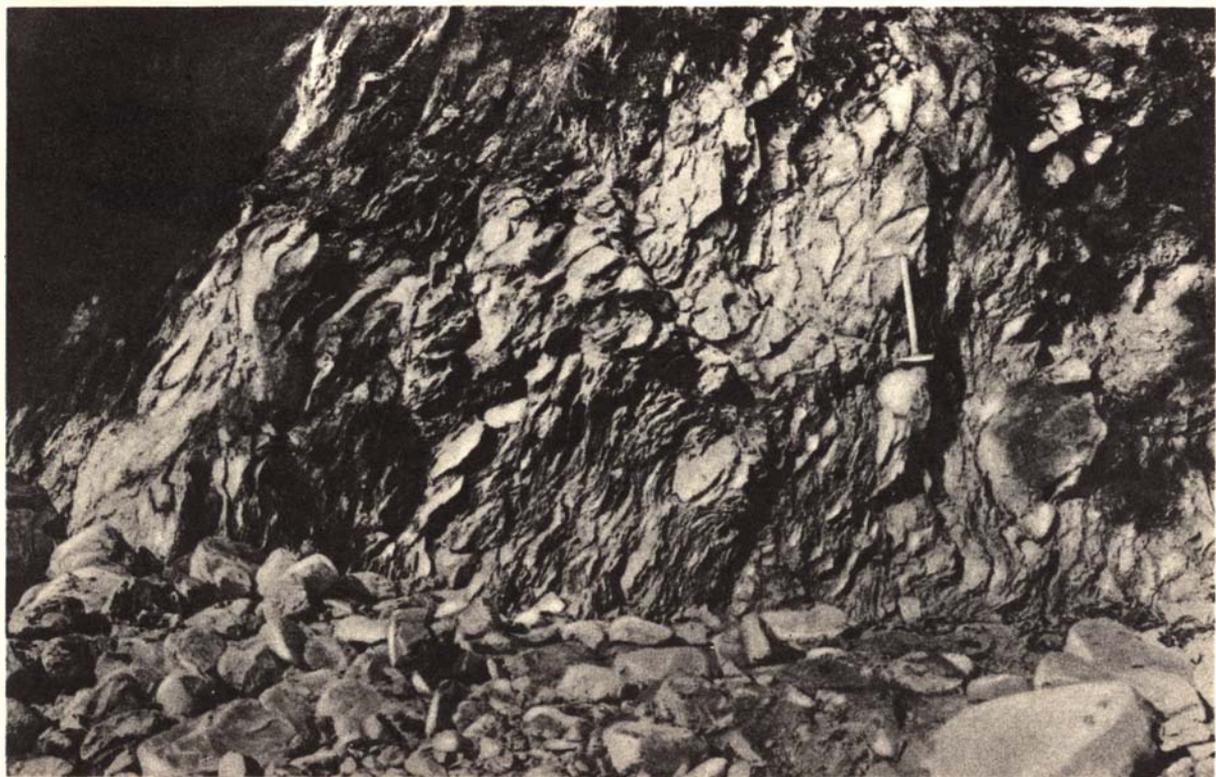


М. Г. ЛЕОНОВ



**ДИКИЙ ФЛИШ  
АЛЬПИЙСКОЙ  
ОБЛАСТИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. Г. ЛЕОНОВ

ДИКИЙ ФЛИШ  
АЛЬПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

*Труды, вып. 199*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1975

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

M. G. Leonov

WILDFLYSH OF THE ALPIAN REGION

*Transactions, vol. 199*

---

Дикий флиш Альпийской области. Леонов М.Г. Труды ГИН АН СССР, вып. 199. М., "Наука", 1975 г.

Рассматриваются проблемы происхождения и размещения своеобразного комплекса отложений, характерными чертами которого являются наличие в основной песчано-глинистой массе горизонтов, прослоев и линз брекчий и конгломератов, а также отдельных блоков и глыб различных пород более древних, чем основная масса, и сильная их тектоническая переработка. Комплекс этот (дикий флиш), широко развит на территории Альпийского складчатого пояса. Дается детальное описание морфологии, внутренней структуры и тектонической позиции дикого флиша и сходных с ним образований Швейцарских Альп, Болгарии, Западного Белуджистана (Иран) и Южного склона Большого Кавказа.

Табл. 1. Илл. 65. Библ. 111 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
академик *В.В. Меннер, В.Ф. Гербова, П.Н. Тимофеев*

Ответственный редактор

академик *А.В. Пейве*

Editorial Board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-chief),  
Academician *V.V. Menner, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev*

Responsible editor

Academician *A.V. Peive*

## ВВЕДЕНИЕ

В конце прошлого столетия внимание альпийских, главным образом швейцарских, геологов было привлечено к своеобразному комплексу отложений, характерными чертами которого являлось, с одной стороны, наличие в основной тонкой мергелисто-глинистой массе горизонтов прослоев и линз брекчий и конгломератов, а также отдельных блоков и глыб различных осадочных и магматических пород в основном мезозойского возраста и сильная их тектоническая переработка – с другой. Классической областью изучения этих образований стал район мульды Хабкери в Центральной Швейцарии, где Ф. Кауфманн дал этим отложениям наименование "Wildflysch" – "дикий флиш", которое отражало принадлежность их к комплексу флишевых отложений, а также "дикий", хаотический характер напластования и структуры. В настоящее время установлен позднеэоценовый возраст данного комплекса.

Одновременно с изучением дикого флиша Центральной Швейцарии стали появляться сведения о наличии сходных образований не только в пределах собственно Альп, но и в других районах как Альпийского пояса (Пиренеи, Карпаты, Балканы, Турция, Кавказ, Иран, Гималаи), так и других складчатых систем (Тянь-Шань, Урал, Аппалачи, Анды, Куба и т.д.). Возраст толщ, родственных дикому флишу, в разных местах оказывался то одинаковым, то совершенно различным, в связи с чем возникла проблема установления пространственно-временных закономерностей распределения дикого флиша и сходных с ним образований.

По поводу генезиса этого своеобразного комплекса отложений существовали и существуют различные точки зрения, которые будут обсуждены в соответствующих главах. В настоящее время исследователи дикого флиша связывают его образование с обрушением крутого надводного или подводного уступа и оползанием огромных масс горных пород, поступающих вместе с мутьевыми потоками вниз по склону в бассейн, где одновременно накапливались тонкие илистые осадки. Но по вопросу, что представляет собой этот уступ и каков режим тектонических движений во время образования дикого флиша, мнения расходятся. С течением времени утратил четкость и сам термин "дикий флиш", так как им стали называть отложения, ничего общего не имеющие с типичным диким флишем (любые обвальное-оползневые образования), а отложения, которые обнаруживали явное сходство с диким флишем, обозначались другими терминами (например, "олистостром"). Не раз поднимался вопрос о принадлежности толщ дикого флиша к флишевой формации, причем некоторые авторы считают, что дикий флиш вообще никакого отношения к типичному флишу не имеет.

Таким образом, выделяются три основные проблемы, связанные с геологией дикого флиша:

- 1 – проблема генезиса, которая сводится к пониманию режима, стиля тектонических движений, приводящих к его образованию;
- 2 – проблема пространственно-временных закономерностей размещения дикого флиша;
- 3 – проблема термина "дикий флиш", которая тесно связана с вопросом о принадлежности толщ дикого флиша к собственно флишу.

В настоящей работе автор на примере верхнеэоценового дикого флиша Альпийского пояса делает попытку подойти к решению перечисленных проблем, не претендуя, впрочем, на их исчерпывающее объяснение, так как для этого необходимо проанализировать сходные образования разного возраста и различных регионов. Автор сознательно ограничивается рассмотрением только одного верхнеэоценового дикого флиша и сходных с ним образований, исходя из следующих соображений: верхнеэоценовые осадки подобного типа были объектом его личных исследований в зоне Южного склона Большого Кавказа; типичный дикий флиш, выделенный в Швейцарии, имеет позднеэоценовый возраст и прекрасно изучен; верхнеэоценовые отложения сравнительно молодые и процессы, которые мы по ним восстанавливаем, в меньшей степени затушены последующими тектоническими движениями, чем более древние. В работе рассмотрены вопросы геологии дикого флиша и толщ, родственных ему, в области Южного склона Большого Кавказа, Швейцарских Альп, Болгарии и Западного Белуджистана (Иран). Представляется, что сравнительное описание дикого флиша этих районов может дать вполне обоснованный ответ на сформулированные выше вопросы.

