формы свод антиклинали. Примечательно, что если в 10 м к кг от оси антиклинали наклон поверхности напластоования не более 15° , то уже в 1,5 м к северу от оси он составляет 25° , а в 10 м - 30° . Следовательно, здесь осевая поверхность складки несколько наклонена не на север, а на кг. В южном крыле антиклинали плоскости кливажа падают в противоположную слоистости сторону - на ССВ под углом $40-45^{\circ}$.

В 80 м к северу от гребня отмеченной антиклинали четко фиксируется синклиальный изгиб олов с кливажем, падающим на север под углом 70° . В северном крыле этой синклинали на расстоянии 50 м непрерывно обнажается среднеслойстая (30-80 см) 12-метровая пачка мергелистых известняков и глинистых мергелей, полого падающая на кг

юд углом до 10° . К северу вновь устанавливается наличие антиклинальной складки, более широкие (до 350 м) северное крыло которой падает на север под углом $50-60^{\circ}$. Кливаж падает в ту же сторону, но под более крутыми углами - от 65 до 80° . Это северное крыло антиклинали, склоненное опять на север, вдоль правобережья р.Копчура (левый приток р.Шавской Арагви), разорвано продольным взбросо-надвигом, по которому с мергелистыми породами верхнего этажа контактируют, видимо, верхи взброшенной с севера пасанаурской свиты.

Следует подчеркнуть, что как в мульдe вышеописанной Арбацнгульской синклинали, так и в прилегающей к северу умеренно складчатой (до $45-60^{\circ}$) полосе верхнеаптских отложений, шириной 600 м, кливаж характеризуется моноклинальным падением на север под углом $40-80^{\circ}$. Этот факт определенно свидетельствует о том, что на данном участке кливаж не связан со складчатостью и, наверное, имеет приравнявную природу. Поскольку кливаж такой категории обычно ориентирован параллельно поверхности сместителя, можно предполагать, что угол падения отмеченного Копчурского взбросо-надвига, во всяком случае в приповерхностной части, достигает $60-70^{\circ}$. Амплитуда смещения, учитывая приблизительную мощность перекрытых по линии разрыва отложений, должна быть порядка 500 м.

Выше от устья р.Копчура, по левобережью р.Шавской Арагви, имеющей на этом отрезке ВСВ направление, на расстоянии 400 м обнажается (почти по простиранию) среднеслойная пачка аргиллитов и песчаников мощностью 40-50 м, падающая на ЮВ $145-165^{\circ}$, $\angle 30-65^{\circ}$. Такое направление падения слоев в общем противоположно направлению наклона рельефа данной местности (Копчискари), в связи с чем здесь возможно имеет место определенное гравитационное оседание пород.

На участке устья Копчискарисгеле в пачке кирпично-красных аргиллитовых пород наблюдается антиклинальная складка, в южном крыле которой слои падают на ЮВ 160° под углом 40° , а кливаж в противоположную сторону - на ССЗ 350° , $\angle 45-50^{\circ}$. Аналогичными элементами залегания (355° , $\angle 55-60^{\circ}$) характеризуется кливаж и в северном крыле складки. Так что и здесь, видимо, развит приравнявный кливаж. Свод этой антиклинали хорошо наблюдается и на правом берегу р.Арагви, в 150 м к северу от впадения в нее притока Копчура. Однако южное крыло складки здесь опрокиннуто на юг.

Чуть севернее наблюдается синклиналиный перегиб, после которого по обоим склонам ущелья хорошо представлено опрокиннутое на юг широкое южное крыло крупной антиклинали (Арбачханской), целиком сложенное отложениями пасанаурской свиты. Здесь в этих отложениях, видимой мощностью 370-400 м, отчетливо выделяются семь песчаных горизонтов, имеющих мощность в нисходящем стратиграфическом разрезе соответственно 17, 12, 8, 20-25, 40, 8 и II метров. Самым мощным (40 м) является горизонт песчаников "Картанской скалы". Данное, опрокиннутое

на юг крыло падает на север ($350-05^{\circ}$) под углом $60-85^{\circ}$. Кливаж падает в том же направлении, но под несколько меньшими углами — $45-65^{\circ}$. И в этом интервале разреза довольно интенсивно развиты субмеридиональная (с углами падения $75-90^{\circ}$), близширотная (обычно перпендикулярная к слоистости) и диагональная системы трещин, из-за которых породы, в том числе и толстослойные (до $8-10$ м) песчаники, разделяются на отдельные, легко оползающие блоки. По плоскостям трещин часто наблюдаются признаки скольжений и незначительных перемещений. Зеркала скольжения с царапинами замечаются и на поверхностях напластования песчаников, что достоверно свидетельствует о том, что при складкообразовании и, быть может, последующих гравитационных процессах смежные слои испытывали относительное перемещение. Подобному послыльному скольжению, бесспорно, способствовало наличие прослоек пластичных пород — аргиллитов, игравших роль своеобразной смазки. Здесь же по следам слоистости на плоскостях кливажа можно заключить, что складка погружается к востоку под углом около 20° .

Песчаники "Картанской скалы", обнаженные в виде карниза высотой $7-15$ м, непосредственно на берегах р.Шавской Арагви опрокинуты на юг, в то время как восточнее, в 80 метрах вверх по крутому левому склону реки, они имеют уже нормальное залегание — ЮВ 165° , $\angle 70^{\circ}$. Подобные явления скручивания слоев замечаются и в других местах описываемого участка.

Осевая часть Арбачханской антиклинали проходит в 100 м к северу от "Картанской скалы" песчаников. В северном крыле антиклинали аналогичные картанских песчаников зафиксированы в 150 м от ее оси. Чуть далее крыло осложнено интенсивно сжатыми синклинальной и антиклинальной складками второго порядка, а также разрывами, один из которых с приподнятым северным крылом, по-видимому, имеет значительную амплитуду.

Еще севернее, в 70 м южнее мигриаултинского шоссевого моста (через р.Арагви) фиксируется мульда синклинали, северное крыло которой вначале, имея дугообразную форму, круто падает на юг, а затем довольно быстро принимает опрокинутое на юг положение и у западного края отмеченного моста падает на север под углами $80-55^{\circ}$. Далее, после незначительного перерыва в обнажении, по обоим берегам р.Шавской Арагви почти непрерывно обнажено тоже опрокинутое к югу крыло складки, сложенной отложениями средней и нижней частей пасанаурской свиты мощностью 410 м, в которых установлено наличие II песчаниковых горизонтов толщиной от 7 до 25 м.

На некоторых геологических картах предыдущих авторов на участке молельни Копала — вдоль ущелья р.Мигриаулты показана гребневая часть антиклинали, сложенная якобы нижнеготеривскими породами. На самом же деле именно у русла названного правого притока р.Шавской Арагви начинается и к северу, по правому берегу последней, на расстоянии 500 м, непрерывно обнажается нисходящий разрез опрокинутых на

иг отложений средней и нижней частей пасанаурской свиты мощностью 350 м. Продолжение в восходящем направлении этого разреза, как уже указывалось, наблюдается и к югу от р. Мигриаулта, вплоть до автодорожного моста через р. Шавской Арагви. Так что в данном отрезке представлено лишь одно опрокинутое на юг крыло складки, ширина которого более 700 м. В этом южном крыле антиклинали горизонт, аналогичный песчаникам "Картанской скалы", обнажен в 200 м к северу от устья р. Мигриаулта. Любопытно, что на расстоянии 50 м от этого выхода песчаников наблюдается почти вертикально падающий сброс широтного простирания с опущенным северным крылом (амплитуда более 4-5 м), что явно не гармонирует с господствующим движением масс с севера на юг. Подобная "аномалия" в этом же, опрокинутом к югу крыле складки, но стратиграфически несколько выше, замечается и на левой стороне р. Шавской Арагви. Здесь, в 450 м к северу от названного выше мигриаультаского моста, вдоль шоссе на дороге низы 30-метровой пачки толстослоистых темных аргиллитов тектонически соприкасаются с верхними слоями 20-метрового горизонта среднеслоистых (5-40 см) карбонатных песчаников. Плоскость разрыва падает на север под углом 85° . Северное крыло сброса с амплитудой около 5 м опущено.

Севернее этой крупной Мигриаультаской антиклинали, сложенной в сводовой части отложениями баханской свиты нижнего-среднего готерива, выделяется синклиналь, которая прекрасно выражена на правом берегу р. Шавской Арагви (к югу от участка Вajasцкаро). Здесь в непрерывном обнажении длиной 200 м крылья складки сложены одними и теми же литолого-стратиграфическими пачками. Опрокинутое на юг северное крыло падает на север под углом $60-80^{\circ}$ (опрокидывание увеличивается вниз по разрезу) и лишь в мульде имеет нормальное залегание с аз. падения ЮВ $165-170^{\circ}$, $\angle 65^{\circ}$. Южное крыло наклонено на ССЗ $350-360^{\circ}$ под углом $50-60^{\circ}$, но вблизи оси складки угол падения слоев уменьшается до $40-30^{\circ}$.

На участке Вajasцкаро-Кацалхеви сланцевато-мергелистые (пересодные) отложения баханской свиты, видимо, слагают довольно крупные и интенсивно слоистые Вajasцкарою антиклиналь и Кацалхевскую синклиналь, осложненные интенсивной мелкой складчатостью. Например, в соросе обнажении, начинающемся вскоре после моста через р. Чаргула, вдоль шоссе на расстоянии 125 м насчитывается 18 складок второго и третьего порядка шириной от I до 25 м. Аналогичная картина наблюдается также по правобережью р. Шавской Арагви от южной окраины участка Вajasцкаро до р. Кацалхеви. По наклону осевых поверхностей и крыльев эти мелкие складки меняются от прямых до сильно опрокинутых и даже лежащих. Иногда наблюдаются и внутрипластовые складочки, быстро затухающие вверх и вниз по разрезу.

из-за такого интенсивного развития мелкой складчатости установление сводовых частей главных складок весьма затруднительно. Тем не

менее, не приходится сомневаться в том, что северное крыло Ваясцкарольской антиклинали в общем наклонено нормально (угол $40-70^{\circ}$), а южное, как правило, имеет опрокинутое залегание, падая на ССЗ-ССВ под углом $60-80^{\circ}$. К югу опрокинута и северное крыло Капалхевской синклинали. Кливак все время наклонен на север под углом $65-85^{\circ}$.

Вдоль левобережья р.Капалхеви, согласно имеющимся данным, происходит взбросо-надвиг, по которому на опрокинутые к югу слои верхней части переходной (баханской) свиты с севера взброшены известковые породы эдисской свиты верхнего валанжина, также опрокинутые на юг. В последних и частично (у северного края изученного нами отрезка) мергелистых породах млетской свиты нижнего валанжина, слагающих вместе долосу шириной 2600 м, наглядно фиксируются пять антиклинальных и столько же синклиналиных складок первого порядка. И на этом отрезке северные крылья антиклиналей имеют нормальное залегание с углами наклона $25-60^{\circ}$, а южные - опрокинутые, падая на ССЗ-ССВ $350-30^{\circ}$ под углами $40-85^{\circ}$. Крайняя северная складка - Хомская синклиналь в северном крыле разорвана продольным взбросом с приподнятым северным крылом. Кливак течения моноклинального характера - аз.падения ССЗ 350° - ССВ 10° , угол наклона $25-80^{\circ}$. В более твердых породах - в песчано-мергелистых известняках и известковистых мергелях наблюдается более резкий и грубый кливаж, падающий на СВ $20-30^{\circ}$ под углом $65-90^{\circ}$. Толщина пластинок меняется от 1-3 до 10-20 см. Одновременно с переходом от более мягкой (мергелистой) к более твердой породе четко наблюдается предомление кливажа.

В относительно "компетентных" слоях чрезвычайно широко распространены поперечные и продольные трещины, относящиеся к разряду общих или планетарных. Угол падения продольных трещин, рассекающих породы в основном перпендикулярно к их напластованию, естественно, зависит от наклона самих слоев, в то время как поперечные (субмеридиональные) трещины большей частью близвертикальны. Эти две генеральные системы трещин и являются главным образом причиной расчленения известняково-песчанистых пород на отдельные блоки, скользящие по склону под воздействием силы тяжести.

В южной части участка (в пределах Магароскарской антиклинали) в основном встречаются трещины типа планетарных, в то время как в его северном отрезке - в окрестностях Ваясцкаро и севернее - преобладают локально-тектонические трещины. В промежутке между ними названные разновидности трещин распространены почти равномерно.

Анализ структурной диаграммы, отражающей тектоническую трещиноватость в слое слабо алевроитового мергеля в нормально залегающем южном крыле Хомской синклинали, показал, что в нем развита одна система трещин взбросового типа и другая система, по-видимому, взбросо-надвигового типа. Ось максимального сжатия совпадает с осью α , простираясь на ССВ и имея слабый наклон на ЮЗ. Здесь же в подстилавшем

злых наблюдаются крутые диагональные трещины СВ-ЮЗ простирания сдвигового типа. Вместе с этим на поверхностях слоистости замечаются следы скольжения, указывающие на относительное сдвиговое проскальзывание слоев по их простиранию. В обнажении встречаются также слабо развитые послеерозионные близвертикальные раскрытые трещины сбросового типа (аз.падения I05-I10⁰), возникшие, очевидно, под влиянием силы тяжести.

Преобладанием сдвиговой и взбросо-надвиговой составляющими характеризуется также тектоническая трещиноватость на участке Веласкаро-Капалхеви. И здесь ось максимальных палеонапряжений совпадает с осью а, имея простирание на ССВ и незначительный наклон на ЮЮЗ. В этих пунктах встречаются также планетарные трещины и относительно реде поздние разгрузочные трещины.

Наличие локальных полей растягивающих напряжений устанавливается в южном опрокинутом крыле Митриадкульской антиклинали, где ось максимального сжатия простирается на ССЗ и имеет умеренный наклон на ССЗ. Впрочем, такой "аномальный" план деформации подтверждается и отмеченными выше для данного пункта малоамплитудными крутыми сбросовыми нарушениями широтного простирания с опущенными северными крыльями.

В южной призматической части Арабахнульской синклинали, наряду с планетарными системами трещин, выявляются чаще всего локально-тектонические системы трещин сдвигового типа. Ось максимального сжатия здесь простирается в ССВ-ЮЮЗ направлении и слабо наклоняется к ЮЮЗ, совпадая с координатной осью а. Встречаются также системы сбросового и взбросово-надвигового типов.

Наконец, следует отметить, что местами трещиноватость, видимо обусловлена наличием отмеченных выше крупных взбросо-надвигов, являясь, следовательно, оперяющей.

Таким образом, на исследованном участке представлена полоса пелитово-известковой, пелитово-песчанистой и переходной между ними фаций нижнемелового флиша, интенсивно смятая в серию южновергентных складок близширотного простирания. Исключение составляет приразрывная часть промежутка Арабахнула-Копчискари, где складки (во всяком случае в приповерхностной части) умеренно смяты и слегка наклонены не на юг, а на север. На основе характера слоистости пород и их литологического состава произведено детальное расчленение отложений. Например, в пасанаурской свите выделено до 30 песчаниковых, аргиллитовых и переходных горизонтов и пачек. Внутренняя структура полосы и в особенности опрокинутые на юг крылья складок местами сильно осложнены мелкой дополнительной складчатостью и разномасштабными разрывными смещениями.

Устанавливается, что морфология и размеры складок значительно зависят от характера слоистости и литологического состава слагающих

их отложений. В частности, пликативы первого порядка, образованные в относительно пластичных породах млетской и эдисской свит валанжина, значительно уже (промежуток Кацалхеви-Хоми), чем таковые, развитые в более жестких и толстослоистых песчаниковых отложениях пасанаурской свиты (отрезок Магароскари-Мигриаулта). Зеркало складчатости в общем наклонено к югу, что проявляется и в наличии восходящего разреза нижнемелового флиша в том же южном направлении. Выясняется, что кливаж течения развит в аргиллитах и глинистых мергелях и везде, за исключением некоторых гребневых частей складок первого порядка, наклонен к северу. В крыльях Копчурского взбросо-надвига устанавливается приразрывный характер кливажа. Трещины особенно широко распространены в твердых песчаниково-известняковых слоях, обуславливая расчленение последних на отдельные блоки. Преобладают системы трещин взбросо-надвигового и сдвигового разнообразия.

На новейшем этапе тектонического развития значительную роль сыграли, видимо, и конэрозионно-гравитационные явления. Что касается предполагаемого в предыдущем очерке Асса-Арагвинского "линеамента", он на участке Магароскари-Хоми ущелья р.Шавской Арагви ничем себя не проявляет. Впрочем, по моим наблюдениям, он ничем не выражается на поверхности и на участке Таргим ущелья р.Асса.

И.П.Гамкредидзе, Ф.Д.Маисадзе

3.3. ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИКА ФЛИШЕВОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Южная часть сложно построенной Местийско-Тянетской (флишевой) зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа состоит из нескольких покровных пластин (шарьяжей), представлявших ранее самостоятельные структурно-фациальные зоны (И.П.Гамкредидзе, И.Гамкредидзе, 1977).

Вдоль ущелий Шавской Арагви и Арагви, на территории, закартированной авторами в масштабе 1:5 000, с севера на юг выходят Павлеурский покров, Лалаурская покровная пластина Алисисгорско-Чинчельтского покрова, Садзегурско-Шахветильский покров и северная часть Жинвальско-Пхovelьского покрова (см. рис. 33 в приложении).

Уцерско-Павлеурский покров, принадлежащий Шовско-Пасанаурской подзоне, характеризуется непрерывным разрезом глубоководных карбонатно-терригенных флишевых отложений верхней юры и мела. Здесь полностью отсутствуют датские, палеоценовые и эоценовые образования.

Алисисгорско-Чинчельтский, Садзегурско-Шахветильский и Жинвальско-Пхovelьский покровные пластины принадлежат Жинвальско-Гомборс-

кой подзоне, которая с аптского времени была заложена на восточном продолжении Гагрско-Джавской зоны Южного склона Большого Кавказа, вовлеченной в своей северной части в погружение флишевого прогиба и продолжавшей прогибаться почти до конца палеогена.

Алисисторско-Чинчельтский покров представлен почти непрерывным разрезом в основном меловых отложений от апта до кампана-даня и частично палеоцена.

Садзегурско-Шахветильский покров характеризуется своеобразными фациями и мощностями меловых отложений и присутствием флишеидных палеогеновых отложений (шахветильская, квакеврисхевская и ильдоканская свиты). Для этого покрова характерно также существование частых перерывов в осадконакоплении (перед аптом?, сеноманом, маастрихтом, палеоценом и верхним эоценом) и связанного с ними разрыва кордильер, сложенных породами, типичными для Гагрско-Джавской зоны.

В структурно-фациальной зоне, соответствующей Жинвальско-Пхувельскому покрову, также развивались своеобразные фации меловых и палеогеновых отложений. Характер базальных образований олистостромового типа тетраховской (апт), укутмартской (нижний сеноман), орбитидной (маастрихт) свит и особенно верхнеэоценового дикого флиша указывает на процессы интенсивного разрушения Гагрско-Джавской кордильеры.

Отмеченные выше покровы и соответствующие им структурно-фациальные зоны в настоящее время четко разграничены надвиговыми поверхностями. Вместе с тем: наряду с чисто структурными признаками тектонического перекрытия (существование субгоризонтально залегающих покровных пластин, а также множества тектонических окон и полуокон) палеогеографическая реконструкция указывает на значительное нарушение первичного пространственного расположения отмеченных фациальных зон, которые в свою очередь в южной части полностью перекрывают крупную Гагрско-Джавскую кордильеру, питавшую обломочным материалом олистостромовые толщи флишевой зоны Южного склона (П.Гамкредидзе, И.Гамкредидзе, 1977).

Литостратиграфические единицы отдельных покровных пластин на исследованном участке сложены в несколько крупных и множество мелких складок и осложнены разрывными нарушениями в основном надвигового и взбросового типов.

Характеристика этих структур ниже приводится по отдельным покровам, имеющим свой стиль тектоники, за исключением молодых (постшарьяжных) разрывных нарушений, секущих различные покровные пластины.

Наиболее северный - У ц е р с к о - П а в л е у р с к и й покров, входящий в состав Шовско-Пасанаурской подзоны Местийско-Тянетской зоны, характеризуется чешуйчатым строением (см. рис. 33 в приложении). Сложенные ниже- и верхнемеловыми флишевыми породами крупные складки этого покрова осложнены множеством мелких складок и до-

вольно протяженными региональными надвигами и взбросами общекавказского направления. Антиклинальные складки первого порядка с размахом крыльев в несколько сотен метров сложены в ядрах большей частью нижнемеловыми, а на крыльях верхнемеловыми отложениями. Последние наиболее полно сохранены в синклиналих складках первого порядка. Все без исключения антиклинали первого порядка по южным крыльям разорваны взбросовыми и надвиговыми нарушениями, плоскости сместителей которых падают на северо-северо-восток под углом от 30 до 80°. Местами вдоль этих нарушений северные крылья синклиналих складок первого порядка полностью перекрыты и надвинуты аптские и альбские отложения сводовых частей антиклиналей непосредственно соприкасаются с верхнемеловыми отложениями южного крыла синклиналих складок. Наряду с этим наблюдаются межформационные срывы и надвигание с севера на юг более молодых отложений на более древние.