Работа проводилась в рамках тематики лаборатории глубинных разломов Геологического института Академии наук СССР под руководством академика А.В. Пейве, которому автор искренне благодарен за неослабный интерес и постоянную помощь. Равным образом автор признателен всем, кто способствовал написанию этой работы, и прежде всего сотрудникам Геологического института АН СССР профессору Н.А. Штрейсу, И.Г. Шерба, А.В. Лукьянову, а также директору Геологического института Академии наук ГрузССР академику П.Д. Гамквелидзе, советы которого оказали неоценимую помощь при написании работы.

## ДИКИЙ ФЛИШ ЮЖНОГО СКЛОПА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

На территории Кавказского перешейка выделяется несколько крупных геотектонических элементов, каждый из которых характеризуется определенной историей развития, и среди них флишевая зона Южного склона Большого Кавказа и Закавказская межгорная зона, включающая Куринский и Рионский межгорные прогибы и Грузинскую глыбу (рис. 1). Зона флиша представляет собой сложно построенный синклинорий, выполненный мощными толщами терригенного, терригенно-карбонатного и карбонатного флиша позднеюрского, мелового и палеогенового возраста. Тектоническое строение на протяжении всей зоны флиша, вытянутой в общекавказском направлении от побережья Каспийского моря на востоке до р. Ингури на западе, где она выклинивается, будучи частично перекрытой Главным надвигом Большого Кавказа, очень сходно и определяется "серией узких, опрокинутых к югу и разорванных по южным крыльям надвигами изоклиналильных складок" (Милановский, Хаин, 1963, стр.263). В целом флишевая зона характеризуется огромными мощностями отложений (порядка нескольких тысяч метров), преимущественно терригенным и терригенно-карбонатным типом осадков и сложной тектонической структурой.

К югу от области распространения флишевых отложений простирается Закавказская межгорная зона.

Часть Закавказской межгорной зоны, расположенную от р. Арагви на востоке до побережья Черного моря большинство геологов называют Грузинской глыбой<sup>1</sup>.

Условия осадконакопления на территории Закавказской межгорной зоны неоднократно изменялись в мезозойское и кайнозойское время, но в целом определялись накоплением сравнительно маломощных, главным образом карбонатных и карбонатно-терригенных, осадочных толщ типа платформенных. Во всяком случае, типично геосинклинальные осадки здесь отсутствуют.

Напротив, в неоген-четвертичное время эта область в своей большей части испытывает интенсивное погружение и становится ареной накопления молассовых толщ значительной мощности (Рионский и Куринский межгорные прогибы).

Нижние горизонты осадочного чехла (лейас-байос) к северу от Дзирульского кристаллического массива<sup>2</sup> захвачены интенсивными тектоническими движениями батской орогенической фазы (Гамкрелидзе, 1960), на самом же массиве залегают спокойнее, иногда практически горизонтально. Более молодые образования верхней юры, мела и палеогена залегают субгоризонтально или смяты в пологие складки, как правило, приразломного типа. Напряженная складчатость появляется местами в неоген-четвертичных отложениях, но она связана, вероятно, с повышенной пластичностью глин майкопской серии (Милановский, Хаин, 1963). Большую роль в строении Закавказской межгорной

<sup>1</sup> К Грузинской глыбе я отношу также Гагро-Джавскую зону геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, которая начиная с поздней юры развивалась как зона с платформенным режимом.

<sup>2</sup> Дзирульским массивом называется выход на поверхность гранитно-метаморфического фундамента в районе водораздела рек Риони и Куры.

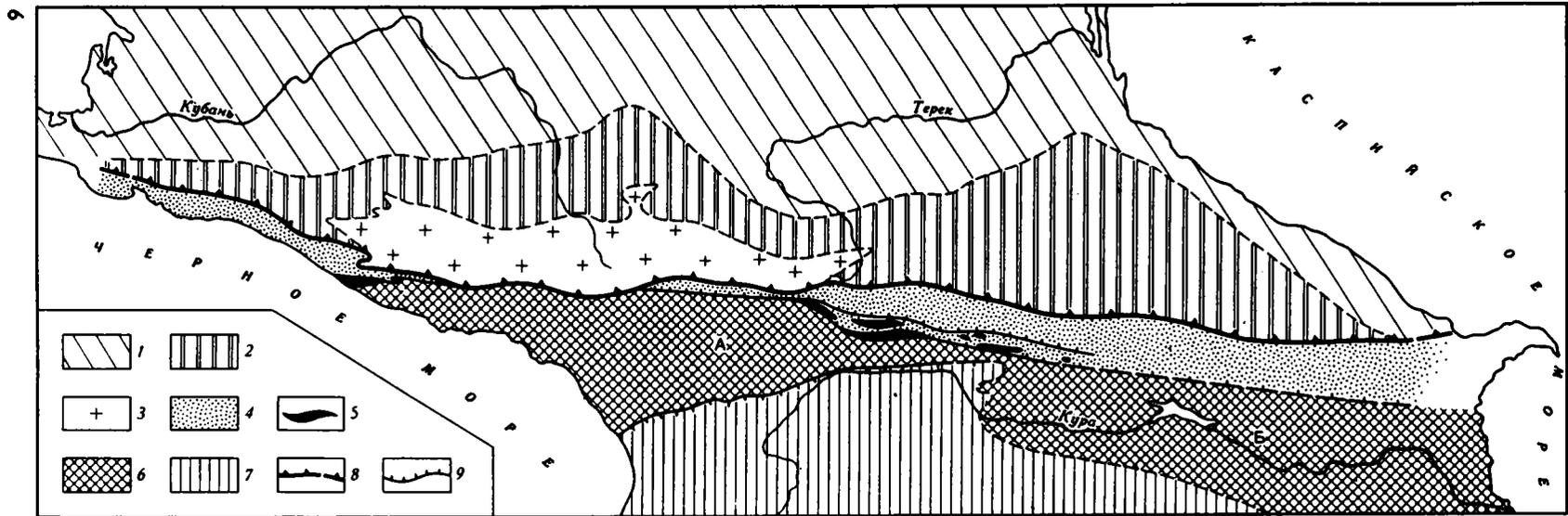


Рис. 1

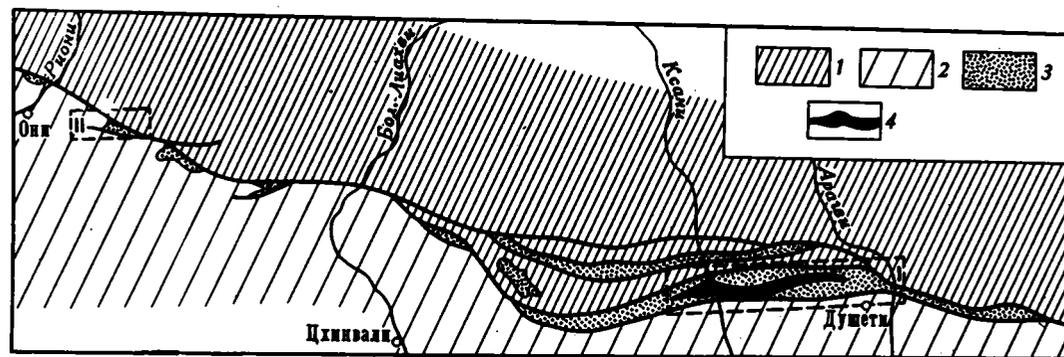


Рис. 2

зоны играют разрывные нарушения, причем помимо сбросовых нарушений отмечаются структуры типа взбросов и надвигов, которые затрагивают как фундамент, так и осадочный чехол.

Особенности разреза и тектонических дислокаций показывают, что данная зона представляет собой достаточно единую и слабо мобильную относительно вертикальных движений (за исключением неоген-четвертичного этапа) область с режимом, близким к платформенному, в противоположность зоне флиша, которая обнаруживает совершенно иные черты развития.

Граница между Закавказской межгорной зоной и зоной флиша почти на всем протяжении проходит по системе крупных региональных надвигов, по которым различные горизонты флиша перекрывают разнообразные отложения и структуры Грузинской и Азербайджанской глыб. (Азербайджанская глыба – крупная тектоническая структура, территориально отвечающая Курунскому межгорному прогибу.) В узкой полосе, расположенной на границе этих двух геотектонических единиц, зажатый в надвигах между толщами флиша и тектонически их подстилающими образованиями Грузинской глыбы (рис. 1, 2) распространен комплекс отложений верхнего эоцена. Он представлен мощной толщей (порядка 1000 м) песчано-глинистых, реже известковистых пород, имеющих часто отчетливо выраженный флишидный облик. Внутри толщи заключены горизонты, прослои и линзы грубообломочных пород: глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий и конгломератов. Наряду с этим встречены отдельные, в ряде случаев достигающие огромных размеров, глыбы и блоки разнообразных вулканогенных и осадочных пород, более древних, чем включающая их основная масса. Породы интенсивно дислоцированы. Тектоническая переработка выражена в наличии многочисленных складок различных порядков, брекчировании и разлиновании пластов компетентных пород, рассланцовке основной массы, большого количества зеркал скольжения, тектонических чешуй и надвигов. Местами породы превращены в тектоническую брекчию.

Полоса верхнеэоценовых образований подобного типа протягивается вдоль южного ограничения флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа на расстояние более 200 км от р. Риони на западе до г. Нухи на востоке. Она практически непрерывна в районе от р. Иори до р. Малой Лиахви, но к западу и востоку от этой области выходы отложений верхнего эоцена очень незначительны и появляются только спорадически: на западе – в районах г. Джава, Сханарской синклинали и вблизи р. Риони; на востоке – у сел. Цители-Цкаро, г. Нуха и в зоне Баскальского покрова (Мамедов, 1968).

---

Рис. 1. Основные структурно-формационные зоны Кавказа

1 – эпигерцинская платформа и передовые прогибы; 2 – зона Северного склона Большого Кавказа и поднятия Главного хребта; 3 – зона выходов кристаллического доколя; 4 – флишевая зона Северо-Западного Кавказа и Южного склона Большого Кавказа; 5 – зона распространения верхнеэоценовых образований (дикий флиш); 6 – Закавказская межгорная зона (А – Грузинская глыба, Б – Азербайджанская глыба); 7 – Аджаро-Триалетская складчатая система и Малый Кавказ; 8 – Главный надвиг Большого Кавказа; 9 – прочие надвиги

Рис. 2. Схема расположения выходов отложений верхнего эоцена (дикий флиш) в пределах Южного склона Большого Кавказа

1 – флиш (мел-палеоген); 2 – Грузинская глыба; 3 – выходы отложений верхнего эоцена; 4 – выход пород нижней – средней юры. Врезки, I, II – контуры карт, представленных на рис. 3,65 (I) и рис. 42 (II)

Данные образования наиболее распространены в окрестностях Сханарской синклинали (нижнее течение р. Джеджоры) и в междуречье Арагви – Ксани.

Изучением рассматриваемого комплекса отложений в разное время занимались В.П. Ренгартен (1924, 1932), Н.Б. Вассоевич (1930, 1932, 1933, 1936, 1940, 1941), М.И. Варенцов (1950; Варенцов, Мордовский, 1954), Ш.А. Адамия (1953, 1958), Н.И. Мревлишвили (1954, 1957, 1960), А.В. Мамедов (1968), И.П. Гамкрелидзе (1970), Ф.Д. Майсадзе (1969, 1970а,б) и другие, данные которых наряду с собственными наблюдениями использованы мною в работе.

Ниже дано детальное описание верхнеэоценовых отложений междуречья Арагви – Ксани и района Сханарской синклинали, где они развиты наиболее полно и соответственно лучше всего изучены как предыдущими исследователями, так и мною.

## ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕЖДУРЕЧЬЯ АРАГВИ–КСАНИ

В области междуречья Арагви – Ксани отложения верхнего эоцена образуют две узкие вытянутые в широтном направлении полосы: северную и южную. Южная полоса имеет максимальную ширину примерно 4–5 км и ограничена с севера и юга крупными региональными надвигами. По линии южного – Аргуно-Орхевского – надвига, протягивающегося от долины р. Арагви (южнее сел. Араниси) через долину Р. Фоте–Хеви, селения Тонча и Икоти (долина р. Ксани) и далее на запад в долину р. Лехуры, образования верхнеэоценового комплекса пород надвинуты на различные горизонты и структуры олигоцен–миоценовых молассовых отложений зоны Грузинской глыбы. В свою очередь они перекрыты породами ниже–верхнемелового – палеогенового флиша по Ананурско–Ильдоканскому надвигу, который тянется от сел. Ананури (долина р. Арагви) по южному склону Мтиулетского хребта, проходит севернее вершины г. Алевис–Кльде, пересекает долины рек Алеуры и Ксани севернее сел. Коринта и уходит на запад к долине р. Лехуры.

К западу, на водоразделе рек Лехура и Ксани и в бассейне Лехуры, а также в восточном направлении, зона выходов пород верхнего эоцена суживается до 1 км и даже нескольких сотен метров. В районе рек Арагви, Ксани, Лехуры, Меджуды и Малой Лиахви к северу от Ананурско–Ильдоканского надвига флишевые отложения Южного склона образуют запрокинутую к югу, осложненную многочисленными складками более высоких порядков и разрывами, крупную антиклинальную складку с сорванным южным крылом. Ядро антиклинали сложено породами аптского и альбского возраста, крылья – верхнего мела – палеогена. В северном направлении антиклиналь переходит в запрокинутую к югу крупную Садзегурскую синклинали, ядро которой выполнено породами среднего – верхнего эоцена. Отложения ядра Садзегурской синклинали и образуют северную полосу выходов верхнего эоцена (см. рис. 2).

Северная полоса представляет собой ядро сложно построенной, запрокинутой к югу и оборванной с севера надвигом Садзегурской синклинали. Породы верхнего эоцена имеют здесь несколько иной облик, чем в южной полосе, и представлены мощной (до 1500 м) толщей глинистых сланцев, аргиллитов и глин с прослоями алевролитов и песчаников. Глины часто битуминозны. В толще присутствуют прослои и линзы брекчий и микробрекчий, но мощность прослоев невелика. Незначителен, за редким исключением, и размер обломков, обычно не превышающий 15–20 см в поперечнике.

Северная полоса отложений верхнего эоцена отличается, таким образом, от южной большим развитием тонких глинистых разностей, меньшей ролью грубообломочных образований и, по–видимому, несколько большей мощностью. Северное крыло синклинали срезано надвигом и на образованиях верхнего эоцена залегают толщи палеогенового и верхне–нижнемелового флиша. Эта структура ограничена районом, расположенным между реками Арагви и Малой

Лиахви, К западу от р. Малой Лиахви синклиналь срезается надвигом, и до р. Риони, отдельными фрагментами выходя из-под поверхности надвига, тянется только одна полоса верхнеэоценовых образований, которая, вероятно, включает отложения как южной, так и северной зон. К западу от р. Риони отложения верхнего эоцена выклиниваются (срезаются надвигом), и сходные образования появляются примерно в аналогичной позиции только в районе Черноморского побережья около г. Адлера, севернее зоны Ахцу.

Сначала рассмотрим строение южной полосы, внутренняя структура которой очень сложна и представляет серию надвинутых одна на другую с севера на юг тектонических чешуй, разделенных поверхностями надвигов – рис. 3, рис. 65 (см. вклейку в конце книги). Каждая из чешуй характеризуется определенным набором, строением и возрастом слагающих пород. В пределах южной полосы с севера на юг могут быть выделены пять тектонических чешуй: А – Северная, Б – Аркалинская, В – Юрская, Г – Южная, Д – Ксанская.<sup>1</sup>

Помимо этих тектонических элементов как самостоятельные единицы в описываемом районе могут быть выделены также Аргунский покров и небольшие покровы массивов горы Алевис–Кльде и Аранисского. Первый представляет собой покров, сложенный в основном породами мелового флиша, два последних – небольшие покровные лоскуты, сложенные известняковыми брекчиями Северной тектонической чешуи (А).

### Северная тектоническая чешуя (А)

Эта чешуя протягивается вдоль фронтальной части Ананурско–Ильдоканского надвига от долины р. Арагви на востоке до западного ограничения карты (см. рис. 3). С севера она ограничена упомянутым разломом, по которому с ней приведены в соприкосновение различные горизонты мелового и палеогенового флиша. На востоке, вблизи долины р. Арагви, данный разрыв или закрухает, или уходит на противоположный борт долины Арагви и здесь от сел. Анаури до сел. Араниси наблюдается нормальный стратиграфический контакт между отложениями верхнего эоцена и породами мелового и палеогенового флиша. С юга образования, слагающие данную чешую, также почти на всем протяжении ограничены разрывом типа надвига, по которому отложения Северной чешуи контактируют с различными горизонтами более южных тектонических элементов зоны развития верхнего эоцена, а также с породами молассового комплекса.

Описываемая структура сложена мощной (600–800 м) толщей ритмично переслоенных полимиктовых, часто детритусовых песчаников, алевролитов, сланцеватых аргиллитов и аргиллитов с прослоями и пачками мергелей,

<sup>1</sup> Впервые существование в восточной части описываемого района, в бассейне рек Арагви и Аркалы, серии тектонических чешуй, надвинутых одна на другую в южном направлении, показал В.П. Ренгартен в ставших классическими работах по геологии района Военно–Грузинской дороги (Ренгартен, 1924, 1932). Несмотря на то, что возраст отложений в то время зачастую определялся неверно (в частности, В.П. Ренгартену ничего не было известно о блоке лейасовых пород – он их относил к позднему эоцену), в целом картина геологического строения данной территории была нарисована им необычайно точно. К сожалению, последующие исследователи обращали мало внимания на эти замечательные работы. В.П. Ренгартен выделял внутри зоны развития осадков верхнего эоцена между Ананурско–Ильдоканским и Аргуно–Орхевским надвигами две серии пород: автохтонную и аллохтонную. Аллохтонной серии, которая, по мнению В.П. Ренгартена, залегает в покрове на образованиях автохтонной, соответствуют в моей схеме отложения, слагающие Северную тектоническую чешую. Автохтонная же серия В.П. Ренгартена отвечает породам чешуй Аркалинской, Юрской и Южной.