Уцерско-Павлеурский покров с юга ограничен Уцерско-Павлеурским надвигом (I-I)¹, являющимся одним из крупных нарушений флишевой зоны Южного склона. Он обладает весьма значительной горизонтальной амплитудой, т.к., безусловно, полностью перекрывает корневые зоны расположенных южнее Алисигорско-Чинчельского и Садзегурско-Шахветильского покровов. Это нарушение отчетливо фиксируется главным образом за пределами закартированной нами территории. В изученном районе оно выражено менее четко, т.к. на обоих склонах р. Пшавис-Арагви проходит внутри однообразных песчано-глинистых отложений дгнальской (апт) и павлеурской (альб) свит.

Следующая крупная структурная единица Л а л а у р с к а я покровная пластина, представленная в пределах исследованного участка лишь западной своей частью, ранее считалась наиболее северной чешуей Садзегурско-Шахветильского покрова (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977). Однако полученные новые данные о фациальных особенностях и мощностях слагающих ее образований и в первую очередь эшмакискевской (сантон), джорчской (кампан) и сабуеской (маастрихт) свит, а также о структурном ее положении, позволяет отнести ее к Алисигорско-Чинчельскому покрову.

Лалаурская покровная пластина сложена фактически одной складкой - Лалаурской синклиналью, представляющей собой в общем пологую чашеобразную структуру, сложенную флишевыми отложениями от альба до палеоцена включительно,² и осложненную в северной части молодыми

¹ Представляется целесообразным тектоническую поверхность в подошве шарьяжной пластины выделять по наименованиям самой пластины. Это позволяет избежать недоразумения, связанного с наименованием подошвы шарьяжа, выходящей на поверхность в тектонических окнах и полукнах в совершенно различных географических пунктах (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977)

² Палеоцен обнажен в муьде этой синклиналиной складки за пределами закартированной территории

постшарьяжными взбросами, а также антиклинальной и синклинальной складками северо-западного простирания, хорошо выраженными в альбских и верхнемеловых отложениях на левом склоне р. Пшавис Арагви. Наряду с этим, внутри отложений южной части Лалаурской пластины в верхнемеловых средне- и тонкослоистых известняках и мергелях наблюдается множество мелких дополнительных складок и мелкоамплитудных разрывных нарушений.

Лалаурская покровная пластина снизу ограничена Лалаурским надвигом (2-2) — подошвой шарьяжа, имеющей в плане дугообразную форму и изменчивый азимут и угол падения. По западному краю Лалаурской пластины плоскость надвига падает на восток-северо-восток под углом от 10 до 30°. На этом же краю в Лалаурском покрове развито несколько дополнительных поверхностей срыва (см. карту). Элементы залегания плоскости Лалаурского надвига, а также указанных выше дополнительных поверхностей надвижения можно непосредственно измерить вдоль новой шоссеиной дороги Жинвали-Барисахо по левому склону р. Пшавис Арагви. Видимая горизонтальная амплитуда перемещения по описанному шарьяжу достигает 5 км.

Следующая к югу Садзегурско-Шахветильская покровная пластина сложена, как отмечалось, флишевыми образованиями от сеномана до верхнего эоцена включительно. В пределах Садзегурско-Шахветильского покрова устанавливается несколько складок, осложненных складками второго и более высоких порядков, а также множеством чешуйчатых надвигов. Во фронтальной части Садзегурско-Шахветильского покрова развита тонкая фронтальная чешуя, почти полностью сложенная интенсивно дислоцированными палеогеновыми отложениями, представленными в типичных для этого покрова фациях. Поэтому эта чешуя считается нами частью Садзегурско-Шахветильского покрова. Фронтальная чешуя снизу ограничена Садзегурско-Шахветильским надвигом (3-3) (подошвой шарьяжа), по которому палеогеновые отложения фронтальной чешуи тектонически контактируют с различными горизонтами навтисхевской свиты (альба), опрокинутой к западу и юго-западу и относящейся уже к другому, расположенному ниже Жинвальско-Шховельскому покрову (см. рис. 33). Палеогеновые отложения фронтальной чешуи образуют в общем сильно сжатую, опрокинутую пластину, по западному краю которой сохранилась линза ильдоканской свиты верхнего эоцена, в свою очередь тектонически перекрывающая очень узкую изоклинальную лежачую антиклиналь, сложенную квакверисхевской свитой среднего эоцена. Последняя образует самостоятельную тонкую тектоническую пластину. Все эти соотношения хорошо наблюдаются вдоль шоссеиной дороги Жинвали-Барисахо по левому склону р. Арагви, напротив с. Жинвали, а также в ущ. р. Балахиантгеле (Тамарисхеви). В крайне южной части изученного участка, на обоих склонах р. Саканалисхеви (левый приток р. Арагви) фронтальная чешуя Садзегурско-Шахветильского покрова представлена изоклинальной,

опрокинутой на юго-запад синклиналию, сложенной в ядре шахветильской свитой палеоцена, а на крыльях верхнемеловыми (маастрихтскими и датскими) отложениями.

Фронтальная чешуя Садзегурско-Шахветильского покрова по Балахианскому надвигу (4-4) перекрывается навтисхевской свитой и более молодыми - верхнемеловыми свитами южного крыла Хевкрильской (Саканаписхевской) синклинали, относящейся к более верхней Долошской чешуе Садзегурско-Шахветильского покрова.

Балахианский надвиг представляет собой сочетание двух поверхностей срыва. Первая из них прослеживается к северу от р. Балахиантгеле по обоим берегам р. Шавской Арагви, перекрывается очень интересным нарушением сдвига-надвигового типа, которое отчетливо прослеживается на всем протяжении от р. Саканаписхеви до р. Лалаура (левого притока р. Шавской Арагви). На этом отрезке хорошо видно перекрывание навтисхевской (альб), укумартской (нижний сеноман) и ананурской (верхний сеноман-нижний турон) свитами сильно перемятых и опрокинутых на юг отложений палеоцена, а в южной части - маастрихта и дания фронтальной чешуи. Здесь же хорошо наблюдаются дополнительные междомационные срывы: с одной стороны между эшмакисхевской и маргалитисидской свитами, в результате чего местами последняя выпадает из разреза и эшмакисхевская свита надвинута на ананурскую, с другой стороны - между ананурской (верхний сеноман-нижний турон) и укумартской (нижний сеноман) свитами, что обуславливает выклинивание последней на правом склоне р. Саканаписхеви. Затем, к северу от р. Балахиантгеле, Балахианский разрыв становится секущим. По этому нарушению, непосредственно наблюдаемому вдоль новой шоссеиной дороги, на левом склоне р. Шавской Арагви и падающему на Ю-ВВ $90-120^{\circ}$, $\angle 20-30^{\circ}$, отчетливо виден разрыв и смещение складок Садзегурско-Шахветильского покрова к юго-западу (см. рис. 33). К северо-востоку описываемый сдвига-надвиг уходит под Лалаурский надвиг и, следовательно, Лалаурскую покровную пластину.

В пределах Долошской чешуи Садзегурско-Шахветильского покрова устанавливаются две крупные (Хевкрильская и Долошская) синклиналильные складки и разделяющая их Бодавская синклинали. Все эти складки изоклиналильной формы и опрокинуты к западу-юго-западу. Мульда Хевкрильской синклинали выполнена палеогеновыми отложениями, осложненными мелкой складчатостью (шахветильская и квакеврисхевской свитами). В северном крыле этой синклинали хорошо наблюдается также сильно сжатая и опрокинутая антиклинали второго порядка, прослеживаемая от западного склона г. Бодави, вплоть до ущ. р. Бодависхеви (правого притока р. Саканаписхеви), которая находится уже за пределами закартированной нами территории. В глубоких оврагах левого притока р. Арагви и правого притока р. Саканаписхеви в ядре этой складки узкой полосой обнажаются известняки и мергели сабуеской свиты маастрихта, несогласно

перекрытые кремнистой пачкой четверской свиты дания с конгломерат-брекчиями в основании.

Ось Хевкрильской синклинали на левом склоне р.Шавской Арагви разорвана и смещена описанным выше Балахианским сдвиго-надвигом. Ее смещенное северо-западное продолжение наблюдается и на правом склоне р.Шавис Арагви, где северное крыло Хевкрильской синклинали перекрыто молодым (постшарьяжным) Лалаурским взбросо-надвигом (5-5), по которому надвинуто южное крыло следующей к северу Бодавской антиклинали. Восточнее, на левом берегу это же нарушение перекрывает Лалаурскую покровную пластину и прослеживается вдоль ущ.р.Лалаура, а затем через водораздельный гребень рр.Лалаура и Бодависхеви. По этому нарушению хорошо видно смещение меловых и палеогеновых флишевых толщ Лалаурской пластины.

В ядре Бодавской антиклинали на правом берегу р.Шавской Арагви обнажены аргиллиты и мергели навтисхевской свиты альба. Надвинутое южное ее крыло сложено верхнемеловыми породами от сеномана до сантона включительно, а северное крыло по молодому (постшарьяжному) надвигу (6-6) полностью перекрыто датскими и палеоценовыми отложениями Долошской синклинали. Последняя сложена в ядре квакверисхевской свитой нижнего-среднего эоцена и сильно осложнена дополнительной складчатостью. Многочисленные мелкие складки, развитые в палеогеновых отложениях этой складки, хорошо видны в северо-западной части исследованного участка, вдоль новой шоссеиной дороги, следующей по правому склону р.Шавской Арагви из с.Тваливи в с.Лауша.

Юго-восточное продолжение Долошской синклинали, уже по другую сторону Лалаурской покровной пластины, хорошо наблюдается за пределами рассматриваемого участка в верховьях р.Бодависхеви (И.Гамкрелидзе и др., 1982, 1985).

На правом склоне р.Шавис Арагви северное крыло Долошской синклинали срезано еще одним молодым надвигом - Недзихским (7-7), который отчетливо фиксируется на обоих склонах ущелья Шавской Арагви. На правом склоне хорошо видно надвигание сабуесской свиты маастрихта на палеогеновые (шахветильская и квакверисхевская свиты) отложения опрокинутого к югу крыла Долошской синклинали. На левом берегу надвинутым по этому нарушению является сложно построенный комплекс Садзегурско-Шахветильского покрова, сложенный породами от альба до сантона. Здесь это нарушение пересекает и Лалаурскую покровную пластину. В результате этого разорванной и смещенной к юго-востоку оказывается подошва Лалаурского покрова.

К северу от Долошской синклинали, на правом склоне р.Шавской Арагви следуют сильно деформированные верхнемеловые флишевые отложения, образующие в общем две синклинальные и разделяющие их антиклинальные складки, осложненные множеством мелких складок, хорошо наблюдаемых вдоль новой шоссеиной дороги к югу от с.Надзихи. Судя по

выходу аналогичных пород по другую сторону Лалаурского покрова, за пределами закартированного участка, их следует отнести к наиболее северной, т.н. Надзихско-Пудзнарской чешуе Садзегурско-Шахветильского покрова, перекрытой в большей своей части Лалаурской покровной пластиной.

Наиболее южный И н в а л ь с к о - П х о в е л ь с к и й покров, узкой полосой обнажающийся в юго-западной части закартированного участка, представлен опрокинутым южным крылом Ананурской антиклинали. Северное крыло складки полностью перекрыто Садзегурско-Шахветильским надвигом. Южное крыло упомянутой складки представлено здесь терригенной навтисхевской свитой, тектонически контактирующей с ананурской свитой сеномана. Это нарушение (8-8), перекрывая укут-мартскую свиту, в общем следует по границе двух свит. Однако в южной части, на левом берегу р.Арагви им захвачен клин известняков орбитальной свиты маастрихта, которая трансгрессивно налегает на ананурскую свиту.

Заключивая на этом описание исследованных шарьяжных структур, следует отметить, что ведущим механизмом образования описанных шарьяжей является интенсивное боковое сдавливание складчатой системы Большого Кавказа, обусловленное главным образом продвижением к северу и пододвиганием под нее жесткой Грузинской глыбы, что вызвало образование множества пологих наклоненных к северу поверхностей скольжения, по которым и перемещались пластины горных пород различной величины.

На активное пододвигание Грузинской глыбы под образующуюся складчатую систему Южного склона указывает постепенное сокращение амплитуды перемещения отдельных пластин с юга на север, а также явление перекрывания - "запечатывания" более северными шарьяжами уже сорванных и надвинутых южных шарьяжей. В частности, Алисигорско-Чинчельтский шарьяж перекрывает уже надвинутые И н в а л ь с к о - П х о в е л ь с к и й и Садзегурско-Шахветильскую шарьяжные пластины. Уцерско-Павлеурский шарьяж, в свою очередь, перекрывает на западе Алисигорско-Чинчельтский и зону его корней.

4. ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА, СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АССА-АРАГВИНСКОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

И.П.Гамкрелидзе, Т.В.Гюргобжани, А.И.Кавелашвили,
З.А.Кокрашвили, Г.П.Лобжанидзе, О.Д.Хуцишвили, Г.А.Чхкратдзе

4.1. ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА АССА-АРАГВИНСКОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Коллективом авторов проведена детальная трещинная съемка в основных литостратиграфических и структурных единицах различных тектонических зон Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа. Полученный в результате этой съемки фактический материал (более 35 000 замеров) позволил определить во многих точках исследованной полосы направление осей главных нормальных напряжений и установить поле тектонических палеонапряжений.

Трещинная съемка, построение и анализ структурных диаграмм проводились методом Р.Адлера и др. (R. Adler et al., 1965), усовершенствованным И.П.Гамкрелидзе (1976).

Краткое описание методики исследования

Основой исследования трещинной тектоники горных пород является статистическая съемка, заключающаяся в массовых замерах пространственного положения различных структурных элементов (плоскостных и линейных) с помощью горного компаса. Однако при изучении структурных элементов помимо пространственной ориентировки во внимание принимаются и другие признаки. В частности, для тектонических поверхностей – морфологические особенности и характер перемещения (в случае наличия следов перемещения на их поверхности элементы залегания штрихов скольжения и т.д.), степень раскрытия, характер заполнения инородным материалом, присутствие воды и т.д. Таким образом, при структурном анализе большей частью имеет место комбинированное использование статистики направлений и признаков.

Статистические наблюдения могут осуществляться только для гомогенных, т.е. структурно однородных участков, которые должны изучаться раздельно.

Простейшим методом последующей обработки и анализа исходных статистических данных является их графическое изображение с помощью структурных диаграмм. В структурном анализе используется азимутальная равноплощадная картографическая проекция, позволяющая пространственное, т.е. трехмерное представление пространственно-статистических закономерностей в расположении структурных элементов. Используется как полярная (нормальная), так и экваториальная (поперечная)

сетка азимутальной проекции (сетка Шмидта). Линия полюсов системы координатных линий экваториальной сетки с линией полюсов нормальной сетки образует угол 90° .

При анализе структурных диаграмм, наряду с различными структурными элементами (с малоамплитудными разрывами, трещинами и т.д.), на них изображаются складки и их элементы (крылья, оси и осевые плоскости), а также плоскости кливажа.

Особое значение при структурных исследованиях имеет установление и изображение на диаграмме осей складок. Ось складки представляет собой линейный структурный элемент и может быть выражена на сетке Шмидта точкой ее пересечения с полусферой. Проекция этой точки изображается символом В.

Для установления оси складки, кроме плоскостей слоистости, может быть использована также комбинация неоднородных структурных элементов, в частности плоскости слоистости и кливажа осевой плоскости, положение линий пересечения которых приближается к положению оси складки.

На структурной диаграмме с помощью полюсов плоскостей слоистости можно найти положение не только оси, но и осевой плоскости складки.

Следует отметить, что в некоторых случаях, особенно когда обнаружено лишь одно крыло складки, приблизительное положение осевой плоскости складки можно найти с помощью кливажа осевой плоскости.

Для того чтобы разобраться в закономерностях пространственного расположения различных структурных элементов и провести соответствующий анализ структурных диаграмм, следует иметь представление о симметрии, характеризующей структурные формы различного масштаба.

Как известно, большинство пород земной коры характеризуется существованием в них более или менее упорядоченных деформационных структур. В природных условиях в деформационных структурах структурные элементы часто расположены симметрично относительно некоторых трех взаимно перпендикулярных главных направлений. Исходя из этого, для описания закономерностей пространственного расположения строящих структуру элементов, как и в кристаллографии, в структурном анализе можно применить сравнительную координатную систему abc , к которой могут быть привязаны различные плоскостные и линейные структурные элементы. Это наряду с возможностью сравнения областей структур различного порядка, позволяет также дать генетическую характеристику отдельных структурных элементов, например, различных трещин и разрывов в складчатой структуре. Только таким путем возможны структурный анализ структур различного порядка и их суммирование.

При рассмотрении координатной системы abc в микроструктурах принимается, что ось a отвечает направлению "тектонического транспорта" и вместе с осью c расположена в плоскости деформации ac

или в плоскости симметрии.

При рассмотрении макроструктур упрощенно можно принять, что структурные оси взаимно перпендикулярны и их положение соответствует положению осей главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 . Ось σ_1 большей частью совпадает с осью В и, соответственно, σ_2 . Однако замена сравнительных координатных осей а, b, с с осями σ_1 , σ_2 и σ_3 требует тщательного анализа особенностей расположения в пространстве и генезиса структурных элементов.

Плоскости ab, ac и bc в общем представляют собой плоскости главных нормальных напряжений, и их положение потенциально соответствует положению трещин и других плоскостей отрыва и сплющивания. Эти плоскости параллельны двум координатным осям и секут третью ось. Трещины скалывания и другие тектонические поверхности подобного происхождения секут две координатные оси и параллельны одной из них.

Плоскости общего положения, секущие все координатные оси, как и в кристаллографии, обозначаются hkl. Плоскости скалывания, секущие две оси, обозначаются как плоскости okl, hol и hko. Естественно, что плоскости, секущие одну из координатных осей, представляют плоскости 001 (ab), h00 (bc) и Ok0 (ac).

Для большей объективности из анализа структурных диаграмм с самого же начала следует исключить те структурные элементы, образование которых не связано с рассматриваемым актом деформации горных пород. Таковыми, в первую очередь, являются первичные додеформационные поверхности планетарных трещин, которые, как выяснилось в последнее время, широко развиты не только в платформенных, но и в складчатых областях (И. Гамкрелидзе, 1972). Выделение этих трещин при достаточном опыте исследователя возможно уже в полевых условиях. Однако часто эти трещины все-таки изображаются на структурных диаграммах и поэтому становится необходимым их исключение из статистического анализа. К сожалению, в настоящее время при детальном структурном анализе все еще делаются далеко идущие заключения о генезисе различных трещин, о связи их со складчатыми и разрывными нарушениями, об их возрастных взаимоотношениях и об ориентации осей главных нормальных напряжений на структурных диаграммах без всякого учета существования первичных планетарных трещин, не связанных с локальными деформациями горных пород.

Следует принять во внимание, что при восстановлении древнего поля тектонических напряжений мы довольствуемся лишь установлением ориентации главных осей напряжений, так как вследствие неоднородности пород невозможно определить даже относительную величину напряжений, действующих в том или ином направлении.

- В природных условиях линия пересечения двух сопряженных систем скалывания совпадает с осью промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 . В большинстве случаев положение оси σ_2 совпадает с по-

ложением оси складок В и, соответственно, координатной оси б. В этом случае основной задачей является определение положений осей β_2 и β_1 .

Установление положения осей β_2 и β_1 возможно лишь на основании нахождения направления истинного перемещения по поверхностям скалывания, т.е. на основании нахождения квадрантов сжатия и расширения. Нетрудно увидеть, что для нахождения ориентировки осей напряжений в данном случае необходимо установить направление перемещения хотя бы по одной системе плоскостей скалывания.

Таким образом, на основании установления направления перемещения по плоскостям скалывания мы можем показать на диаграмме положение осей β_1 , β_2 и β_3 . В частности, если перемещение по плоскостям скалывания β_01 взбросового характера, тогда ось β_3 совпадает с координатной осью а, а β_1 -с осью с. Если плоскости β_01 представляют собой плоскости сброса, тогда ось β_3 будет идентичной оси с, а β_1 - оси а. Определение положений осей $\beta_1, \beta_2, \beta_3$ возможно также с помощью плоскостей скалывания β_02 . Если они представляют собой плоскости сдвига и в тех квадрантах, созданных этими плоскостями, в которых биссектрисой является координатная ось а относительное перемещение вдоль этих плоскостей направлено внутрь, тогда ось а является одновременно осью β_3 . Ось β_2 в этом случае совпадает с координатной осью с, а ось β_1 с осью в. Однако в случае, если на диаграмме одновременно выражены плоскости β_01 и β_02 с перемещением, направленным внутрь, исходя из того, что общее удлинение в этом случае все-таки преобладает в вертикальном направлении, ось наибольшего растяжения β_1 следует считать идентичной оси с, а оси β_2 и β_3 , соответственно, - в и а.

Результаты трещинной съемки и поле тектонических палеонапряжений

Проведенные исследования по трещинной тектонике Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа полностью подтвердили мнение о том, что подавляющее большинство (более 80%) всех трещин, развитых в прских, меловых и палеогеновых отложениях Южного склона Большого Кавказа, представляет собой перпендикулярную к напластованию трещиноватость, не приуроченную к локальным тектоническим деформациям и относящуюся к разряду планетарной (И.Гамкрелидзе, 1972, 1976). Как было отмечено, при установлении пространственно-статистических закономерностей распределения структурных элементов различных деформационных структур из анализа следует полностью исключить повсеместно развитые планетарные трещины.

При изучении трещинной тектоники Большого Кавказа благоприятной для детального структурного анализа оказалась лишь область раз-

вития относительно пластичных толщ ниже-среднеюрских песчано-глинистых и позднеюрско-нижнемеловых глинисто-мергелистых флишевых отложений, в которых, наряду с общей (планетарной) трещиноватостью, широко развиты и локально-тектонические трещины и мелкоамплитудные разрывные нарушения. Ниже в качестве примера приводится описание и анализ двух структурных диаграмм, построенных в плинсбахских песчаниках и сланцах (рис.34).

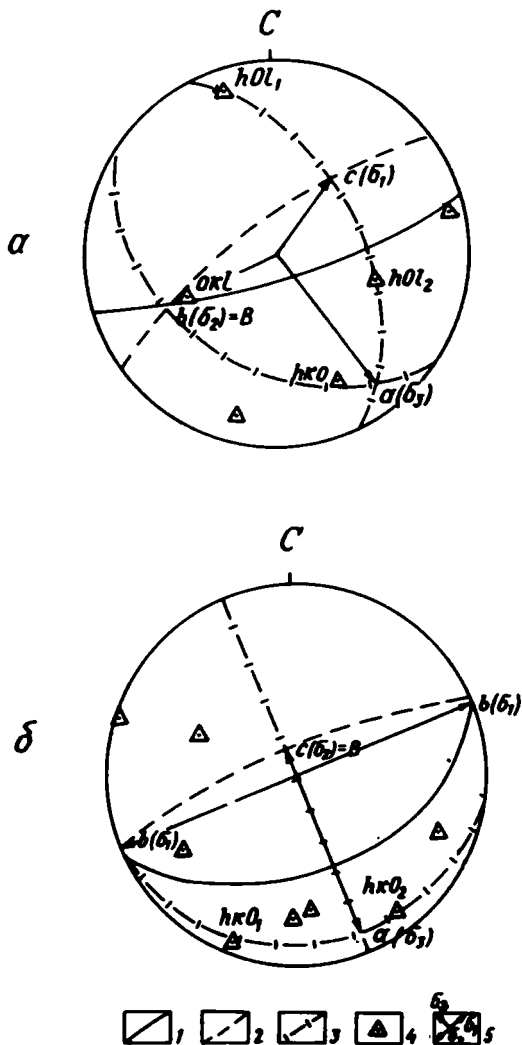


Рис.34. Структурные диаграммы, составленные в результате замеров трещин в плинсбахских отложениях. Большие круги: 1 - плоскости слоистости, 2 - плоскости кливажа, 3 - плоскости ab , ac и bc (зональных кругов), 4 - максимумы полюсов плоскостей трещин, 5 - направление осей главных нормальных напряжений

Диаграмма а (рис.34)

Чередование глинистых сланцев и тонкослойных (5–9 см) песчаников (верхний плинсбах). Азимут падения пород СЗ 340–350°, \angle 75–80°, плоскости кливажа с азимутом падения ЮВ 140–150°, \angle 75°. Крыло складки. На участке развиты две системы взбросовых трещин (hol_1 , hol_2): одна система сдвиговых трещин (hko) и одна система сбросовых трещин (okl). Характер деформации взбросовой. Ось максимального сжатия σ_3 совпадает с координатной осью a , ось σ_2 с осью b и ось σ_1 с осью c . Наблюдаются также одна система трещин неизвестного генезиса, не связанных с отмеченным планом деформации, и одна система первичных (планетарных) трещин. Ось минимальных главных нормальных напряжений σ_3 простирается в СЗ–ЮВ направлении и слабо наклонена к северо–западу.

Диаграмма б (рис.34)

Глинистые сланцы с редкими тонкими прослоями алевролитов, секущихся диабазовой дайкой мощностью 2 м (нижний плинсбах). Азимут падения пород СЗ 340°, \angle 40–50°. Плоскости кливажа с азимутом падения ЮВ 160°, \angle 75–80°. Крыло складки. На участке развиты две системы сдвиговых трещин (hko , hko_2). Характер деформации сдвиговой. Ось максимального сжатия σ_3 совпадает с координатной осью a , ось σ_1 с осью b и ось σ_2 с осью c . Наблюдаются также шесть систем трещин неизвестного генезиса, не связанных с отмеченным планом деформации. Ось минимальных главных нормальных напряжений σ_3 ориентирована в СЗ–ЮВ направлении и слабо наклонена к северо–западу.

Рассмотрение общей схемы расположения в пространстве осей главных нормальных напряжений вдоль Асса–Арагвинского пересечения, полученной на основании анализа отдельных структурных диаграмм (с общим количеством 74) показывает, что залегание осей напряжения σ_2 и σ_3 большей частью близко к горизонтальному. Вместе с тем оси σ_2 как правило, имеют простирания, совпадающие с простиранием локальных складчатых структур, которые здесь в общем имеют необычное общекавказское, а восточно–северо–восточное направление. Оси минимальных нормальных напряжений (максимального сжатия) σ_3 имеют поперечное к складчатым структурам направление и слабо или умеренно наклонены большей частью к юго–востоку. Однако по ущ.р.Асса, на участке от развалин сел.Пуй до северного портала Архотского тоннеля оси σ_3 почти всюду имеют слабый наклон на северо–запад. Этот участок расположен уже в северном крыле антиклинория Главного хребта Большого Кавказа и указанный наклон осей σ_3 отражает его веерообразное строение.

Из всего вышесказанного следует, что ведущая роль в формировании основных структурных форм Южного склона Большого Кавказа принадлежит горизонтально направленным сжимающим усилиям. Подобный характер деформации пород подтверждает и изучение характера первичной

(планетарной) трещиноватости, являющейся, как известно, индикатором испытанных породами движений (кинематики деформации) (И. Гамкрелидзе, 1972). В частности, наблюдения показали, что плоскости планетарных трещин механически активны, и движения по ним играют значительную роль в деформации пород. Эти движения особенно ярко проявлены в относительно компетентных известняковых толщах верхнемелового флиша Местийско-Тванетской зоны и верхней юры и нижнего мела Внешней зоны Горного Дагестана. Здесь разгрузка тектонических палеонапряжений почти полностью происходила за счет подвижек по поверхностям планетарной трещиноватости и крупных разрывных нарушений (надвигов и взбросов). Признаки перемещения здесь были обнаружены по планетарным трещинам всех направлений. При этом наиболее отчетливо выражены движения по сравнительно глубоким (секущим несколько слоев или пачек) трещинам, но подвижки наблюдаются и по трещинам, не выходящим за пределы отдельных слоев. Вместе с тем, по трещинам северо-западного и северо-восточного направлений обнаружены лишь сдвиговые перемещения. Эти перемещения, указывающие на дифференциальные горизонтальные движения деформируемых пород также наиболее очевидны для сравнительно глубоких трещин.

Перемещения наблюдаются также по трещинам субширотного простирания, совпадающим в общем с простиранием складок. Почти во всех случаях они указывают на движения взбросового характера. Местами эти трещины с перпендикулярными им плоскостями послыжного скольжения на крыльях складок образуют как бы сопряженную систему скалывания.

В процессе деформации на крыльях складок часто изменяется и первичная ориентация планетарных трещин относительно плоскостей слоистости. В частности, наблюдается скашивание первоначально прямых углов между ними, направленное всегда в сторону восстания слоев. На диаграммах это выражается в некотором смещении наружу максимумов тех планетарных трещин, которые примерно параллельны простиранию пород. Это явление вызвано действием пары сил при относительном проскальзывании слоев во время складчатости и дает некоторые указания о характере последней.

Приведенные выше данные о характере движения по плоскостям планетарных трещин также свидетельствуют о господстве сил горизонтального сжатия при формировании основных структурных форм Южного склона Большого Кавказа.

Что же касается отклонения почти всех складчатых структур от обычного общекавказского направления и в связи с этим разворота против часовой стрелки частных планов деформации почти на всех структурных диаграммах Асса-Арагвинского пересечения, то это, по-видимому, следует связать с функционированием в позднеальпийское время (после раннего плиоцена) субмеридионального разлома, представляющего собой крупный левосторонний сдвиг в фундаменте мегантиклинория Большо-

го Кавказа, с которым связан региональный поперечный флексуобразный изгиб складчатой структуры мегантиклинория в плане, особенно четко выраженный в нижне-среднеюрских отложениях. Амплитуда суммарного смещения, судя по ступени изгиба, достигает 5 км (Гиоргобани, Закарая, 1982).

Особый интерес представляет рассмотрение современного поля напряжений района Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа.

На основании стандартной методики П.О.Джиджешвили и Р.Л.Шавишвили (1984) были изучены механизмы очагов землетрясений разного энергетического диапазона с глубиной от 10 до 25 км, расположенных в области Асса-Арагвинского линеймента. В результате была построена геокинематическая модель этого района. Рассмотрение этой модели показывает, что от с.Кавтисхеви до г.Анхой Мартан протягивается единая Асса-Арагвинская система ныне живущих разрывных нарушений в фундаменте Мегантиклинория Большого Кавказа, разделяющая его на два блока, западный из которых испытывает смещение к западу и юго-западу.

С.И.Кулошвили

4.2. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АССА-АРАГВИНСКОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Активное проявление тектонических процессов в исследованном регионе, особенно на новейшем этапе развития, обусловило и его значительную сейсмическую активность. Землетрясения, являющиеся одним из показателей современной тектонической подвижности земной коры, как правило, не встречаются изолированно, а группируются в линейно-вытянутые зоны и пояса, очерчивающие отдельные блоки и глыбы. Поскольку границами этих блоков и глыб являются глубинные разломы и другие крупные разрывы, сейсмичность оказывается генетически связанной с указанными дизъюнктивными структурами земной коры. Поэтому задачей сейсмотектонического районирования по геологическим данным является выделение и изучение активных разрывов и их систем (сейсмоактивных зон) и их качественная дифференциация по степени их сейсмической опасности. Для их количественной оценки геологические данные дополняются материалами сейсмостатистики и теоретическими сейсмологическими расчетами.

Разрывные нарушения. В пределах рассматриваемой территории развито огромное количество тектонических нарушений разрывного характера. Разрывы эти широко варьируют как по размерам, ориентировке, времени заложения, так и по морфологии, кинематике и механизму их образования. (рис.35).

Из весьма большого числа разрывных нарушений, развитых в пре-

делах рассматриваемой территории, ниже дается описание глубинных разломов, а также региональных и наиболее крупных локальных разрывов с уже установленной сейсмичностью или являющихся потенциально сейсмоопасными, которыми определяется сейсмический режим и распределение сейсмичности этой сложной построенной части Кавказа.

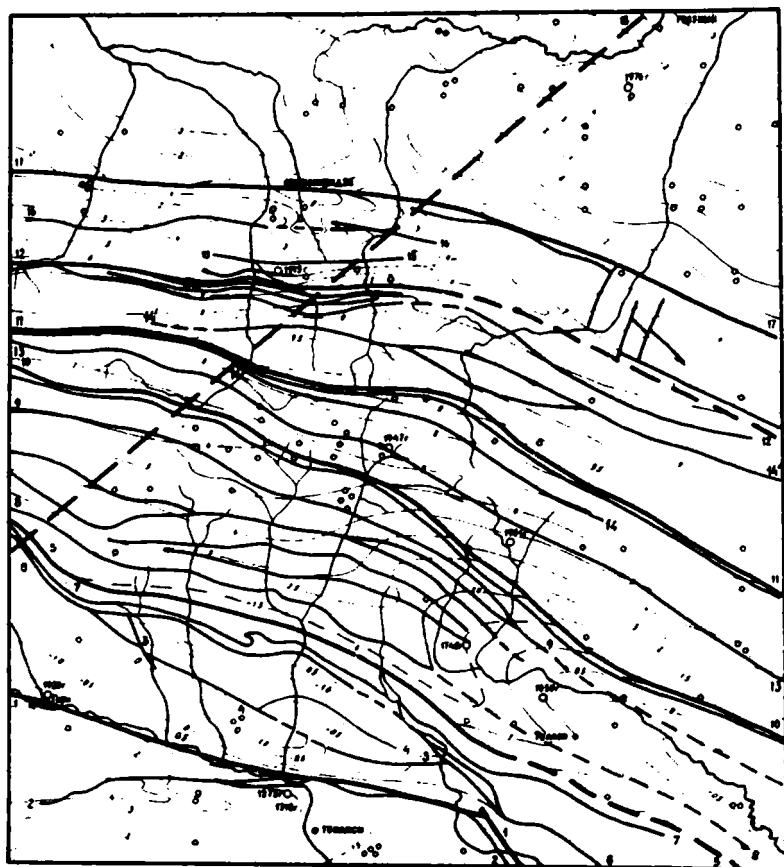


Рис. 35. Сейсмотектоническая схема Асса-Арагвинского пересечения Кавказа.
 1 - глубокие разломы; 2 - прочие разрывные нарушения; 3 - амплитуда суммарных вертикальных давлений в км за неотектонический этап (верхний сармат-антропоген); 4 - эпицентры землетрясений с магнитудой более 5,5; 5 - с магнитудой от 4 до 5,5

Северный разлом Аджаро-Триалетской складчатой системы (1) представляет собой разлом глубинного заложения на границе Аджаро-Триалетской складчатой системы и Закавказской межгорной впадины. Наличие этого разлома, проходящего примерно вдоль долины р. Куры, устанавливается по комплексу стратиграфических, структурных и геофизических данных. В частности, зона разлома сопровождается полосой повышенных градиентов силы тяжести, что подтверждает глубинный характер разлома. Поверхностным выражением этого разлома является система взбросовых и надвиговых нарушений, падающих как на север, так и на юг. Среди этих разрывов одним из наиболее крупных является Сасхорский надвиг (2), осложняющий северное крыло Мцхетской антиклинали. Вдоль плоскости Сасхорского надвига, падающей на юг под углом $60-70^{\circ}$, отложения палеогена Триалетского хребта надвинуты на миоценовые образования южного борта Карталинской впадины.

В центральной части Карталинской впадины в направлении с ЮВ на СЗ протягивается крупный Бицмендский надвиг (3). На СЗ этот разрыв сопрягается с ответвлением Душетского надвига, а на ЮВ уходит в пределы Кахети. Плоскость надвига падает на СВ под углом $55-60^{\circ}$. Бицмендский надвиг осложняет южные крылья цепочки пологих антиклиналей Карталинской депрессии и, по-видимому, образовался на заключительной стадии формирования этих структур. Амплитуда его составляет не менее нескольких сот метров, поскольку по разрыву отложения сарматского яруса приходят в соприкосновение с образованиями миоплицена.

На правом берегу р. Арагви от Бицмендского разрыва ответвляется Ахатанский надвиг (4), осложняющий южное крыло Топорской антиклинали. Разрыв в плане имеет форму крутой дуги с выпуклостью на север. Как показали данные бурения, надвиг имеет весьма значительную амплитуду — около 1400 м. В восточном направлении надвиг быстро затухает в отложениях миоплицена.

Границей между Закавказской межгорной впадиной и складчатой системой Южного склона Большого Кавказа является Южный глубокий разлом флиша (5). Этот разлом устанавливается в первую очередь на основании сопоставления разреза флишевой зоны Большого Кавказа с разрезом мезокайнозой межгорной впадины. Наличие разлома подтверждается также геофизическими данными, согласно которым разлом пересекает всю земную кору, достигая мантии.

На поверхности шовная зона Южного разлома флиша имеет очень сложное строение. Как показали исследования П. Д. Гамкрелидзе и И. П. Гамкрелидзе (1977), этот разлом на большей части перекрыт шарьяжными пластинами флишевых толщ Южного склона. С юга и севера от главного разрыва выявлены разломы, ограничивающие шовную зону. Этими разрывами являются: с юга — Душетский (6) и Орхевский (7)

(7), а с севера — Ильдоканский (Уцера-Павлеурский) (8), по И.П.Гамкрелдзе.

Душетский и Орхевский разрывы представляют собой крутые надвиги (взбросы), падающие на север. Плоскости этих разрывов имеют наклон $50-60^\circ$ у поверхности и, по-видимому, уплощаются с глубиной. Что касается северного Уцера-Павлеурского разрыва, то он представляет собой типичный надвиг, местами очень пологий, по которому флишевые толщи Шовско-Пасанаурской подзоны Местийско-Тянетской зоны надвинуты на наиболее северные покровы фронтальной, Гомборско-Алвальской подзоны.

Большое количество разрывов отмечено в пределах самой Шовско-Пасанаурской подзоны. В подавляющем большинстве это крутопадающие надвиги ($45-70^\circ$), осложняющие южные крылья опрокинутых и изоклинальных складок с движением масс в южном направлении. Большинство разрывов — локального характера и протягиваются на несколько километров, либо на первые десятки километров.

Наиболее крупным из них является Магароскарский надвиг (9), имеющий региональное значение. По этому надвику, прослеживаемому на расстояние почти 100 км (от бассейна р.Лиахви до верховьев р.Алазани, где разлом скрывается под четвертичными образованиями Алазанской впадины) отложения средней и верхней кры надвинуты на породы нижнего мела. Плоскость разлома падает на север под углом около 70° .

С севера флишевый бассейн Южного склона ограничен Гелско-Лагодехским разломом (10), имеющим общекавказское значение и ограничивающим флишевый бассейн на всем его протяжении — от Верхней Сванети до р-на г.Шемахи на Юго-Восточном Кавказе (протяженность более 500 км). Разлом устанавливается по комплексу стратиграфических и структурных данных, а также хорошо выражен геоморфологически в виде крутого надвига с падением плоскости сместителя на север $70-80^\circ$, по которому на отложения карбонатного флиша верхней кры надвинуты с севера сланцы и песчаники Казбега-Лагодехской зоны. Линия разрыва в бас.рр.Терека и Арагви сопровождается огромным количеством выходов минеральных источников, впервые описанных В.П.Ренгартенем. Этот исследователь указал также на значительные тектонические воздействия в зоне разрыва, выражающиеся в сильном раздроблении, смятии и изменении пород.

Крупный глубинный разлом проходит по границе Южного склона и осевой зоны Большого Кавказа. Этот глубинный разлом выражен очень четко на поверхности геологически и геоморфологически в виде одной из наиболее крупных разрывных структур Кавказа — Главного надвига Большого Кавказа (11). Заложение разлома относится скорее всего еще к герцинской стадии развития. На заключительных этапах альпийского цикла по плоскости этого разлома, круто падающего на север, происхо-

дит надвигание ядра метантиклинория на сланцевые толщи южного скло-
на. Вертикальная амплитуда весьма значительна и составляет несколь-
ко километров.

Главный надвиг является южным ограничением антиклинория Большо-
го Кавказа. С севера он ограничен другим глубинным разломом, изве-
стным в литературе под названием Б у р о н - Л а р о к о г о (12).
На поверхности линия этого разлома выражена в виде пологого надвига,
падающего на север.

Глубинный характер его подтверждается стратиграфическими и
структурными данными. Кроме того, к линии разлома приурочены место-
рождения и проявления рудных полезных ископаемых, в связи с чем
Г.Д.Ахирей (1962) считает, что разлом может иметь первостепенное
металлогеническое значение.

Среди многочисленных разрывов в пределах зоны ядра Большого
Кавказа следует отметить два крупных крутых разрыва (13 и 14), по
которым происходит обособление антиклинорий Водораздельного и Боко-
вого хребтов с расположенным между ними грабенообразным Бжегинским
синклинорием.

Широким развитием разрывных нарушений характеризуется зона се-
верного склона Большого Кавказа, поскольку здесь дислокациям подвер-
гаются главным образом жесткие карбонатные породы. Однако, как пра-
вило, разрывы малоамплитудны и небольшой протяженности. Большинство
разрывов широтного простирания, плоскости их полого падают на север
о отчетливо выраженным движением масс в южном направлении.

Наиболее крупный в области Скалистого хребта ^{Бен-ш-н} к о р т с к и й
в з б р о с (15) прослеживается в междуречье Терека
и Ассы более чем на 40 км. По взбросу северное крыло антиклиналя
приподнято и надвинuto на южное крыло синклиналя. Плоскость взброса
падает на север под углом 70° и с глубиной, по-видимому, выполажива-
ется (Коваленко и др., 1979).

Амплитуда взброса в междуречье Терек-Асса составляет 600-800 м,
постепенно уменьшаясь до 100-200 м к востоку от долины р.Ассы.

Вдоль периферии северного крыла Большого Кавказа протягивается
А р д о н - С а м у р с к и й (Владикавказский) г л у б и н н ы й
р а з л о м (17). Его поверхностным выражением в междуречье Терека
и Ассы является, по-видимому, Ушкортский взброс (16). Разрыв этот в
пределах Пастбищного хребта четко фиксируется тектоническим контак-
том разновозрастных пород кри и мела. Падение плоскости взброса на
север под углом $60-65^{\circ}$, который с глубиной выполаживается. Амплитуда
смещения по р.Ассе достигает 1300-1500 м, снижаясь до 800-1000 м в
долине р.Камбийлевка. Еще далее на запад Ушкортский взброс скрывает-
ся под чехлом четвертичных отложений Тарской впадины.