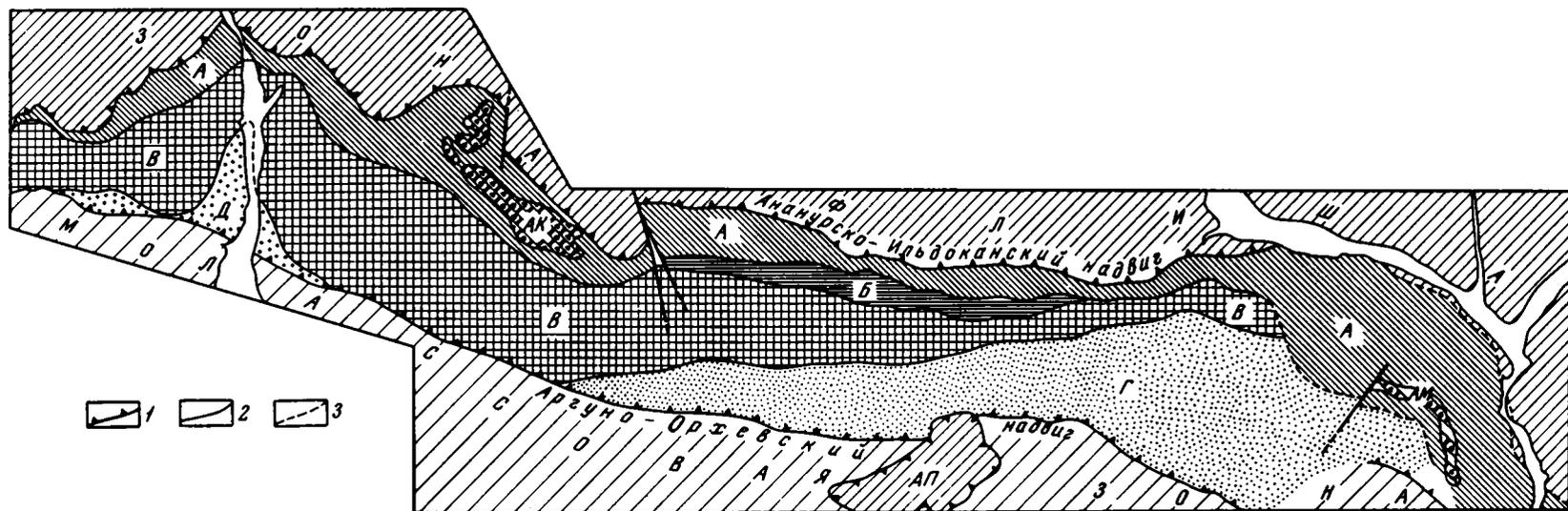


Рис. 3. Схема основных структурных элементов зоны развития отложений верхнего эоцена в междуречье Араги - Ксани

1 - главные межформационные надвиги; 2 - внутриформационные надвиги и свдиги; 3 - предполагаемые разрывы.

Тектонические чешуи: А - Северная, Б - Аркалинская, В - Юрская, Г - Южная, Д - Ксанская; покровные пластины: АК - горы Алевис-Кльде, АМ - Аранисского массива, АП - Аргунский покров

брекчий, конгломератов и гравелитов позднеэоценового возраста. Тонкие, ритмично чередующиеся разности пород имеют типичный флишевый облик.

Толща разделена на три литологически различных горизонта. Нижний горизонт представлен преимущественно глыбовыми брекчиями с прослоями песчано-глинистых пород – это горизонт брекчий, или горизонт "а". Выше следуют породы терригенного флиша с прослоями микробрекчий и гравелитов, которые объединены в горизонт "в", или флишевый. И, наконец, верхняя часть разреза (горизонт "с") сложена породами, сходными с таковыми горизонта "в", но с менее четко выраженной флишевой ритмичностью, более грубозернистыми песчаными разностями пород, в меньшей степени динамометаморфизованными. Горизонты не всегда имеют четко выраженные стратиграфические и литологические границы, и, возможно, частично замешают один другой фациально по латерали и по разрезу. Но в целом состав и строение отдельных горизонтов выдержаны по простиранию на значительных площадях изученной территории.

Наиболее полные разрезы отложений можно наблюдать в районе Военно-Грузинской дороги между селениями Ананури и Жинвали и в их окрестностях по долинам многочисленных ручьев – правых притоков р. Арагви.

Разрез 1. С востока на запад, снизу вверх по ручью, впадающему в р. Арагви в районе сел. Жинвали, обнаруживаются снизу вверх по разрезу (рис. 4, см. рис.65, профиль X):

1. Зеленые мергелистые аргиллиты и алевролиты с прослоями черных аргиллитов, слоистые и неяснослоистые. Мощностью их около 100 м. Породы плотные, слегка рассланцованные. В аргиллитах и алевролитах беспорядочно расположены обломки, глыбы и блоки серых пелитоморфных, иногда брекчиевидных известняков, зачастую органогенных, с кораллами, порфириров андезит-базальтового состава, туфовых песчаников и туфов зеленого и серого цвета, черных и голубовато-серых кремней. Обломки, как правило, неокатанные, остроугольные. В средней части слоя расположен пласт глыбовых брекчий из обломков перечисленных пород, сцементированных мергелисто-песчаным цементом. Размеры обломков колеблются от первых сантиметров до 0,5–1,5 м, реже более в поперечнике. Сортировка совершенно отсутствует.

Контакт между слоем 1 и лежащими выше породами слоя 2 обнажен, к сожалению, плохо, но, судя по совершенно одинаковым элементам залегания слоев, родственному строению и составу (и тут, и там брекчии), а также отсутствию явных признаков большого разрыва, можно уверенно сказать, что контакт между ними или стратиграфический, или представляет собой незначительный тектонический срыв по первоначально стратиграфическому контакту.

2. Глыбовые брекчии мощностью 100 м, сложенные обломками и глыбами светлых пелитоморфных или кристаллических, иногда брекчиевидных и органогенных известняков (рис. 5), но встречаются и редкие единичные обломки серовато-фиолетовых порфириров андезит-базальтового состава и их туфов. Размер глыб самый разнообразный и изменяется от 1–2 см<sup>3</sup> до нескольких десятков и сотен кубических метров. Мелкие обломки остроугольные, более крупные глыбы имеют закругленные края, слегка сглаженные. Сортировка материала полностью отсутствует. Если глыбы и обломки плотно пригнаны, а промежутки между ними заполнены более мелкими обломочками, создается впечатление, что мы имеем дело с единым массивом. Оно еще более усиливается благодаря тому, что обломки сцементированы также карбонатным материалом с весьма незначительной примесью песчаных зерен и мелких гравелистых частиц других пород<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Эта особенность известняковых брекчий отмечена В.П. Ренгартеном (1932).

Правда, иногда количество песчаного материала возрастает, но в целом объем цемента и заполняющего вещества очень невелик, иногда совершенно ничтожен по сравнению с объемом грубого обломочного материала. Брекчии, как правило, неслоистые. Они образуют прекрасно выраженные в рельефе уступы и карнизы, которые возвышаются над сел. Жинвали. Выше по склону по очень четкой резкой границе слой 2 перекрыт слоем 3, вероятно, со срывом по стратиграфическому контакту.

3. Глыбовые брекчии и конгломерато-брекчии (30 м) из обломков, глыб и галек вышеописанных известняков, различных порфиров андезит-базальтового состава (среди них выделяются хлоритизированные, сильно измененные авгит-лабрадоровые альбитизированные порфиры), а также зеленых туфогенных песчаников и туфов. Все эти породы имеют темные зеленовато-фиолетовые и буро-красные окраски. Главную роль играют обломки вулканогенно-осадочных пород, известняки имеют подчиненное значение. По сравнению с известняковыми брекчиями здесь резко возрастает объем мелкообломочного материала песчаной размерности, в который погружены обломки и глыбы. Это в основном грубо- и среднезернистые песчаники с примесью (иногда довольно значительной) переотложенного туфового материала, местами мергелистые и глинистые, изредка с элементами слоистости. В пачке часто отмечается хорошая окатанность обломков, иногда это прекрасно окатанные валуны и гальки. Окатанность характерна главным образом для вулканогенных пород, тогда как обломки известняков оказываются менее окатанными. Сортировка материала слабая, хотя и несколько лучшая, чем в известняковых брекчиях слоя 2. Обломки известняков часто имеют линзовидную форму.