Все описанные выше разрывы имеют "обделкавказское", северо-за-
пад-юго-восточное, либо широтное простирание и являются, таким обра-
150

зом, продольными по отношению к простиранию основных геотектонических зон и отдельных структур Большого Кавказа. Кроме них, в пределах рассматриваемой территории Кавказа предполагается наличие разломов и других направлений - в первую очередь субмеридионального и северо-восток-юго-западного простирания. Наиболее крупный из них - К а з б е к - Ц х и н в а л ь с к и й глубинный разлом (18) - расположенный в зоне Транскавказского поперечного поднятия. В отличие от продольных глубинных разломов, Казбекско-Цхинвальский разлом не сопровождается поверхностными разрывами и его наличие устанавливается по косвенным данным, главным образом по расположению центров молодого вулканизма и характеру проявления сейсмичности. По мнению Е.Е.Милановского, тектоническая активность Казбек-Цхинвальского разлома и особенно его отрезка, пересекающего Большой Кавказ, возрастала в течение всего антропогена, о чем свидетельствует постепенное проявление вдоль него все новых вулканических центров и возникновение в зоне разлома в позднем плейстоцене Тарской, Верхнетерской и Кельской наложенных впадин. Вместе с тем, по данным И.В.Ананьина, зона Казбек-Цхинвальского разлома характеризуется значительным поглощением сейсмической энергии.

Наличие разлома субмеридионального направления предполагается вдоль ущелья р.Ассы (Шеничный и др., 1973; Коваленко и др., 1979). Основанием для выделения Ассинского поперечного разлома явилось, в первую очередь, положение и конфигурация локальных аномалий силы тяжести, указывавших на левостороннее сдвиговое смещение блоков фундамента. По мнению некоторых исследователей, Ассинский разлом является звеном крупного Асса-Арагвинского линеймента, установленного при дешифрировании космических снимков (Копп, Раоцветаев, 1976 и др.).

Новые соображения о геологической природе Ассинского поперечного линеймента, полученные на основании детальных структурных исследований (Гюргоблиани, Закарая, 1982), содержатся в настоящем сборнике.

Новейшие движения. На новейшем этапе (верхний сармат-антропоген) рассматриваемая территория, как и весь Кавказ в целом, характеризуется резкой активизацией процессов складкообразования, горообразования и вулканизма. Рубеж миоцена и плиоцена рассматривается большинством исследователей как начало неотектонического (или позднеорогенного) этапа на Кавказе.

Согласно воззрениям, основанным на концепции тектоники плит, активизация тектонических (включая, по-видимому, и сейсмические) и вулканических процессов на Кавказе хорошо увязывается со взаимодействием Африканско-Аравийской и Евразийской литосферных плит (Казьмин, 1974). Это взаимодействие на неотектоническом этапе обусловило утолщение земной коры на Кавказе, интенсифи-

кацию процессов складко- и надвигообразования, формирование высокогорного рельефа. Эти процессы, имея непрерывно-прерывистый характер, особенно усиливаются в эпохи фаз тектогенеза, причем основными фазами для рассматриваемой территории явились аттическая (предплиоценовая), роданская (среднеплиоценовая) и валахская (предплейстоценовая). В результате этих процессов, в течение неотектонического этапа было сформировано сложно-построенное складчато-сводово-блоковое поднятие Большого Кавказа и ограничивавшие его с севера и юга компенсационные впадины. Сводово-блоковое строение, обусловленное широким развитием разломов, выражается рядом структурных ступеней (блоков), последовательно воздымающихся от периферии в сторону осевой зоны. По существу тектонические зоны и подзоны представляют собой отдельные ступени сводово-блокового поднятия, отграниченные друг от друга крупными разломами земной коры. Каждая ступень (блок) характеризуется сходным геологическим строением и испытывает более или менее однородные по характеру и величине неотектонические деформации (см. рис. 35).

Расположение зон интенсивных деформаций, разломов и флексур обычно унаследовано от более древних структур и свидетельствует о длительном существовании блоковой структуры земной коры и сети долгоживущих глубинных разломов.

Амплитуда новейших движений на Большом Кавказе оценивалась многими исследователями, причем полученные величины разнятся в довольно значительных пределах. Так, Е.Е.Милановский (1968) величину суммарных поднятий для осевой зоны в междуречье Терека и Аргуна с конца миоцена оценивает в 4-4,5 км. В.А.Растворова (1973), с учетом денудационного среза, получила значительно большие значения новейших поднятий. Согласно полученным ей данным, эти поднятия только за четвертичный период составили: для осевой зоны - 6-7 км, для южного и северного склонов - около 5 км и для предгорий - около 2 км. По мнению В.А.Растворовой эти цифры дают лишь приблизительное представление о размахе новейших поднятий, поскольку денудационный срез не поддается пока точной оценке.

Полученные нами данные (Цагарели, Кулошвили, 1977, 1984), также с учетом размывтого слоя, несколько отличаются (в меньшую сторону) от данных В.А.Растворовой, хотя и значительно превосходят значения, полученные Е.Е.Милановским. Согласно нашим данным, осевая зона Большого Кавказа, заключенная между Главным надвигом и Бурон-Ларским разломом, испытала за весь неотектонический этап поднятие в 8,5-9,5 км, а с конца плиоцена - около 4 км.

Более низкими ступенями, ограничивавшими осевое поднятие с севера и юга являются соответственно Северорусская депрессия и Кавказско-Лагодехская зона. Первая занимает более низкое положение в современном рельефе Кавказа и характеризуется новейшими поднятиями в 5-7 км (2,5-3 км за антропогенный период). Что касается Кавказско-Ла-

кодексской зоны, то она представляет четко выраженную ступень, испытавшую воздымание в 7-8 км за неотектонический этап и в 3 км - за четвертичный период. А.Д.Цагарели (1980) показал конэрозионный характер ограничивавших эту ступень глубинных разломов, свидетельствующий о том, что движения по ним проходили на фоне формирования современного тектоно-эрозионного рельефа.

Следующая к югу ступень соответствует Шовско-Пасанаурской подзоне Местийско-Тшанетской зоны карбонатно-терригенного флиша верхней уры и мела. Эта широкая ступень пологого наклона на юг испытала ювейшие поднятия от 6 км на севере до 3 км на юге. Соответствующие воздымания с конца позднего плиоцена составляют 3 и 2 км. Более мелкими разломами регионального и локального характера Шовско-Пасанаурская ступень расчленяется на отдельные небольшие блоки.

На северном склоне данной ступени соответствуют моноклиналы калистого хребта и Черных гор, где размах неотектонических движений с начала верхнего сармата, по данным С.И.Дотдугва (1975), составляет 4 км.

Линвальско-Гомборская подзона (Кахетинско-Лечхумский шов) охватывает область воздымания Большого Кавказа от межгорной впадины, характеризующейся более сложной историей новейших движений. На первой стадии (верхний сармат - верхний плиоцен) здесь преобладали нисходящие движения, причем ось прогиба была отодвинута к его северному боту, с образованием частного, Ленингори-Базалетского прогиба. Здесь прогибание за указанный промежуток времени составило 1,5-2 км, уменьшаясь до 0,5 км у южного борта межгорной депрессии. На заключительной стадии неотектонического этапа (верхний плиоцен-антропоген) территория межгорного прогиба, оставаясь областью относительного погружения, испытывает слабые и умеренные абсолютные воздымания порядка 0,5-0,8 км.

Аналогичная картина наблюдается и в пределах крайней северной части рассматриваемой территории, относящейся к южному борту Терско-Лумского прогиба. Интенсивное прогибание, начавшееся здесь еще в олигоцене, постепенно замедляется на позднеорогенном этапе (в связи с общим воздыманием Большого Кавказа) и сменяется с конца плиоцена поднятиями с амплитудой около 1 км. На фоне общего абсолютного воздымания, приведшего к формированию невысокого хребта Черных гор, в качестве области относительного и абсолютного погружения обособляется небольшая Тарская котловина, выполненная мощной толщей (до 150-180 м) четвертичных образований.

Сейсмогенные зоны и сеймотектоническое районирование. Прежде чем перейти к характеристике сейсмоопасных зон, коротко остановимся на принципах их выделения, поскольку, несмотря на огромное число работ, посвященных этой важнейшей проблеме сейсотектоники, до настоящего времени не существует достаточно четких и общепринятых критериев

ев для выделения этих зон и определения их сейсмического потенциала

а) Сейсмогенная зона не обязательно связана с молодым разломом. Напротив, в складчатых областях, подобных Кавказу, образование новых разломов при землетрясениях происходит весьма редко. Как правило, сильные землетрясения возникают в результате подвижек по древним, длительно живущим разломам глубокого заложения, разделяющих участки с различным геологическим строением и историей.

б) Высокая сейсмичность не всегда и необязательно связана с контрастностью движений, поэтому необязательна и прямая зависимость между сейсмичностью и градиентами скоростей неотектонических движений.

в) Глубинные разломы, даже характеризующиеся единой историей развития, обладают различной сейсмичностью на различных отрезках. Определяющим здесь, по-видимому, является структурно-неотектоническое положение разломов по отношению к полю региональных напряжений, характерных для каждого конкретного региона.

г) Различные типы разрывов неравноценны и в отношении сейсмоопасности. Как известно, значение разрыва как генератора землетрясений определяется возможностью накопления в его плечах упругих напряжений. Эта возможность определяется, в свою очередь, сцеплением блоков в плоскости сместителя. С этой точки зрения наиболее опасными в отношении сейсмичности являются сдвиги, особенно при больших углах между прогибанием разлома и направлением действующих сил. Затем, по степени опасности идут взбросы и крутопадающие надвиги. При пологих надвигах нормальные к сместителю горизонтальные усилия обычно невелики, и упругие напряжения разрешаются частыми сбывами в виде многочисленных, небольшой силы толчков. Наиболее благоприятные условия для накопления напряжений имеют место в условиях растяжения при образовании обросов.

д) Важным признаком для отнесения разлома или его фрагмента к сейсмоопасной зоне является охват этого разлома изосейстой максимальной балльности известного землетрясения.

е) В качестве геоморфологического признака сейсмичности разлома нужно отметить наличие тектонических уступов, формирующихся вдоль зоны надвигов, взбросов и сбросов. Величина этих уступов на Кавказе измеряется метрами и первыми десятками метров. Образование этих уступов, по нашему мнению, не связано с резкими движениями при сильных землетрясениях, а свидетельствует лишь о продолжающейся жизни разломов.

В соответствии с изложенными принципами в пределах рассматриваемой территории выделен ряд зон с различной степенью сейсмической опасности. Ниже приводится их краткая характеристика, причем номер сейсмоопасных зон соответствует номерам разломов, их обусловивших.

1) Сейсмогенные зоны I порядка (с потенциальной сейсмичностью до 9 баллов).

Сюда в первую очередь относятся сейсмоопасные зоны Главного надвига (II) и Гебско-Лагодехская (IO). По комплексу геолого-геоморфологических данных обе эти зоны являются одними из наиболее сейсмоопасных на Большом Кавказе, что подтверждается также данными сейсмостатистики. К зоне Главного надвига на Западном Кавказе приурочен очаг одного из наиболее сильных землетрясений этого региона - Чхалтинского, 1963 г. Что касается Гебско-Лагодехской зоны, то с ней в пределах рассматриваемой территории связано несколько землетрясений магнитудой более 5,5. Плейстоценовая область Верхнеалаванского землетрясения 1951 г., по данным М.М.Рубинштейна (1957), вытянута в СЗ направлении и к югу г.Б.Борбало совпадает с линией разлома. С обеими зонами, кроме того, связано большое количество землетрясений с магнитудами от 4 до 5,5.

К этой же категории нами относятся Бурон-Ларская сейсмоопасная зона (I2). Хотя геолого-геоморфологические признаки здесь изучены еще недостаточно, тем не менее можно констатировать, что по своему структурному положению она аналогична зоне Главного надвига. Кроме того, к этой зоне в междуречье рр.Асси и Терека приурочено одно землетрясение с $M > 5,5$ и ряд землетрясений с $M \sim 4-5,5$.

К сейсмоактивным зонам I порядка относится и поперечная Казбег-Цхинвальская зона (I8). Поскольку обуславливающий ее разлом на поверхности не выражен, оценка этой зоны проводится в первую очередь по сейсмологическим данным. К этой зоне, приуроченной к полосе Транскавказского поперечного поднятия, приурочены сейсмоактивные Грозненский и Прикавказский районы. В Грозненском районе зафиксирован ряд землетрясений с $M \sim 4-5,5$ и одно с $M > 5,5$. Еще более высокой сейсмичностью характеризуется Прикавказский район. Данные о динамических параметрах в очагах ряда землетрясений этой полосы показали, что пространство разрывов в очагах имеет СВ-ЮЗ направление, а сами подвижки имеют либо чисто сдвиговый характер, либо значительную сдвиговую составляющую (Госпадзе, 1957). Кроме того, на продолжении Казбег-Цхинвальской зоны к юго-западу, несколько кулисообразно к ней, расположена субмеридиональная сейсмоактивная зона Дзавахетского нагорья, характеризующаяся землетрясениями силой до 9 баллов.

2) Сейсмогенные зоны II порядка (с потенциальной сейсмичностью до 8 баллов). К ним относятся Владикавказская сейсмоопасная зона (I7) и зона Южного разлома флиша (7). Владикавказская зона, совпадающая с северной границей альпийского складчатого сооружения, характеризуется значительной подвижностью на современном этапе и к ней приурочено большое количество землетрясений силой в 7 баллов и более ($M \sim 4-5,5$).

Меньше макросейсмических данных имеется в отношении зоны Южно-

го разлома флиша в пределах рассматриваемой территории. Однако структурные и геоморфологические признаки этого разлома, а также многочисленные землетрясения, приуроченные к этой зоне в более восточных районах (Кахети. и Азербайджане) дают основание для ее отнесения к сейсмоопасным зонам II порядка.

Несколько неясна потенциальная сейсмичность зоны Северного разлома Аджаро-Триалетской системы (I). Этот разлом, как отмечалось выше, установлен по комплексу геолого-геофизических данных; геоморфологические признаки, свидетельствующие о его современной активности, выражены нечетко. Число землетрясений, связанных с этой зоной также невелико, хотя два из них достигают очень большой силы (M 5,5). Первым из них является историческое Мцхетское землетрясение 1275 года, при котором был разрушен храм. Сила этого землетрясения определяется в 8 баллов, однако к этой оценке надо подходить осторожно, тем более, что отсутствуют свидетельства о проявлении этого землетрясения в близлежащих населенных пунктах (в частности, в Тбилиси).

Более надежным свидетельством является Горийское землетрясение 1920 года, имевшее в эпицентральной области силу не менее 8 баллов. Это землетрясение скорее всего обусловлено своим положением на пересечении Северного разлома Аджаро-Триалетии с меридиональным Абул-Самсарским разломом. Во всяком случае, Л.К.Коншневский, обследовавший последствия Горийского землетрясения, отмечает образование меридиональных сбросов амплитудой в "несколько сажен". Таким образом, на большей своей части, и в частности, в пределах рассматриваемой полосы, Северный разлом Аджаро-Триалетской системы, по нашему мнению, должен оцениваться как зона 8-балльных землетрясений.

3) Сейсмогенные зоны III порядка (с потенциальной сейсмичностью до 7 баллов). Зоны этой категории связаны с крупными поверхностными региональными и локальными разрывами. Длина этих зон измеряется первыми десятками километров, глубина - несколькими километрами. В связи с небольшой глубиной проникновения этих разломов, очаги связанных с ними землетрясений являются приповерхностными (не глубже 10 км, обычно же 3-5 км). Поэтому сотрясения даже сильных землетрясений, охватывают небольшие площади. К этой категории относятся Бишкендская (3), Магароскарская (9), Беншикорская (15) сейсмоопасные зоны, а также зоны, связанные с разломами, ограничивающими Бежети́нский грабен (13 и 14).

Таким образом, по геологическим данным, дополненным данными сейсмостатистики, рассматриваемая территория расположена в пределах зон 9 и 8-балльной сотрясаемости. Первая зона охватывает в основном осевую часть Главного хребта, имея юго-восток-северо-западное простирание. В районе Казбеги контур этой зоны принимает северо-восточную ориентировку, включая в себя землетрясение 1976 года

гот субмеридиональный изгиб 9-балльной зоны, несомненно, связан с положением Казбер-Цхинвальского разлома.

Вся остальная территория расположена в пределах 9-балльной зоны, причем эта сотрясаемость определяется как местными землетрясениями, так и транзитными сотрясениями, обусловленными наиболее сильными землетрясениями из соседних зон (в первую очередь из области Главного хребта и Джавахетского нагорья).

О. В. Куднашвили

4.3. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ОЦЕНКА ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ И ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АССА-АРАГВИНСКОГО ПЕРЕСЕЧЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В ущельях рр. Ассы и Арагви развиты разнообразные по возрасту, составу, свойствам и мощности горные породы. По физико-механическим свойствам и строительным качествам их можно разделить на пять групп: кальные, полускальные, несвязные, связные и породы особого состава, состояния и свойств. Из них наиболее широко развиты скальные и полускальные породы. К ним относятся глинистые и аспидные сланцы, песчаники, диабазы, известняки, доломиты, мергели, алевролиты, аргиллиты, ргиллитоподобные глины и др. юрского, мелового и третичного возраста. Эти породы распространены в основном в высокогорной части района, в зонах Антиклинария Главного хребта Большого Кавказа и его северном и южном склонах.

Как видно из табл. I2, наиболее прочными являются песчаники южнокавказского возраста, развитые в ущелье р. Ассы, прочность которых в воздушно-сухом и водонасыщенном состоянии, соответственно, составляет 211 и 163 МПа при коэффициенте вариации 0,1 и 0,18. Такими же высокими значениями показателей отличаются нижнемеловые (барремские) палеоценовые песчаники, для которых предел прочности в воздушно-сухом и водонасыщенном состоянии, соответственно, составляют 161, 58 и 142, 160 МПа при коэффициенте вариации 0,002-0,36 и 0,14-0,1. Среди песчаников наиболее низкими значениями прочностных свойств отличаются эоценовые песчаники с прочностью образцов 52-65 МПа. Песчаники среднекавказского возраста по прочностным свойствам занимают промежуточные положения. Для этих пород предел прочности воздушно-сухих образцов колеблется в пределах от 147 до 100 МПа при коэффициенте вариации 0,51-0,59.

Довольно высокими значениями прочностных свойств обладают также широко распространенные в исследованном районе такие породы, как

Обобщенные статистические характеристики физико-механических свойств скальных и полускальных пород Большого Кавказа в ущельях рр. Ассы и Арагви

| Наименование пород и их индекс | Плотность г/см ³ | Плотность минеральных частиц г/см ³ | Пористость % | Водопоглощение % | Предел прочности при сжатии МПа | Коэффициент размягчения |
|--|------------------------------------|--|-----------------------|-----------------------|--|-------------------------|
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| | I. Северный склон Большого Кавказа | | | | | |
| Глины аргиллитоподобные, песчанистые K _{1a} + a1 | 2,38 $\frac{0,03}{77}$ | 2,63 $\frac{0,02}{69}$ | 9,7 $\frac{0,43}{69}$ | - | 15,4 $\frac{0,43}{34}$ | - |
| Алевриты K _{1a} + a1 | 2,43 $\frac{0,03}{II}$ | 2,65 $\frac{0,01}{II}$ | 8,1 $\frac{0,37}{II}$ | 4,65 | 123 $\frac{0,20}{6}$ 46 $\frac{0}{I}$ | - |
| Известняки K _{1v} | 2,59 $\frac{0,04}{9}$ | 2,66 $\frac{0,01}{8}$ | 2,4 $\frac{1,59}{8}$ | 1,38 $\frac{1,66}{7}$ | 77,1 $\frac{0,3}{9}$ 64,8 $\frac{0,52}{8}$ | - |
| Песчаники известковые K _{1br} | 2,56 $\frac{0,05}{5}$ | 2,66 $\frac{0,02}{5}$ | 3,4 $\frac{0,02}{5}$ | 1,16 $\frac{1,03}{4}$ | 79,9 $\frac{0,15}{I}$ 63,7 $\frac{0,10}{4}$ | - |

| | | | | | | |
|---|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|--|------------------------|
| Песчанники (3) $I_1 t$ | 2,64 $\frac{0,00}{2}$ | 2,69 $\frac{0,00}{2}$ | 1,8 $\frac{0,00}{2}$ | 0,30 $\frac{0,52}{2}$ | 211 $\frac{0,1}{2}$ 163 $\frac{0,18}{2}$ | - |
| Песчанники (1) $I_1 t$ | 2,62 $\frac{0,003}{7}$ | 2,69 $\frac{0,003}{7}$ | 2,4 $\frac{0,19}{7}$ | 0,26 $\frac{0,35}{7}$ | 187 $\frac{0,17}{7}$ 170 $\frac{0,12}{7}$ | 0,92 $\frac{0,1}{7}$ |
| Известняки I_3^0 | 2,58 $\frac{0,04}{40}$ | 2,78 $\frac{0,02}{40}$ | 6,8 $\frac{0,51}{40}$ | 1,03 $\frac{0,40}{40}$ | 98 $\frac{0,22}{40}$ 87 $\frac{0,23}{40}$ | 0,89 $\frac{0,90}{40}$ |
| 2. <u>Антиклиналь главного хребта Большого Кавказа</u> | | | | | | |
| Диабазы (штольня №1, скв. №2 и №3) $I_1 P^1 - P_1^2$ | 2,76 $\frac{0,02}{10}$ | 2,88 $\frac{0,02}{10}$ | 4,8 $\frac{0,35}{10}$ | 0,12 $\frac{0,41}{10}$ | 143 $\frac{0,14}{10}$ 119 $\frac{0,14}{10}$ | 0,83 $\frac{0,04}{10}$ |
| Песчанники (скв. 5) $I_2 a_2 - bt$ | 2,62 $\frac{0,02}{7}$ | 2,73 $\frac{0,07}{7}$ | 3,2 $\frac{0,29}{7}$ | 0,21 $\frac{0,70}{7}$ | 162 $\frac{0,22^x}{7}$ 148 $\frac{0,15}{7}$ | 0,91 $\frac{0,87}{7}$ |
| Песчанники (скв. 13, 14 и 15) $I_2 a_2 - bt$ | 2,63 $\frac{0,03}{9}$ | 2,73 $\frac{0,04}{9}$ | 3,0 $\frac{0,24}{9}$ | 0,15 $\frac{0,15}{9}$ | 139 $\frac{0,04^{xxx}}{9}$ 135 $\frac{0,03}{9}$ | 0,96 $\frac{0,03}{9}$ |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|---|------------------------|
| Песчанники (штольня №2) $I_2 a_2 - bt$ | 2,67 $\frac{0,01}{25}$ | 2,73 $\frac{0,01}{25}$ | 1,8 $\frac{0,49}{25}$ | 0,23 $\frac{0,24}{25}$ | I33 $\frac{0,14}{25}$ II6 $\frac{0,16}{25}$ | 0,89 $\frac{0,08}{25}$ |
| Алевролиты (штольня №2) $I_2 a_2 -$ | 2,66 $\frac{0,01}{12}$ | 2,70 $\frac{0,15}{12}$ | 3,0 $\frac{0,61}{12}$ | 0,17 $\frac{0,18}{12}$ | II0 $\frac{0,19}{12}$ 88 $\frac{0,24}{12}$ | 0,86 $\frac{0,14}{12}$ |
| Аспидные сланцы (штольня №1) $I_1 P^2$ | 2,67 $\frac{0,03}{10}$ | 2,82 $\frac{0,02}{10}$ | 5,2 $\frac{0,34}{10}$ | 0,27 $\frac{0,48}{10}$ | 84 $\frac{0,25}{10}$ 67 $\frac{0,25}{10}$ | 0,85 $\frac{0,14}{10}$ |
| Аспидные сланцы $I_1 P_1^1 - P_1^2$ | 2,67 $\frac{0,03}{23}$ | 2,79 $\frac{0,02}{23}$ | 4,6 $\frac{0,40}{23}$ | 0,09 $\frac{0,66}{23}$ | 60 $\frac{0,28^{xxx}}{23}$ 5I $\frac{0,27^{xx}}{23}$ | 0,80 $\frac{0,14}{10}$ |
| Глинистые сланцы $I_2 a_2 - bt$ | 2,62 $\frac{0,03}{5}$ | 2,78 $\frac{0,02}{5}$ | 5,4 $\frac{0,52}{5}$ | 0,21 $\frac{0,24}{5}$ | II2 $\frac{0,10^x}{5}$ 96 $\frac{0,06}{5}$ | 0,86 $\frac{0,96}{5}$ |
| Глинистые сланцы (штольня №2) $I_2 a_2$ | 2,70 $\frac{0,03}{22}$ | 2,8 $\frac{0,02}{22}$ | 3,8 $\frac{0,44}{22}$ | 0,49 $\frac{0,66}{22}$ | 6I $\frac{0,24}{22}$ 46 $\frac{0,36}{22}$ | 0,74 $\frac{0,20}{22}$ |

| | | | | | | |
|---|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|--|------------------------|
| Глинистые сланцы (скв. №4) I_2a_2 | 2,71 $\frac{0,01}{12}$ | 2,83 $\frac{0,02}{12}$ | 4,1 $\frac{0,21}{12}$ | 0,23 $\frac{0,34}{12}$ | 42 $\frac{0,14}{12}$ 32 $\frac{0,22}{12}$ | 0,76 $\frac{0,22}{12}$ |
| Глинистые сланцы (скв. №1) $I_2a_1^2(a-c)$ | 2,73 $\frac{0,01}{46}$ | 2,81 $\frac{0,01}{46}$ | 2,9 $\frac{0,04}{46}$ | 0,87 $\frac{0,26}{46}$ | 35 $\frac{0,26^{xxx}}{46}$ 24 $\frac{0,29^x}{19}$ | 0,59 $\frac{0,19}{19}$ |
| Глинистые сланцы (скв. №13,14,15) $I_2a_2 - bt$ | 2,65 $\frac{0,02}{7}$ | 2,76 $\frac{0,06}{7}$ | 3,7 $\frac{0,30}{7}$ | 0,25 $\frac{0,14}{7}$ | 14 $\frac{0,23^{xxx}}{7}$ 12 $\frac{0,25}{7}$ | 0,85 $\frac{0,10}{7}$ |
| <u>3. Складчатая система Южного склона Большого Кавказа</u> | | | | | | |
| Алевриты (I) I_2a_2 | 2,59 $\frac{0,02}{6}$ | 2,78 $\frac{0,01}{6}$ | 5,8 $\frac{0,46}{6}$ | 0,19 | $\frac{246}{153}$ | - |
| Песчаники (I) I_2a_2 | 2,63 $\frac{0,02}{16}$ | 2,74 $\frac{0,01}{16}$ | 3,7 $\frac{0,52}{16}$ | 0,35 $\frac{0,75}{16}$ | I47 $\frac{0,51}{16}$ II7 $\frac{0,37}{16}$ | I,04 $\frac{0,46}{13}$ |
| Песчаники I_2a_2 (2) I_2a_2 (3) | 2,63 $\frac{0,02}{7}$ | 2,74 $\frac{0,02}{7}$ | 4,0 $\frac{0,41}{7}$ | 0,15 $\frac{0,24}{7}$ | 100 $\frac{0,59}{7}$ 95 $\frac{0,32}{6}$ | I,06 $\frac{0,36}{6}$ |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|------------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|--|------------------------|
| Песчанки $I_2^{a_2}$ (3) | 2,61 $\frac{0,01}{3}$ | 2,73 $\frac{0}{3}$ | 4,4 $\frac{0,15}{3}$ | 0,69 $\frac{0,43}{3}$ | 60 $\frac{0,43}{3}$ 86 $\frac{0,21}{3}$ | 1,46 $\frac{0,31}{3}$ |
| Гравелиты $I_3^{0_2} - t$ | 2,64 $\frac{0,01}{5}$ | 2,73 $\frac{0,01}{5}$ | 4,1 $\frac{0,25}{5}$ | 0,19 $\frac{1,18}{4}$ | 64 $\frac{0,30}{4}$ 109 $\frac{0,38}{3}$ | 1,43 $\frac{0,28}{4}$ |
| Мергели I_3^0 | 2,59 $\frac{0,02}{13}$ | 2,74 $\frac{0,01}{6}$ | 5,5 $\frac{0,34}{6}$ | 1,18 $\frac{0,65}{9}$ | 129 $\frac{0,21}{6}$ 132 $\frac{0,23}{5}$ | 1,04 $\frac{0,15}{5}$ |
| Мергели I_3^0 | 2,61 $\frac{0,01}{4}$ | 2,75 $\frac{0,01}{4}$ | 5 $\frac{0,27}{4}$ | 0,56 $\frac{0,80}{3}$ | 91 $\frac{0,42}{4}$ 108 $\frac{0,24}{3}$ | 1,13 $\frac{0,39}{3}$ |
| Мергели K_1^b | 2,62 $\frac{0,02}{19}$ | 2,76 $\frac{0,01}{19}$ | 5,1 $\frac{0,42}{19}$ | 0,29 $\frac{0,90}{17}$ | 82 $\frac{0,32}{19}$ 80 $\frac{0,28}{17}$ | 0,98 $\frac{0,13}{17}$ |
| Известняки K_1^b | 2,64 $\frac{0,01}{9}$ | 2,73 $\frac{0,01}{9}$ | 3,4 $\frac{0,34}{9}$ | 0,19 $\frac{0,61}{8}$ | 120 $\frac{0,30}{9}$ 127 $\frac{0,35}{7}$ | 1,02 $\frac{0,16}{7}$ |

| | | | | | | |
|-------------------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|--|-----------------------|
| Известняки $I_3O_2 - t$ | 2,60 $\frac{0,01}{8}$ | 2,75 $\frac{0,01}{8}$ | 5,2 $\frac{0,26}{8}$ | 0,28 $\frac{0,73}{7}$ | II6 $\frac{0,07}{4}$ I3I $\frac{0,09}{3}$ | 1,05 $\frac{0,18}{3}$ |
| Известняки I_3O_1 | 2,63 $\frac{0,01}{4}$ | 2,72 $\frac{0,01}{4}$ | 3,1 $\frac{0,35}{4}$ | 0,23 $\frac{0,81}{4}$ | IO6 $\frac{0,48}{4}$ I3I $\frac{0,22}{4}$ | 1,31 $\frac{0,41}{4}$ |
| Глинистые сланцы $I_2^{a_2} (1)$ | 2,58 $\frac{0,05}{18}$ | 2,75 $\frac{0,01}{18}$ | 6,2 $\frac{0,40}{18}$ | 0,92 $\frac{0,55}{4}$ | I2I $\frac{0,02}{2}$ IOO $\frac{0,31}{2}$ | 0,82 $\frac{0,31}{2}$ |
| Песчаники K_1b^{2-3} | 2,69 $\frac{0,02}{7}$ | 2,72 $\frac{0,01}{7}$ | 4,5 $\frac{0,42}{7}$ | 0,13 $\frac{0,58}{6}$ | I58 $\frac{0,36}{7}$ I6O $\frac{0,10}{6}$ | 0,91 $\frac{0,18}{6}$ |
| Песчаники $K_1g_3 + br^1$ | 2,64 $\frac{0,01}{3}$ | 2,73 $\frac{0,01}{3}$ | 3,5 $\frac{0,19}{3}$ | 0,12 $\frac{0,83}{2}$ | I36 $\frac{0,22}{3}$ I4I $\frac{0,18}{2}$ | 1,04 $\frac{0,04}{2}$ |
| Песчаники $K_1b_2^{2-3}$ | 2,61 $\frac{0,01}{9}$ | 2,64 $\frac{0,07}{9}$ | 3,3 $\frac{0,41}{9}$ | 0,16 $\frac{0,50}{9}$ | I34 $\frac{0,20}{8}$ I43 $\frac{0,25}{8}$ | 0,92 $\frac{0,18}{9}$ |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|---|-----------------------|
| Песчаники К ₁ Б ¹⁻² | 2,62 $\frac{0,00}{2}$ | 2,72 $\frac{0,02}{2}$ | 3,6 $\frac{0,48}{2}$ | 0,35 $\frac{0,23}{2}$ | 89 $\frac{0,10}{2}$ | - |
| Песчаники К ₁ б (1) | 2,62 $\frac{0,01}{6}$ | 2,74 $\frac{0,02}{6}$ | 4 $\frac{0,44}{6}$ | 0,45 $\frac{1,20}{6}$ | 65 $\frac{0,32}{6}$ 57 $\frac{0,21}{5}$ | 0,95 $\frac{0,16}{4}$ |
| Мергели К ₁ б | 2,61 $\frac{0,01}{6}$ | 2,75 $\frac{0,01}{6}$ | 5,1 $\frac{0,16}{6}$ | 0,82 $\frac{0,80}{3}$ | 48 $\frac{0,55}{3}$ 73 $\frac{0,11}{3}$ | 0,91 $\frac{0,48}{3}$ |
| Мергели К ₁ Б ¹⁻² | 2,62 $\frac{0,01}{7}$ | 2,76 $\frac{0,01}{7}$ | 5,6 $\frac{0,38}{7}$ | 0,63 $\frac{1,38}{3}$ | 41 $\frac{0,04}{3}$ 66 $\frac{0,42}{3}$ | - |
| Аргиллиты К ₁ Б ²⁻³ | 2,63 $\frac{0,01}{5}$ | 2,76 $\frac{0,01}{5}$ | 4,7 $\frac{0,30}{5}$ | 0,40 $\frac{0,31}{5}$ | - | - |
| Аргиллиты К ₁ Б ¹⁻² | 2,63 $\frac{0,01}{4}$ | 2,73 $\frac{0,02}{4}$ | 4,4 $\frac{0,20}{4}$ | 0,39 $\frac{0,18}{4}$ | - | - |
| Песчаники Р ₁ | 2,71 $\frac{0,003}{2}$ | 2,82 $\frac{0,01}{2}$ | 4 $\frac{0,18}{2}$ | 0,24 $\frac{0,09}{2}$ | 161 $\frac{0,002}{2}$ 142 $\frac{0,14}{2}$ | - |

| | | | | | | |
|---|------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|--|-----------------------|
| Песчанники K_2S_1 | 2,58 $\frac{0,02}{8}$ | 2,68 $\frac{0,02}{8}$ | 4,1 $\frac{0,30}{8}$ | 0,40 $\frac{0,68}{8}$ | I2I $\frac{0,21}{5}$ 82 $\frac{0,21}{5}$ | - |
| Песчанники карбонатные $P_{1+2}(KV)$ | 2,72 $\frac{0,01}{4}$ | 2,74 $\frac{0,01}{5}$ | 0,7 $\frac{0,67}{4}$ | 0,16 $\frac{0,53}{4}$ | 52 $\frac{0,38}{2}$ 65 | 0,98 |
| Песчанники $K_{,al}$ | 2,66 $\frac{0,00}{2}$ | 2,72 $\frac{0,01}{2}$ | 3,7 $\frac{0,20}{2}$ | 0,61 $\frac{0,20}{2}$ | - | - |
| Известняки P_1 | 2,74 $\frac{0,01}{4}$ | 2,85 $\frac{0,01}{4}$ | 4 $\frac{0,10}{4}$ | 0,56 $\frac{1,38}{4}$ | I48 $\frac{0,01}{4}$ II3 $\frac{0,25}{4}$ | 0,77 $\frac{0,25}{4}$ |
| Известняки $K_{,al}$ | 2,70 $\frac{0,03}{8}$ | 2,80 $\frac{0,03}{8}$ | 3,1 $\frac{0,40}{8}$ | 0,14 $\frac{0,89}{8}$ | I45 $\frac{0,08}{7}$ I20 $\frac{0,17}{7}$ | 0,83 $\frac{0,17}{7}$ |
| Известняки K_{2st} | 2,61 $\frac{0,00}{3}$ | 2,68 $\frac{0,004}{3}$ | 2,8 $\frac{0,004}{3}$ | 0,15 $\frac{0,58}{3}$ | II6 $\frac{0,13}{3}$ III $\frac{0,49}{3}$ | 0,58 $\frac{0,83}{3}$ |
| Известняки K_{2st} | 2,86 $\frac{0,33}{18}$ | 2,71 $\frac{0,01}{18}$ | 2,5 $\frac{0,01}{18}$ | 0,18 $\frac{0,45}{9}$ | II4 $\frac{0,23}{16}$ 94 $\frac{0,32}{9}$ | 0,86 $\frac{0,50}{9}$ |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|-----------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|--|-----------------------|
| Известиями $K_2K_m (1)^4$ | 2,63 $\frac{0,02}{4}$ | 2,70 $\frac{0,02}{4}$ | 2,7 $\frac{0,75}{4}$ | 0,09 | 108 $\frac{0,09}{3}$ 97 | 0,88 |
| Известиями $K_2t_2 + K$ | 2,58 $\frac{0,02}{7}$ | 2,68 $\frac{0,02}{7}$ | 3,6 $\frac{0,48}{7}$ | 0,27 $\frac{1,21}{6}$ | 101 $\frac{0,56}{6}$ 109 $\frac{0,49}{6}$ | 0,89 $\frac{0,37}{6}$ |
| Известиями $K_2K_m (3)^2$ | 2,66 $\frac{0,01}{2}$ | 2,73 $\frac{0,02}{2}$ | 2,8 $\frac{0,40}{2}$ | 0,19 $\frac{0,0}{2}$ | 101 $\frac{0,28}{2}$ 85 $\frac{0,25}{2}$ | 0,77 $\frac{0,12}{2}$ |
| Известиями несчислен- ные $K_2K_m (sb)$ | 2,70 $\frac{0,03}{6}$ | 2,74 $\frac{0,01}{6}$ | 1,5 $\frac{1,39}{6}$ | 0,16 $\frac{0,94}{6}$ | 94 $\frac{0,06}{3}$ 80 $\frac{0,42}{2}$ | 0,89 $\frac{0,11}{2}$ |
| Известиями $K_2K_m (3)^1$ | 2,68 $\frac{0,01}{8}$ | 2,73 $\frac{0,01}{8}$ | 2,9 $\frac{0,47}{8}$ | 0,14 $\frac{0,20}{5}$ | 81 $\frac{0,29}{8}$ 98 $\frac{0,07}{5}$ | 131 $\frac{0,31}{5}$ |
| Известиями $K_2K_m (4)^2$ | 2,65 $\frac{0,01}{8}$ | 2,71 $\frac{0,02}{8}$ | 2,8 $\frac{0,63}{8}$ | 0,18 $\frac{0,65}{4}$ | 79 $\frac{0,23}{7}$ 91 $\frac{0,17}{4}$ | 1,08 $\frac{0,07}{4}$ |

| | | | | | | |
|--|-----------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|---|-----------------------|
| Известняки К ₂ Км (2) ¹ | 2,66 $\frac{0,01}{6}$ | 2,72 $\frac{0,01}{6}$ | 2,4 $\frac{0,62}{6}$ | 0,09 $\frac{0,07}{2}$ | 76 $\frac{0,34}{6}$ 97 $\frac{0,50}{2}$ | 0,93 $\frac{0,45}{2}$ |
| Известняки К ₂ С | 2,60 $\frac{0,01}{2}$ | 2,75 $\frac{0,01}{2}$ | 4,8 $\frac{0,24}{2}$ | 0,43 $\frac{0,28}{2}$ | 61 $\frac{0,75}{2}$ <hr/> 19 | 0,21 |
| Известняки К ₂ Км | 2,64 $\frac{0,01}{3}$ | 2,74 $\frac{0,01}{3}$ | 3,7 $\frac{0,3}{3}$ | - | - | - |
| Мергели К ₁ а1 | 2,66 $\frac{0,10}{6}$ | 2,71 $\frac{0,03}{6}$ | 2,4 $\frac{0,25}{6}$ | 0,32 $\frac{0,63}{4}$ | 129 $\frac{0,37}{4}$ 96 $\frac{0,21}{4}$ | 0,92 $\frac{0,04}{4}$ |
| Мергели известковые К ₂ ст | 2,61 $\frac{0,01}{5}$ | 2,67 $\frac{0,01}{5}$ | 3,1 $\frac{0,19}{5}$ | 0,21 $\frac{0,49}{3}$ | 116 $\frac{0,22}{3}$ 91 $\frac{0,19}{3}$ | 0,84 $\frac{0,39}{3}$ |
| Мергели Р ₁ | 2,76 $\frac{0,00}{2}$ | 2,85 $\frac{0,01}{2}$ | 3,4 $\frac{0,25}{2}$ | 0,36 $\frac{0,47}{2}$ | 70 $\frac{0,27}{2}$ 563 $\frac{0,09}{2}$ | 0,83 $\frac{0,19}{2}$ |
| Мергели известковые К ₂ ст | 2,61 $\frac{0,00}{2}$ | 2,69 $\frac{0,00}{2}$ | 2,3 $\frac{0,31}{2}$ | - | - | - |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--|-----------------------|
| Аргументы полн- алевролиты $K_{1,al} (nt)$ | | 2,71 $\frac{0,01}{2}$ | 2,71 $\frac{0,02}{2}$ | 5,1 $\frac{0,18}{2}$ | 0,09 $\frac{0,22}{2}$ | I05 $\frac{0,04}{2}$ II6 $\frac{0,43}{2}$ | 0,86 $\frac{0,27}{2}$ |
| Аргументы K_{2,s_1} | | 2,46 $\frac{0,13}{3}$ | 2,68 $\frac{0,02}{3}$ | 14,4 $\frac{0,48}{3}$ | 0,67 | - | - |
| Аргументы K_{2,s_1} | | 2,62 $\frac{0,02}{3}$ | 2,67 $\frac{0,02}{3}$ | 9 $\frac{0,07}{3}$ | 0,71 $\frac{0,19}{2}$ | - | - |
| Омелиты $K_{2,st}$ | | 2,49 $\frac{0,02}{2}$ | 2,6 $\frac{0,01}{2}$ | 4,4 $\frac{0,32}{2}$ | 0,05 | $\frac{86}{95}$ | I,10 |

Примечание: 2,61 $\frac{0,01}{5}$

где: 2,61 - среднее арифметическое (нормативное) значение характеристики;

0,01 - коэффициент вариации;

5 - количество определений;

В графе 6 в числителе приведены характеристики воздушно-сухих образцов, в знаменателе - водонасыщенных образцов.