4. Совершенно согласно на породах слоя 3 залегает пласт известняковых брекчий мощностью 30 м, аналогичных породам слоя 2.

5. С небольшим срывом, о чем свидетельствуют несколько различные элементы залегания, за брекчиями слоя 4 следуют переслаивающиеся темно-зеленые до черных мергелистые аргиллиты, алевролиты, а также серые и зеленовато-серые средне- и мелкозернистые плотные полимиктовые

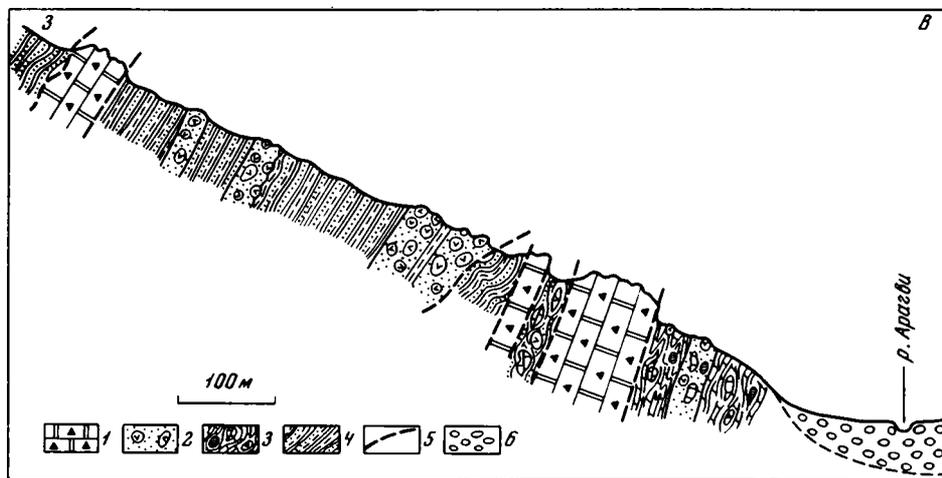


Рис. 4. Разрез 1 отложений верхнего эоцена в окрестностях сел. Жинвали

1 - глыбовые брекчии из обломков и глыб известняков верхней юры; 2 - брекчии и конгломерато-брекчии из обломков вулканогенно-осадочных пород средней юры; 3 - мергели, алевролиты, песчаники с глыбами более древних пород; 4 - флишонидное чередование мергелистых аргиллитов, алевролитов и песчаников; 5 - срывы по стратиграфическому контакту; 6 - четвертичные отложения



Рис. 5. Брекчии из обломков известняков верхней юры. Горизонт "а" верхнего эоцена. Район сел. Живвали

песчаники мощностью 40–50 м. Толща четко слоистая с элементами ритмичной флишевой слоистости. Мощность прослоев песчаников до 40 см, но обычно не превышает 20 см. В нижней части слоя в тонкую основную массу включены обломки и гальки известняков и эффузивов, описанных выше. Слой 5 срезан по надвигу, но, вероятно, совершенно незначительному, так как породы совершенно не нарушены и плоскость разрыва почти совпадает с напластованием пород.

6. Глыбовые брекчии и конгломерато-брекчии мощностью 50–60 м, сложенные обломками серовато-зеленых андезито-базальтовых порфиритов и туфогенных песчаников с единичными обломками серых пелитоморфных органогенных известняков. Цемент песчано-глинистый с переотложенным туфовым материалом. Прослой зеленовато-серых и темно-зеленых слоистых аргиллитов, алевролитов и реже песчаников.

7. С резким стратиграфическим контактом выше слоя 6 залегают четко слоистые, темно-зеленые до черных аргиллиты и алевролиты, переслоенные мелко- и среднезернистыми полимиктовыми, часто детритусовыми песчаниками. Мощность толщи 300–350 м. В толще встречены два горизонта (мощностью 30–40 м каждый) брекчий, аналогичных слою 6. Нижний и верхний контакты брекчий и тонких разностей пород резкие, четкие. Можно видеть, как в подошве слоя глыбы вминаются в тонкий осадок. Никакого предварительного укрупнения материала в песчано-глинистых отложениях слоя, подстилающего брекчии, не наблюдается. Цементирующим веществом в брекчиях служат те же аргиллиты и алевролиты, что и в подстилающей и перекрывающей их основной массе слоя.

8. Брекчии из обломков известняков, аналогичные слою 2 и 4, мощность их 60–70 м.

9. Согласно на слое 8 залегают ритмично переслоенные темно-серые до черных аргиллиты, алевролиты, серые и зеленовато-серые полимиктовые детритусовые песчаники с отдельными тонкими прослоями микробрекчий, состав обломков в которых аналогичен таковому описанных выше брекчий. Мощность слоя 300 м. Слоистость часто градационного типа. На нижней поверхности песчаников наблюдаются слепки струй течения и раз-

личного типа гниероглифы. Породы плотные, слегка метаморфизованные динамическими нагрузками, аргиллиты часто рассланцованы. Число и мощность прослоев песчаников меняются, толща делается то более, то менее песчанистой, причем вверх по разрезу роль песчаного материала несколько возрастает и слой 9 совершенно постепенно без четкой границы (на рис. 65 она проведена в достаточной степени условно) сменяется слоем 10.

10. Переслоенные аргиллиты, глины, алевролиты и песчаники мощностью 500 м, сходные с породами слоя 9. Слой 10 отличается, однако, от слоя 9 преобладанием песчаников более крупной размерности, в основном средне-, реже крупнозернистых, большим количеством слюды и меньшей плотностью. Аргиллиты зачастую сменяются глинами, песчаники делаются более рыхлыми и имеют более светлые рыжеватые и голубовато-серые окраски, в них появляется волнистая слоистость, в меньшей степени выражена слоистость градационного типа. Толща с прослоями микробрекчий и гравелитов, сильно заглинована, широко развит ярозит. Слой 10 тянется вверх по склону до водораздельного хребта, слагая частично и его юго-западный склон. Водораздельный хребет сложен полигенными и известняковыми брекчиями Аранисского аллохтонного массива, о строении которого речь пойдет ниже.

Из приведенного описания видно, что нижние горизонты разреза, включающие слои 1–6, характеризуются преимущественным развитием грубообломочных образований: глыбовых брекчий, конгломератобрекчий и конгломератов, обломки в которых в большинстве случаев окатаны плохо или совершенно не окатаны и не отсортированы и могут быть объединены в единый литологический горизонт "а", или "горизонт брекчий" (так он был выделен впервые В.П. Ренгартемом, 1924, 1932).

Для слоев 7–9 определяющим является развитие тонких разностей пород: темноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников, часто детритусовых, с прослоями микробрекчий. Толща имеет отчетливо выраженный флишевый облик. Но и здесь помимо тонких разностей довольно значительную роль играют грубообломочные образования: глыбовые брекчии как чисто известняковые (слой 8), так и полигенные. Мощные прослои брекчий сосредоточены в нижних частях этой серии слоев. Данный горизонт назван мной "флишевым", или горизонтом "в" верхнего эоцена. И, наконец, верхние части разреза сложены породами слоя 10, представленными отложениями, близкими по облику к образованиям слоев 7 и 9, но отличающимися от них более светлыми голубовато-серыми окрасками, большей ролью кварц-полевошпатового материала, несколько большей грубозернистостью песчаников, рыхлостью (аргиллиты сменяются часто глинами, песчаники также менее плотные), интенсивной заглинованностью и менее четкой ритмичной слоистостью, которая во многих местах может отсутствовать полностью. Эту толщу пород, более дробное расчленение которой весьма затруднительно, я отношу к горизонту "с" верхнего эоцена. Граница между нижним горизонтом брекчий и флишевым горизонтом в данном разрезе резкая и отчетливая. Переход же между флишевым горизонтом и горизонтом "с" совершенно постепенный, и граница между ними на рис. 65 проведена в достаточной мере условно.

Прослеживая выделенные горизонты по простиранию в южном направлении вдоль долины р. Арагви, можно наблюдать некоторые фациальные изменения, колебания мощностей и иные взаимоотношения между отдельными толщами пород. Так, восточнее сел. Араниси по руслу одного из ручьев (правых притоков р. Арагви) описан следующий разрез.

Разрез 2. От русла р. Арагви вверх по склону с востока на запад обнажается (снизу вверх):

1. Пласт глыбовых брекчий мощностью 20 м из обломков серых окремненных известняков, эффузивных пород, залегающих по волнистой очень

четкой и резкой границе на толще песчаников и известняков мелового флиша.