В графе 6 под знаком "х" показывается угол между направлением сжатия и слоистостью пород: х - 65°, хх - 55-60°, ххх - 30°, хххх - 20-25°, ххххх - 15-20°.

известняки, глинистые и аспидные сланцы, мергели, алевролиты и др., из которых экстремальные величины прочностных свойств колеблются пределах от 148 до 35 МПа.

Самыми низкими значениями прочностных свойств отличаются аргиллитоподобные глины и аргиллиты, которые по своим характеристикам исторического состояния и свойствам отнесены к группе полускальных пород. Если для вышеотмеченных скальных пород коэффициент пористости составляет от 1-3, редко до 5%, то для аргиллитоподобных глин и аргиллитов пористость увеличивается в 5-9 раз и составляет 9-14,4%; соответственно уменьшаются и их прочностные свойства, характеристики которых не превышают 15-20 МПа.

При оценке инженерно-геологических характеристик горных пород исследованного района необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что они на значительных по протяжению участках, имея в своем строении флишевый характер, обычно представлены в виде многопородных литологических комплексов. Например, в виде двухпородных комплексов встречаются Эшмакисhevская (K_2st), Маргалитискладская (K_2t_2+k), Укумартская (K_2s_1) и другие свиты. Трехпородными комплексами являются павлеурская (K_1al), барисахойская (I_2O_2-bt) свиты и др. В виде четырехпородных комплексов представлены кветерская (K_2d), ананурская ($K_2S_2+t_1$) и др. свиты. Все эти комплексы, как правило, сложены различными породами с разной толщиной слоев и гребень трещиноватости, что имеет весьма важное значение при их объективной инженерно-геологической оценке.

С этой целью Кавказпротрансом и Геологическим институтом АН Грузии в 1983-86 гг. инженерно-геологической трещинной съемкой (ИГТС) были охвачены почти все литостратиграфические комплексы, развитые в пределах рр. Ассы и Арагви. ИГТС производилось как на естественных обнажениях, так и в подземных разведочных штольнях. Выделение систем трещин и их нумерация производились в поле с учетом генезиса и морфологии трещин. Количество изученных трещин в каждом обнажении составляло от 150 до 500 м. Для каждой трещины замерялись ее элементы залегания (азимут и угол падения), ширина и расстояние между трещинами. Не останавливаясь на подробном анализе этих данных, отметим лишь, что они вполне достаточны и статистически представительны для установления закономерностей изменения элементов залегания трещин и численных на их основе количественных параметров степени трещиноватости (пустотность, блочность и коэффициент трещиноватости). Здесь мы ограничимся кратким изложением инженерно-геологического анализа оценки приведенных в табл. 13 обобщенных статических характеристик горных пород района.

Важной особенностью исследованных комплексов горных пород является значительная изменчивость характеристик трещиноватости. Изученных нами 36 литостратиграфических комплексов наименьшей сте-

Таблица 13

Обобщенные статистические характеристики трещиноватости
горных пород Большого Кавказа в ущельях рр. Асси и Арагви

| № обна- жения | Характеристики трещиноватости | | | | Примечание |
|--|-------------------------------|------------------|--|----------------------------------|------------|
| | Пустотность % | Блочность, см | Коэффициент трещинова- тости -I, см | Категория трещинова- тости | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| I. Комплекс нижнеюрских аспидных сланцев с прослоями песчаников: I ₁ P | | | | | |
| 46 | 0,23 | 14,1 | 0,00016 | Ш | |
| 47 | 0,16 | 26,5 | 0,00006 | Ш | |
| 48 | 0,22 | 27 | 0,00008 | Ш | |
| 49 | 0,2 | 20,7 | 0,0001 | Ш | |
| 50 | 0,1 | 15,4 | 0,00006 | Ш | |
| 51 | 0,19 | 12 | 0,00015 | Ш | |
| 52 | 0,10 | 38 | 0,00002 | П | |
| 54 | 0,10 | 39,5 | 0,00002 | П | |
| 55 | 0,13 | 39 | 0,00003 | П | |
| 56 | 0,10 | 29 | 0,00003 | П | |
| 57 | 0,11 | 51 | 0,00002 | П | |
| 58 | 0,06 | 33 | 0,00002 | П | |
| 99 | 0,07 | 22 | 0,00003 | П | |
| 63 | 0,14 | 24,5 | 0,00005 | Ш | |
| 64 | 0,12 | 65,5 | 0,00002 | П | |
| 65 | 0,25 | 18 | 0,0001 | Ш | |
| 56 ^I | 0,2 | 63,4 | 0,00005 | Ш | |
| 57 ^I | 0,8 | 27,8 | 0,0003 | Ш | |
| 58 ^I | 0,6 | 29,5 | 0,0002 | Ш | |
| 59 ^I | 0,5 | 31,6 | 0,0002 | Ш | |
| 60 ^I | 0,6 | 36,4 | 0,0002 | Ш | |
| 61 ^I | 0,9 | 34,6 | 0,0003 | Ш | |
| 62 ^I | 2,3 | 31,2 | 0,0006 | IY | |
| 63 ^I | 1,5 | 30,6 | 0,0005 | IY | |
| 64 ^I | 0,7 | 53,2 | 0,0001 | Ш | |
| 65 ^I | 0,9 | 34,6 | 0,0003 | Ш | |
| 66 ^I | 0,9 | 29,2 | 0,0003 | Ш | |
| 67 ^I | 0,4 | 63,9 | 0,0007 | Ш | |
| 46 ^a | 1,2 | 53,7 | 0,0002 | Ш | |
| 2 ^a | 7,0 | 57,3 | 0,001 | IY | |
| 3 ^a | 1,0 | 20,1 | 0,0005 | IY | |
| 4 ^a | 0,4 | 46,7 | 0,00009 | Ш | |
| 5 ^a | 2,8 | 50,5 | 0,0006 | IY | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|------|------|--------|----|--------|
| 6 ^a | 3,9 | 37,5 | 0,001 | IY | |
| 7 ^a | 1,75 | 29,6 | 0,006 | Y | |
| 8 ^a | 0,7 | 31,3 | 0,0002 | Ш | |
| 9 ^a | 1,4 | 24,9 | 0,0006 | IY | |
| 10 ^a | 1,1 | 34,4 | 0,0003 | Ш | |
| 11 ^a | 0,6 | 24,7 | 0,0002 | Ш | |
| $0,53 \frac{0,43}{0,82} (39)$ $35,0 \frac{14,1}{0,40} (39)$ $0,0001 \frac{0,0001}{0,93} (39)$ Ш | | | | | |
| 53 | 0,15 | 4,8 | 0,003 | IY | Разлом |
| 60 | 0,37 | 7,0 | 0,001 | IY | |
| 61 | 0,68 | 6 | 0,001 | IY | |
| 62 | 4,6 | 5 | 0,009 | Y | |