2. На породы слоя 1 по слабо волнистой, неровной поверхности налегают шоколадно-коричневые мергелистые аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность толщи 350—400 м. Песчаники мелкозернистые, серого цвета, кварцитовидные. Мощность прослоев песчаников до 30 см. Вверх по разрезу число песчаных прослоев увеличивается и постепенно аргиллиты сменяются пачкой темно-серых и зеленовато-серых тонкослоистых песчаников мощностью 30 м, которые по резкой границе сменяются слоем 3.

3. Конгломерато-брекчии из обломков нижележащих аргиллитов и песчаников, а также большого числа галек, валунов и глыб светло-серых крупнокристаллических известняков с массой нуммулитов. Сортировка отсутствует, окатанность материала слабая, но встречаются и хорошо окатанные обломки, особенно это касается обломков нуммулитовых известняков. Диаметр обломков достигает 60 см. Цемент песчано-глинистый с гипсом и ярозитом. Мощность конгломерато-брекчий на расстоянии 700—800 м изменяется в пределах 2—35 м.

4. Серые и голубовато-серые, в выветрелом состоянии рыжие аркозовые и полимиктовые слюдистые песчаники, переслоенные голубовато-серыми до черных глинами, аргиллитами и алевролитами. Переслаивание тонкое, зачастую ритмичное с градационной слоистостью. Мощность слоя порядка нескольких сотен метров.

В этом разрезе можно видеть ту же последовательность напластования, что и в предыдущем. Начинается разрез с толщи известняковых брекчий, правда, мощность ее здесь резко сокращается. Она является непосредственным продолжением брекчий слоя 2 разреза 1. Выше следует горизонт мергелистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, хотя и несколько отличающихся от горизонта "в" предыдущего разреза, но в целом очень сходных с ним. И, наконец, верхи разреза (слой 4) сложены толщей, аналогичной слою 10, т.е. горизонту "с". Но в разрезе 2 переход от горизонта "в" к горизонту "с" четкий. Более того, горизонт "с" ложится на подстилающие породы с небольшим сугубо местным разрывом.

В самой юго-восточной части описываемого района, на левом берегу р. Арагви, наблюдаются выходы только двух нижних горизонтов ("а", "б") отложений верхнего эоцена.

Северная тектоническая чешуя в соответствии с общим простиранием зоны развития верхнеэоценовых отложений тянется от описываемых мест в северном направлении вдоль долины р. Арагви почти до сел. Анаури, где она резко поворачивает на запад. На этом отрезке в некоторых местах можно наблюдать взаимоотношение верхнеэоценовых осадков с подстилающими их породами мелового флиша.

Разрез 3. По ручью, впадающему в р. Арагви в 1 км севернее сел. Жинвали, с востока на запад, снизу вверх по склону и по разрезу обнажаются следующие породы (рис. 6):

1. Среднеслоистые серые пелитоморфные известняки с прослоями зеленых, местами красных мергелей, с горизонтами и линзами брекчий из обломков известняков и пород различного состава и происхождения. Зона слегка раздробленных пород мощностью 1 м.

2. Глыбовые брекчии из обломков и глыб пелитоморфных и кристаллических известняков. Мощность слоя 10 м.

3. Выше брекчий следует толща темных флишоидного облика песчаников и аргиллитов с мощными прослоями и пачками глыбовых брекчий.

Породы слоя 1, судя по их стратиграфическому положению в разрезе и литологическим особенностям, относятся к верхним горизонтам верхнего

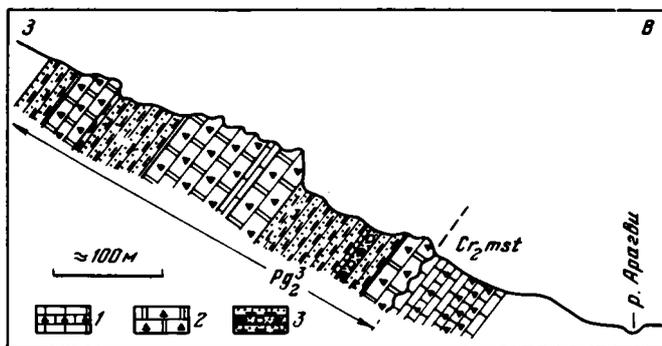


Рис. 6. Разрез 3 отложений верхнего эоцена (в 1 км севернее сел. Жинвали)

1 - известняки и брекчии орбитоидной свиты (верхний сантон - маастрихт); 2 - глыбовые известняковые брекчии (верхний эоцен); 3 - песчано-сланцевые толщи верхнего эоцена

мела - орбитоидной и надорбитоидной свитам маастрихтского и датского ярусов. Образование слоя 2 и вышележащих горизонтов являются непосредственным продолжением горизонтов "а", "в" верхнего эоцена предыдущих разрезов. Зона раздробленных пород между слоями 1 и 2 свидетельствует о наличии тектонических подвижек в их контакте. Но незначительная брекчированность, совершенно одинаковые элементы залегания пластов мела и эоцена и то, что более молодые осадки расположены выше по разрезу, чем более древние, указывают на существование здесь первично нормального стратиграфического контакта, который наблюдается в других местах (см. разрез 2). Существование в долине р. Арагви стратиграфического контакта отмечалось и другими исследователями (Ренгартен, 1932; Булейшвили и др., 1965).

В западном направлении породы, слагающие Северную тектоническую чешую, изменяют направление на широтное и пересекают р. Аркалы в 1 км южнее сел. Ананури. В долине р. Аркалы начинает отчетливо чувствоваться разрыв на границе позднеэоценовых и более древних образований. Причем породы как мелового-палеогенового флиша, так и верхнего эоцена находятся в перевернутом залегании. Здесь уже не наблюдается и верхнего горизонта разреза - горизонта "с", так как, находясь в опрокинутом залегании, он, по всей вероятности, срезан тектонически, и породы горизонта "в" приведены в соприкосновение с образованиями Юрской тектонической чешуи (В).

Наиболее хорошо эти взаимоотношения наблюдаются по долине р. Саманис-Хеви - правому притоку р. Аркалы. Н.И. Мревлишвили (1954) описала здесь следующий разрез. Трансгрессивно<sup>1</sup> на песчаниках и сланцах нижней юры с тонким слоем конгломератов в основании залегают:

1. Известковистые кварцевые песчаники.
2. Нуммулитовые известняки, переходящие вверх по разрезу в зеленые мергели с включениями пирита.
3. Плитчатые коричневые битуминозные мергели с чешуями рыб *Lyrolepis caucasica* Rom.

Общая мощность слоев около 70 м.

Породы слоев 1 и 2 содержат богатую фауну ниже- и среднеэоценовых нуммулитов. Слой 3 Н.И. Мревлишвили отнесла к верхнему эоцену. Но, если она пишет, что характер контакта между слоями 2 и 3 неясен, то мне по-

<sup>1</sup> Контакт между породами лаяса и эоцена тектонический. Это прекрасно видно на широтном отрезке р. Саманис-Хеви.

счастливилось наблюдать совершенно нормальный стратиграфический переход от слоя 2 к слою 3.

Выше слоя 3, по Н.И. Мревлишвили, трансгрессивно с размывом залегают песчаники, сланцы и конгломераты верхнего эоцена. Н.И. Мревлишвили устанавливает здесь непрерывный разрез эоценовых отложений, залегающих, по ее мнению, трансгрессивно на породах нижней юры. Но такой трактовке противоречат следующие факты.

1. Нижне-среднеэоценовые отложения в аналогичных фациях и тектонической позиции выходят еще в двух местах – напротив сел. Зотикианткари и в 2,5–3 км западнее этого селения – и везде имеют тектонические контакты с перекрывающими их образованиями верхнего эоцена. Причем горизонт с *Lyrolepis caucasica* Rom. отсутствует.

2. Допустив, что контакт между нижне-среднеэоценовыми и верхнеэоценовыми отложениями был первоначально стратиграфическим, придется считать, что верхнеэоценовые породы образуют узкую сжатую синклиналь, на северном крыле которой они залегают на мел-палеогеновых отложениях зоны флиша (разрезы 2 и 3), а на южном – на юрских образованиях зоны Грузинской глыбы<sup>1</sup>, что, конечно, маловероятно.

3. При этом типично флишевые толщи верхнего эоцена, имеющие огромные мощности, должны надстраивать разрез нижне-среднеэоценовых отложений платформенного облика, который характерен для зоны Грузинской глыбы. В том, что разрез эоценовых отложений р. Саманис-Хеви сходен с типичными разрезами Грузинской глыбы, легко убедиться, если рассмотреть несколько разрезов эоценовых отложений в зоне последней<sup>2</sup>.