2. Комплекс глинистых сланцев с прослоями песчаников I₁P;
I₁t; I₂a

| | | | | | |
|-----------------|------|------|---------|----|--|
| 42 | 0,65 | 10 | 0,0006 | IY | |
| 44 ^I | 0,46 | 8 | 0,0005 | IY | |
| 45 | 0,32 | 18,2 | 0,00017 | Ш | |
| 66 | 0,3 | 17,2 | 0,00017 | Ш | |
| 69 | 0,26 | 41,5 | 0,0006 | IY | |
| 71 ^I | 0,80 | 13,5 | 0,0006 | IY | |
| 72 ^I | 0,44 | 21,0 | 0,0002 | Ш | |
| 73 | 0,06 | 47,0 | 0,00001 | П | |
| 74 | 0,06 | 38,0 | 0,00001 | П | |
| 75 | 0,2 | 13,0 | 0,00015 | Ш | |
| 76 | 0,24 | 17 | 0,00014 | Ш | |
| 77 | 0,37 | 24 | 0,00015 | Ш | |
| 78 | 1,0 | 29 | 0,0003 | Ш | |
| 79 | 2,1 | 27 | 0,0008 | IY | |
| 80 | 4,6 | 14,3 | 0,0002 | Y | |
| 81 | 2,5 | 56 | 0,0004 | IY | |
| 82 | 1,3 | 72,3 | 0,00019 | Ш | |
| 83 | 5,4 | 11,6 | 0,0047 | Y | |
| 84 | 2,4 | 23,5 | 0,001 | IY | |
| 85 | 3,5 | 11,5 | 0,003 | IY | |
| 86 | 1,2 | 38,9 | 0,0003 | Ш | |
| 87 | 0,9 | 40 | 0,0002 | Ш | |
| 88 | 2,4 | 30,6 | 0,0008 | IY | |
| 90 | 1,3 | 40,3 | 0,0003 | Ш | |
| 91 | 3,0 | 20,8 | 0,0014 | IY | |
| 92 | 10,5 | 17,9 | 0,0059 | Y | |
| 105 | 4,6 | 23,3 | 0,0019 | IY | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|----------------------------|-------------------------------|---------------------------------|----|--------|
| 106 | 3,0 | 34,1 | 0,0009 | IY | |
| 63 ^a | 3,9 | 17,7 | 0,002 | IY | |
| 64 ^a | 0,09 | 19,8 | 0,0005 | IY | |
| 65 ^a | 1,3 | 40,7 | 0,0003 | Ш | |
| 66 ^a | 0,5 | 35,0 | 0,00017 | Ш | |
| 67 ^a | 0,6 | 27,9 | 0,0002 | Ш | |
| 68 ^a | 0,8 | 26,3 | 0,0003 | Ш | |
| 69 ^a | 0,6 | 29,0 | 0,0002 | Ш | |
| 70 ^a | 0,6 | 30,5 | 0,0002 | Ш | |
| 71 ^a | 0,5 | 27,5 | 0,0002 | Ш | |
| 72 ^a | 0,7 | 32,3 | 0,0002 | Ш | |
| 36 ^I | 0,5 | 39,2 | 0,00015 | Ш | |
| 37 ^I | 0,6 | 30,7 | 0,0002 | Ш | |
| 38 ^I | 0,8 | 28,8 | 0,0003 | Ш | |
| 39 ^I | 0,17 | 17 | 0,0001 | Ш | |
| 40 ^I | 6,2 | 14 | 0,004 | У | |
| 41 ^I | 2,7 | 12 | 0,0022 | IY | |
| 42 ^I | 3,9 | 29,9 | 0,0013 | IY | |
| 43 ^I | 3,7 | 19 | 0,002 | IY | |
| 44 ^I | 3,6 | 7 | 0,005 | У | |
| 45 ^I | 4,3 | 15 | 0,003 | IY | |
| 46 ^I | 2,1 | 32 | 0,0006 | IY | |
| 47 ^I | 2,6 | 26 | 0,001 | IY | |
| 48 ^I | 9,9 | 22 | 0,004 | У | |
| 49 ^I | 2,1 | 15,9 | 0,001 | IY | |
| 50 ^I | 5,3 | 26 | 0,002 | IY | |
| 51 ^I | 0,7 | 24,5 | 0,0003 | Ш | |
| 52 ^I | 2,1 | 16,4 | 0,001 | IY | |
| | $1,8 \frac{1,5}{0,87}(55)$ | $25,1 \frac{10,5}{-0,42}(55)$ | $0,0008 \frac{0,0008}{1,02}$ | IY | |
| 43 | 0,46 | 8 | 0,0005 | IY | Разлом |
| 53 ^I | 3,7 | 7,7 | 0,005 | У | |
| | $2,1 \frac{2,3}{1,10}(2)$ | $7,9 \frac{0,2}{0,03}(2)$ | $0,0027 \frac{0,0031}{1,16}(2)$ | | |
| 3. Комплекс субаркозовых песчаников с прослоями глинистых сланцев: I, t ₂ | | | | | |
| 89 | 5,0 | 23,6 | 0,002 | IY | |
| 4. Комплекс переслаивающихся аргиллитов, песчаников и алевролитов: | | | | | |
| 38 | 0,29 | 16 | 0,0004 | IY | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|------|------|----------|----|--------|
| 39 ^I | 0,33 | 10 | 0,0003 | Ш | |
| 35 ^I | 0,7 | 33 | 0,0002 | Ш | |
| 36 ^I | 0,17 | 17 | 0,0001 | Ш | |
| 0,37 $\frac{0,23}{0,61}$ (4) 19,0 $\frac{9,8}{0,52}$ (4) 0,0002 $\frac{0,0001}{0,52}$ (4) | | | | Ш | |
| 36 | 1,26 | 5,3 | 0,0023 | ІУ | Разлом |
| 40 | 0,77 | 6 | 0,0018 | ІУ | |
| 1,02 $\frac{0,34}{0,34}$ (2) 5,6 $\frac{0,5}{0,09}$ (2) 0,002 $\frac{0,0003}{0,17}$ (2) | | | | ІУ | |
| 5. Комплекс нижнеюрских диабазов: I ₁ t | | | | | |
| 68 | 0,19 | 46 | 0,00004 | Ш | |
| 70 | 0,15 | 57 | 0,00002 | П | |
| 0,17 $\frac{0,03}{0,17}$ (2) 51,5 $\frac{7,8}{0,13}$ (2) 0,00003 $\frac{0,0000016}{0,47}$ (2) | | | | П | |
| 6. Комплекс среднеюрских переслаивающихся глинистых сланцев и песчаников: I ₂ a ₂ | | | | | |
| 131 ^I | 0,8 | 28,5 | 0,0003 | Ш | |
| 138 ^I | 0,6 | 23,7 | 0,0003 | Ш | |
| 136 ^I | 1,2 | 19,6 | 0,0006 | ІУ | |
| 137 ^I | 0,2 | 26,4 | 0,0001 | Ш | |
| 0,7 $\frac{0,42}{0,6}$ (4) 24,6 $\frac{3,8}{0,16}$ (4) 0,0003 $\frac{0,0002}{0,63}$ (4) | | | | Ш | |
| 7. Комплекс среднеюрских чередующихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев: I ₂ a ₂ (I) | | | | | |
| 130 ^I | 0,7 | 29,5 | 0,0002 | Ш | |
| 132 ^I | 0,9 | 21,9 | 0,0004 | ІУ | |
| 133 ^I | 1,1 | 29,0 | 0,0004 | ІУ | |
| 134 ^I | 0,3 | 35,1 | 0,0001 | Ш | |
| 138 ^I | 0,8 | 22,4 | 0,0004 | ІУ | |
| 142 ^I | 0,4 | 30,7 | 0,0001 | Ш | |
| 0,7 $\frac{0,3}{0,43}$ (6) 28,1 $\frac{5,1}{0,18}$ (6) 0,0002 $\frac{0,0001}{0,57}$ (6) | | | | | |
| 8 ^a . Комплекс среднеюрских чередующихся песчаников и глинистых сланцев: I ₂ a ₂ (2,3,4) | | | | | |
| 139 ^I | 0,6 | 20,1 | 0,0003 | Ш | |
| 140 ^I | 0,3 | 22,3 | 0,0001 | Ш | |
| 141 ^I | 0,4 | 30,7 | 0,0001 | Ш | |
| 143 ^I | 0,3 | 37,1 | 0,000018 | Ш | |
| 0,4 $\frac{0,14}{0,35}$ (4) 27,6 $\frac{7,8}{0,28}$ (4) 0,0001 $\frac{0,00005}{0,56}$ (4) | | | | | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|------|------|--------|----|------------|
| 8 ^б . Комплекс среднеюрских чередующихся песчаников и глинистых сланцев: I ₂ ^а ₂ | | | | | |
| I(2) | 3,2 | 6,0 | 0,0055 | У | Штольня №2 |
| 2(2) | 0,1 | 16,9 | 0,0001 | Ш | |
| 4(2) | 0,4 | 10,7 | 0,0004 | УУ | |
| 5(2) | 0,5 | 16,2 | 0,0003 | Ш | |
| 7(2) | 2,3 | 5,7 | 0,004 | У | |
| 8(2) | 0,1 | 15,9 | 0,0001 | Ш | |
| 9(2) | 0,6 | 12,0 | 0,0005 | УУ | |
| 10(2) | 2,0 | 16,4 | 0,001 | УУ | |
| II(2) | 0,5 | 15,1 | 0,0004 | УУ | |
| 13(2) | 0,6 | 10,1 | 0,0006 | УУ | |
| 14(2) | 0,5 | 10,8 | 0,0005 | УУ | |
| 15(2) | 0,6 | 10,3 | 0,0006 | УУ | |
| 16(2) | 0,9 | 8,8 | 0,001 | УУ | |
| 0,9 $\frac{0,9}{1,0}$ (I3) II,9 $\frac{3,9}{0,33}$ (I3) 0,0011 $\frac{0,0016}{1,43}$ (I3) УУ | | | | | |
| I2(2) | 9,9 | 6,2 | 0,016 | У | Штольня №2 |
| 6(2) | 15,0 | 6,9 | 0,02 | У | Разлом |
| 3(2) | 29,0 | 7,3 | 0,04 | УI | Разлом |
| 18 $\frac{9}{0,55}$ (3) 6,8 $\frac{0,6}{0,08}$ (3) 0,025 $\frac{0,013}{0,51}$ (3) У | | | | | |
| 9. Комплекс среднеюрских переслаивающихся субарктовых песчаников и глинистых сланцев: I ₂ ^а ₂ | | | | | |
| 95 | 2,9 | 25,4 | 0,0011 | УУ | |
| 96 | 3,0 | 15,3 | 0,0019 | УУ | |
| 97; 62 ^а | 3,0 | 26,1 | 0,001 | УУ | |
| 98 ^I -129 ^I | 4,6 | 22,4 | 0,002 | УУ | |
| 99 | 2,6 | 26,8 | 0,001 | УУ | |
| 100 | 6,9 | 16,2 | 0,004 | У | |
| 101 | 4,2 | 16,0 | 0,0027 | УУ | |
| 102 | 2,7 | 25,1 | 0,001 | УУ | |
| 103 | 8,0 | 20,6 | 0,004 | У | |
| 104 | 3,9 | 17,7 | 0,002 | УУ | |
| 106 | 4,3 | 24 | 0,0018 | УУ | |
| 107 | 2,2 | 31,9 | 0,0007 | УУ | |
| 109 | 0,6 | 39,3 | 0,0002 | Ш | |
| 110 | 1,0 | 22,5 | 0,0004 | УУ | |
| 60 ^а | 0,4 | 37,0 | 0,0001 | Ш | |
| 61а | 1,1 | 26,5 | 0,0004 | УУ | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|-------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|----|-------------------------|
| I22 ^I | 0,8 | 24,2 | 0,0004 | IУ | |
| I23 ^I | 0,6 | 38,9 | 0,0002 | Ш | |
| I24 ^I | 0,8 | 38,2 | 0,0002 | Ш | |
| I25 ^I | 3,1 | 41,5 | 0,0008 | IУ | |
| I26 ^I | 0,6 | 32,9 | 0,0002 | Ш | |
| I28 ^I | 0,9 | 34,5 | 0,0003 | Ш | |
| I29 ^I | 0,3 | 23,8 | 0,0001 | Ш | |
| | $2,6 \frac{1,9}{0,74} (23)$ | $27,6 \frac{7,5}{0,27}$ | $0,0012 \frac{0,001}{0,87} (23)$ | IУ | |
| <p>10. Комплекс среднеюрских чередующихся аргиллитов, песчаников и алевролитов: I₂^a</p> | | | | | |
| 32 | 0,78 | 8,9 | 0,00086 | IУ | |
| 33 | 0,74 | 9 | 0,00082 | IУ | |
| 34 | 0,42 | 9,2 | 0,00045 | IУ | |
| 35 | 0,11 | 11 | 0,0001 | Ш | |
| 37 | 3,3 | 22 | 0,0015 | IУ | |
| | $1,1 \frac{1,3}{1,19} (5)$ | $12,0 \frac{5,6}{0,47} (5)$ | $0,0007 \frac{0,0005}{0,70} (5)$ | IУ | |
| <p>11. Комплекс верхнеюрских кремнистых и известковых доломитов: I₂⁰; I₃^t</p> | | | | | |
| 27 | 0,6 | 43,6 | 0,000015 | II | Участок Тарского хребта |
| 28 | 0,3 | 26,8 | 0,0001 | Ш | |
| 29 | 0,5 | 28,3 | 0,00017 | Ш | |
| 30 | 0,4 | 26,0 | 0,00015 | II | |
| 31 | 0,009 | 11,6 | 0,00008 | П | |
| 24 ^I | 0,8 | 225 | 0,000039 | Ш | |
| 25 ^I | 2,1 | 146 | 0,0001 | Ш | |
| 26 ^I | 2,3 | 31 | 0,0007 | IУ | |
| 27 ^I | 13,3 | 59 | 0,002 | IУ | |
| 28 ^I | 2,6 | 116 | 0,0002 | Ш | |
| 29 ^I | 7,7 | 166 | 0,0046 | У | |
| | $2,80 \frac{1,10}{1,47} (II)$ | $79,90 \frac{71,65}{0,89} (II)$ | $0,0007 \frac{0,0014}{1,92} (II)$ | IУ | |
| <p>12. Комплекс верхнеюрских пелитоморфных известняков и доломитов: I₃^{t2}¹⁻²</p> | | | | | |
| 21 | 1,1 | 83,6 | 0,0001 | Ш | Участок Тарского хребта |
| 22 | 1,1 | 54,8 | 0,0002 | Ш | |
| 23 | 1,6 | 24,7 | 0,0007 | IУ | |
| 24 | 0,9 | 38,9 | 0,0002 | Ш | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|----|-------------------------------|
| 25 | 0,8 | 16,0 | 0,0005 | IУ | |
| 26 | 0,79 | 6,9 | 0,0001 | Ш | |
| | $1,05 \frac{0,30}{0,29} (6)$ | $37,38 \frac{28,17}{0,75} (6)$ | $0,0002 \frac{0,0002}{0,82} (6)$ | | |
| 13. Комплекс нижнемеловых известняков: K_{1v} ; K_{1br} | | | | | |
| 3 | 3,8 | 16,4 | 0,0023 | IУ | Участок Тарского хребта |
| 4 | 4,4 | 52,4 | 0,0008 | IУ | |
| 16 | 1,4 | 44,4 | 0,0003 | Ш | |
| 17 | 1,3 | 39,9 | 0,0003 | Ш | |
| | $2,70 \frac{1,6}{0,59} (4)$ | $38,3 \frac{15,5}{0,40} (4)$ | $0,0009 \frac{0,0009}{1,02} (4)$ | | |
| 14. Комплекс нижнемеловых известковых песчаников и песчаных известняков: K_{1g} | | | | | |
| 5 | 2,5 | 24,3 | 0,001 | IУ | Участок Тарского хребта |
| 6 | 1,6 | 77,4 | 0,0002 | Ш | |
| | $2,05 \frac{0,63}{0,31} (2)$ | $50,8 \frac{37,5}{0,74} (2)$ | $0,0005 \frac{0,0005}{0,94} (2)$ | | |
| 15. Комплекс нижнемеловых песчаников: K_{1br} | | | | | |
| 7 | 0,8 | 68,4 | 0,0001 | Ш | Участок Тарского хребта |
| 18 | 1,3 | 35,5 | 0,0004 | IУ | |
| | $1,05 \frac{0,35}{0,34} (2)$ | $51,95 \frac{0,34}{0,98} (2)$ | $0,0002 \frac{0,0002}{0,85} (2)$ | | |
| 16. Комплекс нижнемеловых алевролитов, глин и глинистых песчаников: K_{1a+al} ; K_{1br} | | | | | |
| 9 | 1,6 | 31,6 | 0,0005 | IУ | Участок Тарского хребта |
| 10 | 5,2 | 11,9 | 0,0044 | У | |
| 11 | 5,1 | 10,5 | 0,0049 | У | |
| 19 | 1,6 | 28,3 | 0,0006 | IУ | |
| 8 | 9,4 | 6,6 | 0,0142 | У | |
| | $4,58 \frac{3,23}{0,70} (5)$ | $17,78 \frac{11,34}{0,64} (5)$ | $0,0049 \frac{0,0055}{1,13} (5)$ | | |
| 17. Комплекс верхнеюрских чередующихся мергелей и известняков: I_3^0 ; $I_3^0 - t$ | | | | | |
| 144 ^I | 0,5 | 25,9 | 0,0002 | Ш | |
| 145 ^I | 0,4 | 27,8 | 0,0001 | Ш | |
| 146 ^I | 1,3 | 17,2 | 0,0008 | IУ | |
| 147 ^I | 1,0 | 37,4 | 0,0003 | Ш | |
| 148 ^I | 0,3 | 44,6 | 0,00008 | Ш | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|------|------------------------------|----------------------------------|----|------------|
| I50 ^I | 0,4 | 24,8 | 0,0002 | Ш | |
| I51 ^I | 0,2 | 24,5 | 0,0001 | Ш | |
| I52 | 1,9 | 20,5 | 0,0009 | IУ | |
| 0,8 $\frac{0,6}{0,79}$ (8) | | 27 $\frac{9,0}{0,32}$ (8) | 0,0003 $\frac{0,0003}{0,98}$ (8) | Ш | |
| Комплекс нижнемеловых глинистых сланцев и песчаников: K ₁ a + a1 | | | | | |
| | 0,8 | 31,8 | 0,00025 | IУ | Штольня №6 |
| | 0,8 | 32,9 | 0,0025 | IУ | |
| 0,8 $\frac{0,00}{0,00}$ (2) | | 32,3 $\frac{0,8}{0,02}$ (2) | 0,0025 $\frac{0,00}{0,00}$ (2) | IУ | |
| 18. Комплекс нижнемеловых аргиллитов с редкими прослоями песчаников: K ₁ a1 | | | | | |
| I23 | 4,8 | 8,7 | 0,056 | УI | |
| I32 | II,6 | 3,6 | 0,032 | УI | |
| I34 | 4,0 | 23,1 | 0,0017 | IУ | |
| I39 | 9,8 | 19,9 | 0,0049 | У | |
| 5,5 $\frac{2,0}{0,37}$ (4) | | 23,0 $\frac{5,7}{0,25}$ (4) | 0,0024 $\frac{0,0013}{0,55}$ (4) | IУ | |
| 19. Комплекс нижнемеловых песчаников с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев: K ₁ a; K ₁ a1 | | | | | |
| I25 | 3,3 | 24,7 | 0,0013 | IУ | |
| I31 | 7,3 | 16,6 | 0,004 | У | |
| I41 | 6,0 | 27,7 | 0,0022 | IУ | |
| 5,5 $\frac{2,04}{0,37}$ (3) | | 23,0 $\frac{5,74}{0,25}$ (3) | 0,0024 $\frac{0,0013}{0,55}$ (3) | | |
| 20. Комплекс нижнемеловых песчаников с редкими прослоями пелитолитов: K ₁ br ²⁻³ | | | | | |
| II4 | 1,8 | 49,2 | 0,0003 | Ш | |
| II5 | 2,4 | 85,3 | 0,0003 | Ш | |
| II6 | 5,1 | 72,6 | 0,0007 | IУ | |
| II8 | 1,1 | 67,5 | 0,0002 | Ш | |
| I55 ^I | 0,6 | 17,8 | 0,0003 | Ш | |
| I56 ^I | 0,3 | 24,4 | 0,0001 | Ш | |
| 1,9 $\frac{1,8}{0,93}$ (6) | | 52,8 $\frac{27,2}{0,52}$ (6) | 0,0003 $\frac{0,0002}{0,65}$ (6) | Ш | |
| 21. Комплекс нижнемеловых флишевых известняков и мергелей: K ₁ a; K ₁ ε; K ₁ b | | | | | |
| II2 | 15,8 | 17,9 | 0,0089 | У | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|------|------------------------------|---------------------------------|----|---------------|
| II3 | 1,6 | 43,6 | 0,0003 | Ш | |
| II7 | 3,6 | 15,0 | 0,0024 | IУ | |
| I49 | 1,0 | 37,4 | 0,0003 | Ш | |
| $5,5 \frac{7,0}{1,27} (4)$ | | $25,5 \frac{15,7}{0,62} (4)$ | $0,0029 \frac{0,004}{1,37} (4)$ | IУ | |
| 22. Комплекс нижнемеловых флишевых известняков и мергелей: К_{1a1} | | | | | |
| 2(4) | 8,0 | 6,5 | 0,0122 | У | ШТОЛЬНЯ №4 |
| 3(4) | 1,1 | 11,8 | 0,001 | IУ | |
| 4(4) | 1,3 | 9,8 | 0,0013 | IУ | |
| 5(4) | 1,7 | 9,7 | 0,0017 | IУ | |
| 6(4) | 2,0 | 6,0 | 0,0035 | У | |
| $2,8 \frac{2,9}{1,03} (5)$ | | $8,8 \frac{2,4}{0,28} (5)$ | $0,0039 \frac{0,0047}{1,2} (5)$ | У | |
| 23. Комплекс нижнемеловых известняков: К_{1b} | | | | | |
| 3 | 3,8 | 16,4 | 0,0023 | IУ | |
| 4 | 4,4 | 52,4 | 0,0008 | IУ | |
| I6 | 1,4 | 44,4 | 0,0003 | Ш | |
| I7 | 1,3 | 39,9 | 0,0003 | Ш | |
| $2,7 \frac{1,6}{0,59} (4)$ | | $38,3 \frac{15,5}{0,40} (4)$ | $0,0009 \frac{0,0009}{1,0} (4)$ | IУ | |
| 24. Комплекс верхнемеловых известняков: К_{2d}; К_{2t}; К_{2S}; К_{2сп+т} | | | | | |
| 2 | 2,7 | 15,0 | 0,0018 | IУ | |
| I2 | 10,1 | 18,9 | 0,0053 | У | |
| I3 | 5,9 | 9,6 | 0,0061 | У | |
| I4 | 4,4 | 15,1 | 0,0029 | IУ | |
| I5 | 5,0 | 17,5 | 0,0028 | IУ | |
| 3 ^I | 1,2 | 35,4 | 0,0003 | Ш | |
| 4 ^I | 1,1 | 43,8 | 0,0003 | Ш | |
| 5 ^I | 0,6 | 49,3 | 0,0001 | Ш | |
| 6 ^I | 0,5 | 39,3 | 0,0001 | Ш | |
| 7 ^I | 5,3 | 18,9 | 0,0028 | IУ | |
| 8 ^I | 5,8 | 32,2 | 0,0018 | IУ | |
| 9 ^I | 2,0 | 25,2 | 0,0008 | IУ | |
| 10 ^I | 1,7 | 21,0 | 0,0008 | IУ | |
| 11 ^I | 0,4 | 37,7 | 0,0001 | Ш | |
| 12 ^I | 0,4 | 31,9 | 0,0002 | Ш | |
| 13 ^I | 0,6 | 22,8 | 0,0003 | Ш | |
| 14 ^I | 0,6 | 28,0 | 0,0003 | Ш | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|------|------|--------|----|------------|
| 15 ^I | 0,5 | 33,9 | 0,0001 | Ш | |
| 16 ^I | 0,3 | 36,2 | 0,0001 | Ш | |
| 17 ^I | 0,5 | 33,9 | 0,0001 | Ш | |
| 18 ^I | 0,6 | 45,3 | 0,0001 | Ш | |
| 19 ^I | 0,3 | 42,8 | 0,0001 | Ш | |
| 30 ^I | 0,3 | 50,0 | 0,0001 | Ш | |
| 21 ^I | 0,5 | 31,4 | 0,0002 | Ш | |
| $I, 9 \frac{1,8}{0,93} (24)$ $3I, 0 \frac{10,8}{0,35} (24)$ $0,0008 \frac{0,0009}{1,03} (24)$ Ш | | | | | |
| 25. Комплекс верхнемеловых флишевых известняков и мергелей: K_2t_2+K; K_2st; K_2Km; K_2t_2 | | | | | |
| I20 | 3,7 | 10,2 | 0,0037 | У | |
| I21 | 2,7 | 19,6 | 0,0014 | IУ | |
| I26 | 3,0 | 16,7 | 0,0018 | IУ | |
| I27 | 9,4 | 15,2 | 0,006 | У | |
| I35 | 6,0 | 12,0 | 0,005 | У | |
| I36 | 6,7 | 13,9 | 0,0048 | У | |
| I45 | 2,5 | 17,8 | 0,001 | IУ | |
| I46 | 12,0 | 12,2 | 0,01 | У | |
| $5, 8 \frac{3,5}{0,61} (8)$ $I4, 7 \frac{3,2}{0,23} (8)$ $0,0042 \frac{0,0029}{0,71} (8)$ У | | | | | |
| 26. Комплекс верхнемеловых флишевых известняков и мергелей: $K_2t_2 + K$ | | | | | |
| 3(3) | 2,8 | 6,4 | 0,0045 | У | Штольня №3 |
| 4(3) | 1,6 | 8,3 | 0,0013 | IУ | |
| 8(3) | 1,7 | 10,7 | 0,0016 | IУ | |
| 9(3) | 2,3 | 6,8 | 0,0035 | У | |
| $2, 1 \frac{0,6}{0,27} (4)$ $8, 0 \frac{1,9}{0,24} (4)$ $0,0028 \frac{0,0013}{0,48} (4)$ IУ | | | | | |
| 27. Комплекс верхнемеловых известняков: K_2 | | | | | |
| 5(3) | 3,5 | 10,7 | 0,0033 | У | Штольня №3 |
| 6(3) | 1,4 | 9,6 | 0,001 | IУ | |
| 7(3) | 0,8 | 11,3 | 0,0001 | Ш | |
| 10(3) | 1,8 | 12,5 | 0,0015 | IУ | |
| $I, 9 \frac{1,16}{0,62} (4)$ $II, 0 \frac{1,2}{0,11} (4)$ $0,0014 \frac{0,0013}{0,91} (4)$ IУ | | | | | |
| 28. Комплекс верхнемеловых известняков: K_2Km; K_2t_2+K; K_2st | | | | | |
| I40 | 12,5 | 6,0 | 0,021 | У | |
| I43 | 9,3 | 7,0 | 0,013 | У | |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|----------------------------|---------------------------|--------------------------------|----|------------|
| I44 | 7,1 | 16,2 | 0,004 | У | |
| | $9,6\frac{2,7}{0,28}(3)$ | $9,7\frac{5,6}{0,58}(3)$ | $0,0126\frac{0,085}{0,67}$ | У | |
| 29. Комплекс верхнемеловых переслаивающихся известняков, аргиллитоподобных глин и алевролитов: K_2^t | | | | | |
| II | 5,1 | 10,5 | 0,0049 | У | |
| 30. Комплекс верхнемеловых аргиллитов: $K_2^t + s_2$ | | | | | |
| I22 | 8,5 | 7,5 | 0,011 | У | |
| I37 | 11,3 | 6,7 | 0,0168 | У | |
| I42 | 28,2 | 6,0 | 0,0467 | У1 | |
| | $16,0\frac{10,7}{0,67}(3)$ | $6,7\frac{0,8}{0,11}(3)$ | $0,0248\frac{0,0191}{0,77}(3)$ | У | |
| 31. Комплекс верхнемеловых чередующихся песчаников; аргиллитов и реже мергелей: $K_2^s; K_2^d$ | | | | | |
| I39 | 9,8 | 19,9 | 0,0049 | У | |
| I49 | 18,0 | 7,1 | 0,025 | У | |
| | $13,9\frac{5,8}{0,42}(2)$ | $13,5\frac{9,1}{0,67}(2)$ | $0,0149\frac{0,0142}{0,95}(2)$ | У | |
| 32. Комплекс верхнемеловых чередующихся песчаников, аргиллитов и реже мергелей: K_2^s | | | | | |
| I(3) | 3,0 | 8,5 | 0,0035 | У | Штольня №3 |
| 2(3) | 3,5 | 20,9 | 0,0017 | У1 | |
| | $3,25\frac{0,35}{0,11}(2)$ | $14,7\frac{8,8}{0,60}(2)$ | $0,0026\frac{0,0012}{0,49}(2)$ | У1 | |
| 33. Комплекс палеоценовых песчаников с прослоями известняков: F_1 | | | | | |
| I(4) | 3,3 | 9,4 | 0,0035 | У | Штольня №4 |
| 34. Комплекс палеоценовых переслаивающихся известняков и мергелей: F_1 | | | | | |
| I | 4,4 | 9,8 | 0,0045 | У | |
| 35. Комплекс палеоценовых песчаных аргиллитов: F_1 | | | | | |
| I48 | 19,3 | 2,4 | 0,08 | У1 | |
| 36. Комплекс эоценовых алевролитов: F_2 | | | | | |
| I50 | 41,7 | 3,5 | 0,1178 | У1 | |

ПРИМЕЧАНИЕ: $13,9\frac{5,8}{0,42}(2)$ - $13,9$ - среднее арифметическое

значение характеристики; $5,8$ - среднеквадратическое отклонение; $0,42$ - коэффициент вариации; (2) - количество выборки.

пенью трещиноватости характеризуется комплекс нижнеюрских диабазов (5, It), с экстремальными значениями коэффициента трещиноватости 0,00002-0,00004, при величинах пустотности и блочности, соответственно 0,19-0,15% и 46-57 см.

Наибольшей трещиноватостью отличаются комплексы палеоценовых аргиллитов (35, P₁) и эоценовых алевролитов (36, P₂), для которых коэффициент трещиноватости, соответственно, составляет 0,08 и 0,1178, при пустотности и блочности, соответственно 19,3 и 41,7% и 2,4 и 3,5 см. Остальные комплексы юрских, меловых и третичных пород с коэффициентом трещиноватости 0,00005-0,002 при экстремальных величинах пустотности и блочности 0,3-4% и 7-80 см занимает промежуточное положение.

Согласно разработанной в Кавгипротрансе (Куднашвили, 1984, 1986_{1,2}) классификации, обследованные комплексы горных пород на естественных обнажениях являются слаботрещиноватыми, среднетрещиноватыми и сильнотрещиноватыми. Сравнительно редко встречаются весьма сильнотрещиноватые и раздробленные породы. Обнажения весьма слаботрещиноватых массивов горных пород в исследованном районе не были зафиксированы. Характерно также, что весьма сильнотрещиноватые и раздробленные обнажения, как правило, приурочены к приразломным участкам и зонам тектонических нарушений. Кроме того, степень трещиноватости обследованных комплексов горных пород в разведочных штольнях уменьшается на один порядок.

Выявленная изменчивость характеристик трещиноватости, с одной стороны, и отсутствие пород весьма слабой трещиноватости - с другой, вполне закономерны и являются следствием изменения литолого-стратиграфического и структурно-тектонического строения массивов горных пород, геоморфологических и климатических условий района, степени и длительности воздействия природных и техногенных факторов на горные породы.

Типизация изученных массивов горных пород от среднетрещиноватых до весьма сильнотрещиноватых хорошо согласуется с реальной изменчивостью геодинамических условий района. Для весьма сильнотрещиноватых массивов горных пород при благоприятных рельефных и климатических условиях характерно интенсивное развитие обвалов, осыпей, вывалов и других геологических процессов и явлений. Последние сравнительно в меньшей степени развиваются в сильнотрещиноватых массивах, а в среднетрещиноватых обычно встречаются небольшие осыпи и вывалы отдельных камней.

Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа - состав, строение становление // Тектоника и металлогения Кавказа. - Тбилиси, 1984.

Безносос Н.В. Материалы по биостратиграфии верхнебайосско-багских отложений Северного Кавказа // Тр.ВНИИГаз / Материалы по геологии газоносных районов СССР. - 1960. - Вып.10(18). - С.226-253.

Безносос Н.В. Зона Бокового хребта Большого Кавказа // Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. - М., Наука. - 1973.

Бердззе М.А. Вулканогенные образования, связанные с ниже- и среднеюрскими терригенными отложениями Южного склона Большого Кавказа // Тр.Ин-та / ГИН АН СССР. - 1981. - Нов.сер. - Вып.72.

Бердззе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез // Тр.Ин-та / ГИН АН СССР. - 1983. - Нов.сер. - Вып.80.

Бердззе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. - Тбилиси: Мецниереба. - 1983. - 182 с.

Брин Е.С. О границе средней и верхней юры на Северном Кавказе // Вестник ЛГУ. - 1955. - №10. - С.89-96.

Варданянц Л.А. Основные изверженные породы западной части Казбежского диабазового пояса (Центральный Кавказ) // Изв. АН АрмССР. - Сер.геол. и геогр.наук. - 1959. - Т.ХП. - №3. - С.31-47.

Вассоевич Н.Б. Геологические исследования в пределах планшета А-У1 // Тр.НИГРИ. - Сер.А. - 1931. - Вып.2.

Вассоевич Н.Б. Некоторые результаты геологических исследований Горной Кахети. - Тбилиси: Техника да шрома. - 1933.

Вашикидзе И.Г. К стратиграфии верхней части юрской сланцевой серии верховьев рр.Ардона, Терека и Арагви // Изв.Геол.об-ва Грузии - 1970. - 7. - №1-2. - С.36-44.

Вашикидзе И.Г. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа // Сов.геология. - 1981. - №6.

Гавашели А.М. Петрология Чаухского массива / Автореф.канд. г.-м.наук. Изд-во ТГУ. - 1973. - 24 с.

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. - Тбилиси: Мецниереба. - 1979.

Гамкрелидзе И.П. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные в нее явления//Геотектоника.-1972.-№6.- С.45-54.

Гамкрелидзе И.П.Механизм формирования тектонических структур: некоторые общие проблемы тектогенеза.-Тбилиси:Мецниереба-1976.-226с

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. - Тбилиси: Мецниереба, 1984. - С.105-184.

Гамкрелидзе П.Д. Тектоника // Геология СССР. - М.: Недра. - 1964. - Т.Х.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа // Геотектоника. - 1966. - №3.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Описание маршрутов экскурсий Ливали-Павлеури // Путеводитель экскурсии Советско-Индийского симпозиума. - Тбилиси: Мецниереба. - 1975. - С.22-33.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии) // Тр.Ин-та / ИГиН АН СССР. - Нов.сер. - 1977. - Вып.57. - 81 с.

Геология СССР. - Т.IX. - Северный Кавказ. - Ч.1. - Геологическое описание. - М.: Недра. - 1968. - С.244-250.

Геология СССР. - Т.IX. - Северный Кавказ. Н.Т.Романов. Тектоника. Восточный Кавказ. - М.; Недра. - 1968. - С.634-644.

Гюргобяни Т.В., Закарая Д.П. О природе Асса-Арагвинского линеймента // Сообщ.АН СССР. - 1982. - Т.107. - №1. - С.85-88.

Гюргобяни Т.В., Толчшвили М.В., Закарая Д.П. Геологическое строение верховьев рр.Асси и Хевсуретской Арагви // Сообщ.АН СССР. - 1983. - Т.109. - №1. - С.85-88.

Гоцадзе О.Д. О динамической характеристике очагов кавказских землетрясений // Изв.АН СССР. - Сер.геофиз. - 1957. - №3.

Гушкин А.И. Закономерности геологического развития Северо-Восточного Кавказа в ранне- и среднеюрское время.: Автореф.дис.канд. г.-м.н. - М.: 1986. - 16 с.

Джиджешвили П.О., Шавишвили Р.Л. Геокинематическая модель Асса-Арагвинского линеймента по сейсмическим данным // Сообщ.АН СССР. - 1984. - II6. - №2. - С.349-352.

Дзоценидзе Г.С., Крестников В.Н. Геолого-петрографический очерк южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсурети // Тр.ГГУ. - 1941. - Вып.У. - С.127-172.

Дзоценидзе Г.С. О некоторых вопросах образования альбитовых диабазов // Сообщ.АН СССР. - 1942. - Ш. - №4.

Дзоценидзе Г.С. К вопросу классификации песчаников // Изв.Геол. об-ва Грузии. - 1963. - Т.Ш. - Вып.1.

Дзоценидзе Г.С., Ф.Ю.Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа // Проблемы магмы и изверженных горных пород. - М.: Изд-во АН СССР. - 1963.

Долгих А.Г., Черницын В.Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность // Сов.геология. - 1971. - №2. - С.85-105.

Дотдугев С.И. Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа: Автореф.дис.канд.г.-м.н. - Тбилиси: Мецниереба. - 1975.

Друшиц В.В. О стратиграфическом положении колхидитовых слоев (зоны Colchidites securiformis // ДАН СССР. - 1963. - Т.152. №6. С.1428-1431.

Егоян В.Л. Ярусная шкала нижнего мела и нижнемеловые отложения западной части Северного Кавказа: Автореф. дис. канд. г.-м. н. - Л.: 1977. - С. 1-36.

Иоселиани М.С., Палавадзе Б.В., Хведелидзе Н.В. Некоторые результаты комплексной интерпретации магнитных и сейсмических данных Картийской депрессии // Результаты геофизических исследований земной коры на Кавказе. - Тбилиси: Мецниереба. - 1978. - С. 27-35.

Иностранцев А.А. Через Главный Кавказский хребет // Геологическое исследование предполагаемого железнодорожного пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. - СПб. - 1896.

Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) // Геотектоника. - 1974. - №6.

Какабадзе М.В. Колхидиты и их стратиграфическое значение // Тр. Ин-та / ГИН АН СССР. - Нов. сер. - 1971. - Вып. 26. - II9 с.

Какабадзе М.В., Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З. К стратиграфии нижнего алта и смежных отложений Центрального Дагестана // Сообщ. АН СССР. - 1978. - 92. - №1. - С. 121-124.

Карк И.М. К геологии долин Пшавской и Хевсуретской Арагви // Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. - СПб. - 1914. - 54 с.

Кахадзе И.Р. Грузия в вское время // Тр. ин-та / ГИН АН СССР. - Сер. геол. - Тбилиси: 1947. - Т. III (УШ). - 371 с.

Копи М.Л., Расцветаев Л.М. О линейментах, выявленных по космическим снимкам в восточной части Альпийского пояса // Изв. вузов. - Геология и разведка. - 1976. - №11.

Котетшвили Э.В. Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Грузии // Тр. ин-та / ГИН АН СССР. - Нов. сер. - 1970. - Вып. 25. - II7 с.

Крестников В.Н. К стратиграфии сланцевой при Восточного Кавказа // Изв. АН СССР. - Сер. геол. - 1944. - №6. - С. 61-69.

Крымов Б.Ф. Келловейские отложения Терско-Ассинской площади Чечено-Ингушской АССР // Тр. ин-та ГрознефтьНИИ. - 1960. - Вып. 8. - С. 20-29.

Крымов Б.Ф. К литолого-стратиграфической характеристике отложений келловейского яруса Чечено-Ингушской АССР. // Вопросы геологии и нефтегазоносности Восточного Предкавказья и Терско-Кумской равнины / Тр. ГрознефтьНИИ. - М. - 1961. - Вып. 9. - С. 3-21.

Купнашвили О.В. Оценка трещиноватости массивов горных пород // Транспортное строительство. - 1984. - №12. - С. 5-6.

Купнашвили О.В. О классификации массивов горных пород по степени трещиноватости // Сообщ. АН СССР. - 1986₁. - 121. - №2. - С. 535-536.

Купнашвили О.В. Новая методика изучения трещиноватости горных пород // Гидрогеология и инженерная геология. - Тбилиси: Изд-во ГПИ. - 1986₂. - С. 81-85.

Левинсон-Лессинг Ф.В. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. - Избр. тр. - М.: Изд-во АН СССР. - 1949, - Т.1.

Логинава Г.А. Основные черты геологического развития центральной части Северного Кавказа в эпоху верхней юры // Вопросы региональной геологии СССР. - М. - 1964. - С.97-106.

Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. - М.: Изд-во МГУ. - 1969. - 209 с.

Ломинадзе Т.А. Келловейские аммонитиды Кавказа. - Тбилиси: Мецниереба. - 1982. - 272 с.

Лысенков П.П., Ботвинник П.В. Региональная стратиграфическая схема верхнего мела Северо-Восточного Кавказа // Тр.ин-та Севкавказнефть. - 1976. - Вып. XXV.

Мацкевич М.М. К итогам изучения келловейских отложений Северо-Восточного Кавказа // Тр.ин-та ГрозНИИнефть. - 1965. - Вып.18. - С.55-70.

Мацкевич М.М., Сахаров А.С. О взаимоотношении сланцевой и карбонатной юры и строении келловейского яруса горных районов Чечено-Ингушской АССР // Тр.ин-та ГрозНИИнефть. - 1963. - Вып.14. - С.20-48.

Мельников В.А. Геологическая карта СССР: Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа / Под ред. Н.В.Безносова и др., - М.: Недра. - 1973. - 193 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. - М.: Недра. - 1968.

Мревлишвили Н.И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе // Тр.ин-та/ГИН АН СССР. - Сер.геол. - 1957. - Т. XI (XVI).

Нижний мел юга СССР. - М.: Наука. - 1985. - 224 с.

Нупубидзе К.Ш. Нижнеюрская фауна Кавказа // Тр.ин-та / ГИН АН СССР. - Тбилиси: Мецниереба. - 1966. - Вып.8. - 212 с.

Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. - М.: Недра. - 1976. - С.154-207.

Пруцкий Н.И. Стратиграфия, формационный состав и рудоносность Приводораздельной зоны Северо-Западного Кавказа: Автореф. дис. канд. г.-м.н. - Новочеркасск, - 1984. - 24 с.

Ренгартен В.П. Горная Ингушетия // Геологические исследования в долинах рр. Асси и Камбилеевки на Северном Кавказе / Тр. Глав. геол. упр. - 1931. - Вып.63. - С.1-195.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. / Тр. ВГО, -1932. - Вып.148. - 77 с.

Ренгартен В.П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги // Зап. Всерос. минер. об-ва. - 1940. - II сер. - 4.69. - Вып.2-3.

Ренгартен В.П. Тектоника Большого Кавказа // Геология СССР. - Т.Х. - Закавказье. - М. - 1941.

Рубинштейн М.М. Опыт геологической интерпретации сейсмических данных на территории Грузии // Тр.ин-та / ГИН АН СССР. - Сер.геол.-1957. - Т.Х(XI).

Сазонов Н.Т. Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат.- 1957. - 155 с.

Салуквадзе Н.Ш. К биостратиграфии палеоцена и эоцена Грузии // Тр.ин-та / ГИН АН СССР. - Нов.сер. - 1965. - Вып.89.

Сахаров А.С. Некоторые результаты изучения стратиграфии келловейского яруса Северной Осетии // Тр.ин-та / ГрозНИИ. - 1964₁. - Вып.17. - С.91-97.

Сахаров А.С. О строении келловейского яруса в районе перевала Герчеч и Чечено-Ингушской АССР // Тр.ин-та ГрозНИИнефть. - 1964₂. - Вып.17. - С.83-90.

Сахаров А.С. К стратиграфии келловейских и оxfordских отложений Горной Ингушетии // Тр.ин-та ГрозНИИнефть. - 1965. - Вып.18. - С.76-88.

Сахаров А.С., Макарьева С.Ф., Лозгачева Е.Ф. Коррелятивы верхней юры Северо-Восточного Кавказа и их использование при геолого-разведочных работах // Тр.ин-та СевКавНИИнефть. - 1980. - Вып.33. - С.23-33.

Сахелашвили З.В. Стратиграфия миоценовых отложений северной периферии Грузинской глыбы между рр.Арагви и Малой Лиахви // Тр.ин-та / ГИН АН СССР. - 1968. - Вып.

Скряткин В.Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли // Изв.вузов. - Геол. и разв. - 1973. - №7.

Суханов М.К., Цветков А.А. Магматические породы горного массива Чаухи // Изв.АН СССР. - Сер.геол. - 1975. - №1. - С.85-90.

Талицкий В.Г. Связь деформации пород и метаморфизма при формировании структуры макробальского антиклинория (Северный Тянь-Шань) // Изв.вузов. - Геол. и разв. - 1983. - №9. - С.14-19.

Торозов Р.И. и др. Опыт интерпретации космофотогеологических объектов Грузии. - ГрузНИИТИ. - 1981.

Геологическое изучение Земли из космоса // Трифонов В.Г., Макаров В.И., Деревянок О.С. и др. - М.: Недра. - 1987. - 228 с.

Цагарели А.Л. О возрасте рельефа Кавказа // Четвертичная геология и морфология // XXVI сес. МКГ. - М.: Наука. - 1980. - С.91-94.

Цагарели А.Л., Кулошвили С.И. Неотектоника Грузии // Тектоника и металлогения Грузии. - Тбилиси: Мецниереба. - 1984.

Церцвадзе Н.В. О геологических факторах распространения основных типов минеральных вод Большого Кавказа (в пределах Грузии) // Проблемы гидрогеологии Кавказа. - Тбилиси: Мецниереба. - 1980. - С.36-43.

Чихелидзе С.С. Природные ресурсы Грузинской ССР. - Т.3. - Минеральные воды. - М.: Изд-во АН СССР. - 1961. - 439 с.

Чихрадзе Г.А. Постороженные дайки основных пород в Дарьяльском ущелье / I симпозиум 5-го Всесоюзного вулканологического совещания: Тезисы докладов. - Тбилиси: Мецниереба. - 1980. - 227 с.

Чубянишвили К.Г. Неогеновые континентальные молассы Восточной Грузии. - "СевКавНИИнефть", Тбилиси, 1982.

Шван В. Некоторые тектонические проблемы горных сооружений Европы и их исследования методом изучения малых структурных форм. Тр. XXI МКГ. - М.: ИЛ. - 1963. - Вып.2. - С.398-422.

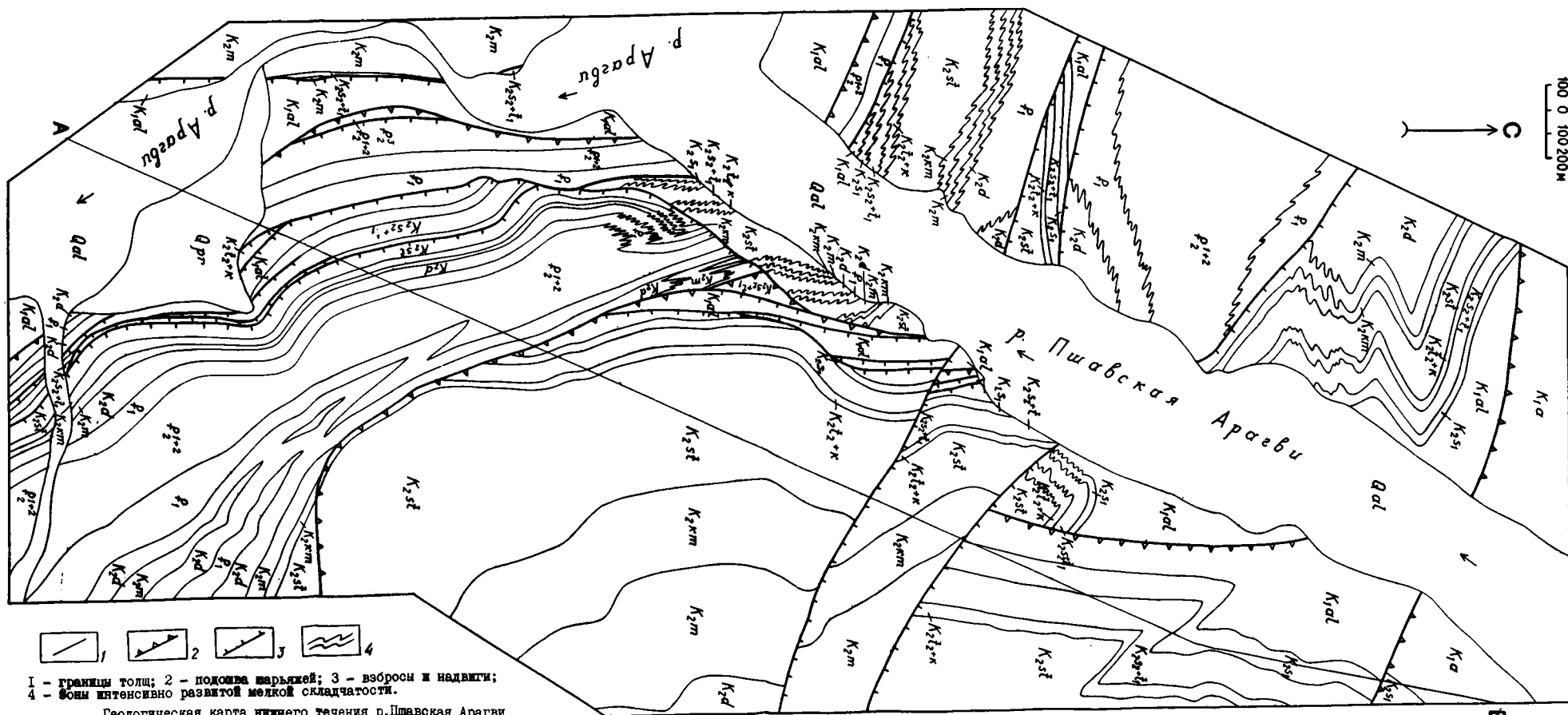
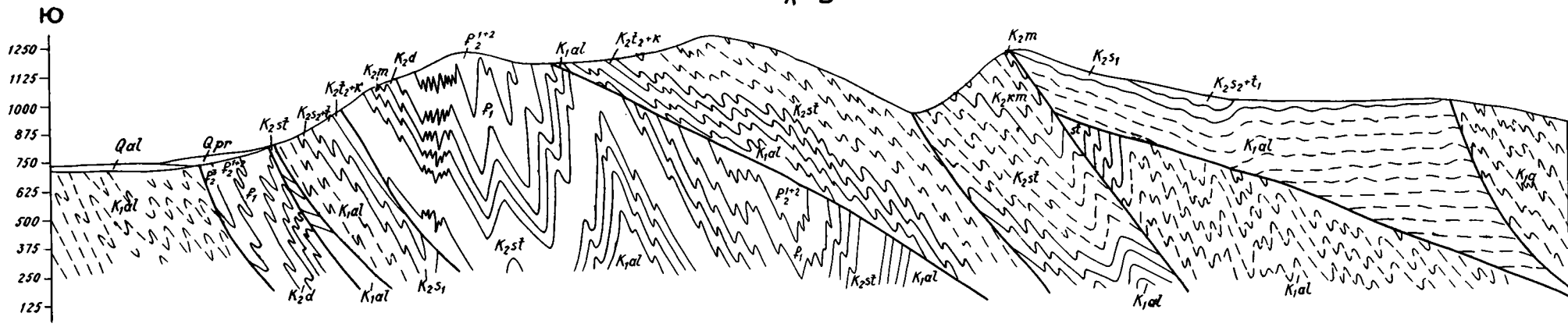
Юра шга СССР. - М.: Наука. - 1983. - 208 с.

Adler R., Fenchel W., Pilger A. Statische Methoden in der Tektonik/Clausthaler tektonische Hefte.- I, II.- 1-4.- 1965.

Harker A. Metamorphism. - London (Methuen).- 1952.- 362 p.

Содержание

| | |
|--|----|
| Введение | 3 |
| 1. Некоторые вопросы стратиграфии и тектоники верхнеюрско-меловых отложений Северного склона Большого Кавказа | 8 |
| 1.1. Стратиграфия и корреляция верхнемеловых отложений бассейнов рр.Асса, Камбилеевка и Арагви (Р.А.Гамбашидзе) | 8 |
| 1.2. К стратиграфии нижнемеловых (баррем, апт) отложений бассейна р.Камбилеевка (М.В.Какабадзе, И.В.Кванталиани) | 24 |
| ✓ 1.3. Стратиграфия и тектоника верхней при междуречья Ассы и Терека (Т.А.Пайчадзе) | 25 |
| 2. Стратиграфия, литология, вулканизм и особенности тектонического строения нижней и средней частей Большого Кавказа | 36 |
| 2.1. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений рр.Арагви и Ассы (М.В.Топчишвили) | 36 |
| 2.2. Литология ниже- и среднеюрских отложений верховьев рр.Ассы и Хевсуретской Арагви (Г.А.Чихрадзе) | 45 |
| 2.3. Ранне- и среднеюрский базальтовый вулканизм (М.А.Беридзе) | 66 |
| 2.4. Тектоника полосы развития ниже-среднеюрских отложений (Т.В.Гюргобяни, Д.П.Закарая) | 82 |
| 2.5. Структурные особенности ниже- и среднеюрских отложений устья рр.Ассы и проблема возраста диабазовых даек (О.Д.Хуцишвили) | 10 |
| 3. Некоторые вопросы стратиграфии и тектоники флишевой зоны южного склона Большого Кавказа | 11 |
| 3.1. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна р.Арагви (Н.Ш.Садуквадзе) | 11 |
| 3.2. Особенности внутренней структуры участка сс.Магароскари-Хоми (Г.П.Лобжанидзе) | 12 |
| 3.3. Покровная тектоника флишевой зоны южного склона Большого Кавказа (И.П.Гамкрелидзе, Ф.Д.Маисадзе) | 13 |
| 4. Трещинная тектоника, сейсмотектоника и инженерная геология мезозойско-кайнозойских отложений Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа | 13 |
| 4.1. Трещинная тектоника Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа (И.П.Гамкрелидзе, Т.В.Гюргобяни, А.И.Кавелашвили, З.А.Кокрашвили, Г.П.Лобжанидзе, О.Д.Хуцишвили, Г.А.Чихрадзе) | 13 |
| 4.2. Сейсмотектонические условия Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа (С.И.Кулошвили) | 14 |
| 4.3. Инженерно-геологический анализ и оценка физического состояния и прочностных свойств мезозойско-кайнозойских образований Асса-Арагвинского пересечения Большого Кавказа (О.В.Куцвашвили) | 15 |



1 - границы толщ; 2 - подошва шарьяжей; 3 - взбросы и надвиги; 4 - зоны интенсивно развитой мелкой складчатости.

33. Геологическая карта нижнего течения р. Пшавская Арагви (Составители И. Гамкрелидзе и Ф. Максидзе)

Q - современные накопления аллювия. Qpr - современные отложения пролива. P₂ - верхний эоцен. Ильджапанская свита. Карбонатные аргиллиты, аркозито-кварцевые песчаники с редкими прослоями мергелей и известняков. P₁ - нижний и средний эоцен. Кварцисловская свита. Карбонатные сланцевые аргиллиты, карбонатные платоскопоз-кварцевые песчаники, мергели. P₁ - палеоцэн. Пехетильская свита. Чередование плотных некарбонатных и карбонатных аргиллитов с карбонатными груваково-кварцевыми песчаниками. K_{2d} - дат. Кветерская свита. Карбонатные аргиллиты, карбонатные песчаники, окрашенные породы, песчаные известняки. K_{2m} - маастрихт. Сабульская свита. Известняки, мергели, грау-

вюлитов и карбонатных аргиллитов. K_{2s1} - верхний турон-коньяк. Маргалитскодская свита. Пестроцветные органогенно-детритовые и пелитоморфные известняки, мергели. K_{2s2+t1} - верхний сеноман-нижний турон. Анагурская свита. Верхняя часть - мергели, известняки, карбонатные песчаники, кремни. Средняя часть - кремни, окремненные аргиллиты. Нижняя часть - карбонатные глауконитовые песчаники, аргиллиты, мергели. K_{2s1} - нижний сеноман. Укутмартская свита. Чередование тонкослоистых и толстослоистых карбонатных плаггиоклаз-кварцевых песчаников и аргиллитов с прослоями карбонатных граувадитов. K_{1al} - альб. Павлеурская свита. Чередование слабоскарбонатных аргиллитов, карбона-