В разрезе по р. Саманис-Хеви, как и в разрезах Грузинской глыбы, наблюдается практически полное сходство последовательности напластования в интервале от нижнего эоцена до горизонта мергелей с чешуями рыб *Lyrolepis caucasica* Rom. Выше этого горизонта в разрезах Грузинской глыбы следуют маломощные толщи мергелей или кварцевых карбонатных песчаников и известняков. В разрезе по р. Саманис-Хеви гипсометрически выше предыдущего слоя следуют мощные толщи пород флишевого облика, имеющие к тому

<sup>1</sup> О принадлежности пород, слагающих Юрскую тектоническую чешую, к зоне Грузинской глыбы речь будет идти в соответствующих разделах.

<sup>2</sup> Разрезы эоценовых отложений зоны Грузинской глыбы.

Центральная Абхазия (Сулуквадзе, 1965):

Rg<sub>2</sub><sup>2</sup>. Зеленовато- и желто-серые мергели с зернами пирита.

Rg<sub>2</sub><sup>3</sup>. Тонкослоистые плитчатые мергели с чешуями рыб *Lyrolepis caucasica* Rom.

Rg<sub>2</sub><sup>3</sup>. Серые и зеленоватые с желтым оттенком глинистые мергели.

Рача-Лечхумская синклиналь (Качарава, 1964):

Rg<sub>2</sub><sup>1</sup>. Зеленые известняки.

Rg<sub>2</sub><sup>2</sup>. Зеленые нуммулитовые известняки.

Rg<sub>2</sub><sup>3</sup>. Коричневые мергели с чешуями рыб *Lyrolepis caucasica* Rom.

Rg<sub>2</sub><sup>3</sup>. Фораминиферовые мергели.

Сханарская синклиналь (Качарава, 1964):

Rg<sub>2</sub><sup>2</sup>. Мергелистые песчаники с нуммулитами.

Rg<sub>2</sub><sup>2</sup>. Коричневые мергели с чешуями рыб *Lyrolepis caucasica* Rom.

Rg<sub>2</sub><sup>3</sup>. Слодисто-кварцевые песчаники (10–160 м).

же непосредственные стратиграфические контакты с толщами мелового и палеогенового флиша. Учитывая все сказанное, можно допустить, что отложения нижнего – среднего эоцена и сменяющий их вверх по разрезу горизонт с *Lyrolepis caucasica* Rom. действительно имели первоначально нормальные взаимоотношения с блоком юрских пород и составляли с ним единый разрез. Напротив, с отложениями Северной тектонической чешуи этот разрез не мог иметь нормальных стратиграфических контактов.

К западу от долины р. Аркалы Северная тектоническая чешуя имеет незначительную ширину (500–1000 м, реже больше) и тянется вдоль южного склона Мтиулетского хребта до массива горы Алевис–Кльде и далее на запад к долинам рек Алеуры и Ксани. Она имеет четко выраженные тектонические контакты: с севера, как уже говорилось, ограничена поверхностью Ананурско–Ильдоканского надвига; с юга от р. Саманис–Хеви до западного ограничения карты (см. рис. 3) породы Северной чешуи надвинуты на образования Юрской чешуи, а в бассейне р. Аркалы на отложения, слагающие Аркалинскую чешую. На всем протяжении этот тектонический элемент сложен флишевыми отложениями, совершенно аналогичными горизонту "в" описанных ранее разрезов. Горизонт брекчий ("а") здесь появляется только спорадически в виде небольших линз, срезаемых поверхностью Ананурско–Ильдоканского надвига. Восточнее горы Алевис–Кльде в флишевой толще отмечается прослой (мощностью 2–30 м) полигенных глыбовых брекчий (рис. 7), сложенный обломками серых пелитоморфных известняков, различными эффузивными породами андезит–базальтового состава, туфовыми песчаниками и песчаниками иного типа. Прослой имеет очень четкие границы, но иногда распадается на два и на три, как, например, севернее сел. Упурети в верховьях р. Аркалы. Здесь нижний гипсометрически прослой мощностью 5 м состоит в основном из обломков и глыб известняков, затем вверх по склону следует пачка (15–17 м) флишеидного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями брекчий, аналогичных нижележащим, выше залегает второй прослой брекчий (7 м), который состоит в основном из обломков песчаников типа байосских и нижеюрских.

Горизонт брекчий ("а") появляется снова из-под поверхности Ананурско–Ильдоканского надвига в долине рек Ксани и Алеуры. Он представлен здесь брекчиями, почти нацело сложенными обломками и глыбами известняков описанного выше типа; кроме этого удается видеть единичные гальки и обломки гранитов и вулканогенных пород основного ряда. Брекчии чрезвычайно сильно рассланцованы и надвинуты на более высокие стратиграфические породы флишевого горизонта "в". Брекчии здесь так же, как и в описанных выше разрезах, совершенно неотсортированы; обломки и глыбы, достигающие огромной величины, как правило, не окатаны, плотно пригнаны, цемента мало и он представлен карбонатным материалом. На правом берегу р. Ксани в районе сел. Курта появляются горизонты зеленых мергелей с прослоями микробрекчий, которые подстилают пласт глыбовых брекчий, образующих в этом районе небольшую синклинальную складку. По облику эти мергели аналогичны мергелям слоя 1 разреза 1. Западнее долины р. Аркалы Северная чешуя тянется в широтном направлении, имея ширину 800–1000 м. Постепенно сужаясь и тектонически выклиниваясь, она немного не доходит до водораздельного гребня рек Ксани и Лехуры. Далее, уже в бассейне р. Лехуры, отложения верхнего эоцена появляются снова и представлены породами горизонта "в", но об этом будет сказано позднее.

В полосе распространения отложений, слагающих Северную тектоническую чешую, в рельефе резко выделяются высокие белые карнизы аллохтонных<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Доказательства аллохтонного залегания массивов горы Алевис–Кльде и Аранисского приведены в разделе "Тектоническое положение и внутренняя структура верхнеэоценовых отложений".

массивов горы Алевис-Кльде и Аранисского (рис. 8), образующих водораздельные гребни.

Массив г. Алевис-Кльде почти нацело сложен мощными (высота карниза около 150 м) глыбовыми брекчиями из обломков серых пелитоморфных и кристаллических, часто органогенных известняков, и только в северо-восточной части массива имеется небольшой выход полигенных брекчий, состоящих, главным образом из обломков андезит-базальтовых порфиритов и их туфов. Сортировка в известняковых брекчиях совершенно отсутствует, размер глыб в поперечнике колеблется от 1-2 см до 10-15 м и более. Большие глыбы имеют обычно закругленные формы, мелкие обломки и глыбы могут быть как округлыми, так и остроугольными. Глыбы плотно пригнаны одна к другой, цемента мало, и он представлен карбонатным материалом. Все это создает впечатление наличия единого монолитного массива, а поскольку известняки содержат огромное количество кораллов позднеюрского возраста, массив горы Алевис-Кльде принимался за коренной выход верхнеюрского рифа (Адамия, 1958).

Аранисский массив также считался коренным верхнеюрским рифом, на который с базальными конгломератами в основании налегают песчано-сланцевые толщи верхнего эоцена. Но, во-первых, массив этот находится в аллохтонном залегании (см. стр. 58), а во-вторых, сложен глыбовыми брекчиями - известняковыми брекчиями и брекчиями полигенными. Брекчии из обломков и глыб известняков, аналогичные описанным в массиве горы Алевис-Кльде, слагают южную часть Аранисского массива и образуют скальные вершины. Они сложены обломками и глыбами (от 1 см до 10 м в поперечнике) серых иногда розоватых пелитоморфных, часто брекчиевидных известняков, сцементированных карбонатным цементом с незначительной примесью глинисто-песчаного материала. Мелкие обломки, как правило, остроугольные, крупные глыбы - округлые. В краевых частях крупных глыб наблюдается брекчированность известняка. Полигенные брекчии имеют пудинговое строение. Глыбы и обломки погружены в тонкую массу, сложенную зеленовато-серыми и оливково-зелеными мергелями и мергелистыми аргиллитами, местами со значительной примесью песчаного материала. Обломки представлены порфирами андезита-базальтового состава и их туфами, туфогенными песчаниками, известняками и отдельными обломками розовых гранитов. Встречаются совершенно не окатанные обломки и довольно хорошо окатанные гальки; среди последних преобладают порфириты и их туфы.

На северной окраине сел. Араниси отмечается контакт между известняковыми брекчиями и брекчиями полигенными (рис. 9, 10). Контакт нормальный, без каких-либо признаков тектонических подвижек по нему. Этот контакт, по-видимому, и был принят Н.И. Мревлишвили за контакт между верхнеюрским рифом и конгломератами верхнего эоцена. Тем не менее достаточно взглянуть на фотографию (см. рис. 10), чтобы убедиться, что так называемый единый рифовый массив сложен из обломков известняков и представляет собой брекчию.

Более того, подобный контакт между зелеными мергелями с глыбами различных пород и известняковыми брекчиями мы уже наблюдали в разрезе 1. Это контакт между слоями 1 и 2, где контактируют зеленые мергели и мергелистые аргиллиты, содержащие глыбы и обломки различных пород, и известняковые брекчии из обломков серых известняков. Толщи эти сходны до деталей, и можно уверенно считать, что породы Аранисского массива относятся к нижнему горизонту - горизонту брекчий верхнего эоцена, который описан в разрезах 1-3.

Сходными с известняковыми брекчиями этих горизонтов оказываются и брекчии массива горы Алевис-Кльде, которые, кстати, находятся на простираннии горизонта "а", обнажающегося в долинах рек Ксани и Алеуры. Мне кажется, такое полное морфологическое сходство позволяет уверенно считать, что породы, слагающие массивы горы Алевис-Кльде и Аранисского, принадлежат нижним горизонтам верхнего эоцена Северной тектонической чешуи.

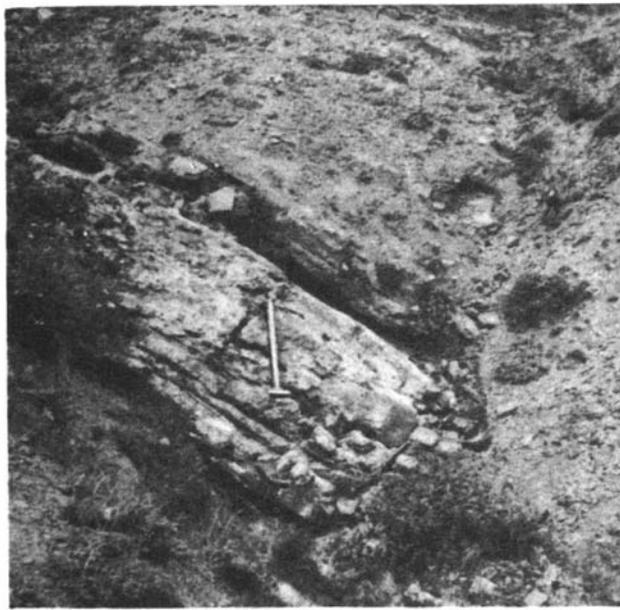


Рис. 7. Прослой глыбовых брекчий в песчано-глинистой флишевой толще верхнего эоцена – горизонт "в" Северной чешуи (восточнее вершины горы Алевис-Кльде)

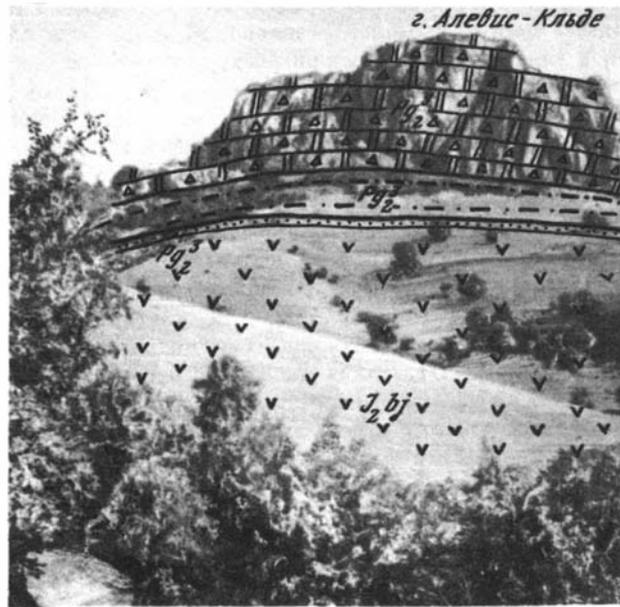


Рис. 8. Массив горы Алевис-Кльде (вид с юга), сложенный известняковыми брекчиями верхнего эоцена. Брекчии надвинуты на флишевую толщу горизонта "в" верхнего эоцена, которая в свою очередь надвинута на образования нижней – средней юры

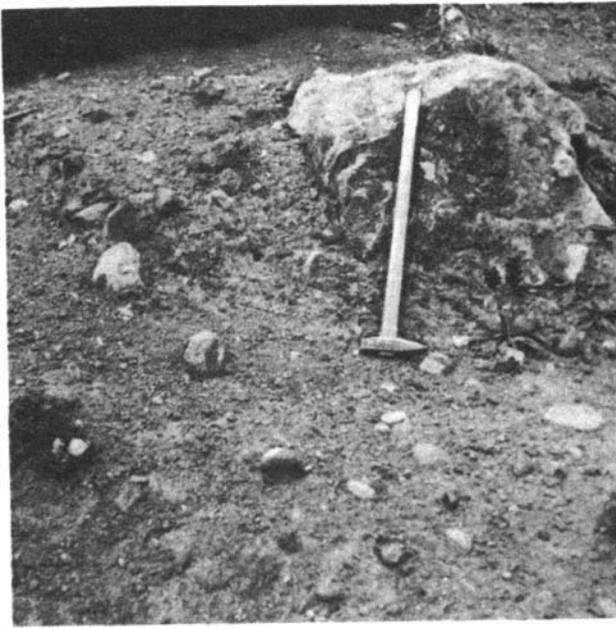


Рис. 9. Полигенные брекчи верхнего эоцена (Аранисский массив)

Светлое – обломки верхнеюрских известняков, темное – вулканогенно–осадочные породы байоса

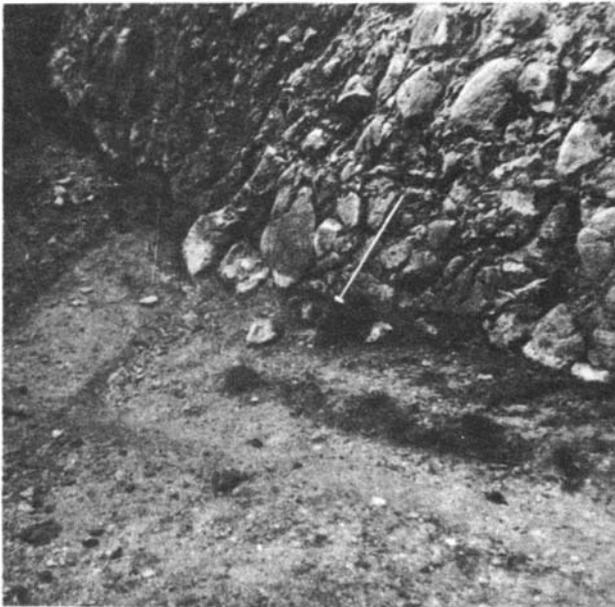


Рис. 10. Контакт моногенных известняковых брекчий с толщей зеленых мергелей, содержащих обломки и глыбы известняков верхней юры и байосских вулканогенно–осадочных пород (Аранисский массив)

Возраст пород, слагающих эту чешую, устанавливается исследователями несколько по-разному, хотя в настоящее время расхождения невелики. Самые большие разногласия вызывало определение возраста горизонта глыбовых брекчий (горизонта "а"). Впервые возраст этих образований на основе их стратиграфического положения был установлен В.П.Ренгартен (1932) как раннеэоценовый. Отметив, что они трансгрессивно залегают на различных горизонтах ниже- и верхнемелового флиша, В.П.Ренгартен справедливо считал при этом, что брекчии моложе самых молодых слоев надорбитоидной свиты датского возраста. Позднее, когда в цементе брекчий была собрана фауна нуммулитов, их стали относить или к верхним горизонтам среднего эоцена (Варенцов, Мордовский, 1954), или к верхнему эоцену (Мревлишвили, 1954, 1957, 1960; Адамия, 1958; и др.). В 1965 г. была высказана точка зрения о датско-маастрихтском возрасте горизонта глыбовых брекчий, судя по находкам соответствующей фауны в брекчиях, которые обнажаются в долине р. Аркалы севернее сел. Зотикианткари (Булейшвили и др., 1965). На этом основании вся полоса брекчий от р. Аркалы на западе до сел. Жинвали на юго-востоке была отнесена к маастрихту-данию. Некоторые авторы, как отмечалось ранее, часть глыбовых брекчий относили к коренным выходам верхней юры, как, например, выходы в районе Военно-Грузинской дороги у сел. Жинвали, Аранисского массива и массива горы Алевис-Кльде (Мревлишвили, 1954; Адамия, 1958). Основным аргументом в пользу того, что эти выходы являются коренными выходами верхней юры, эти авторы приводили отсутствие обломков каких-либо пород, кроме верхнеюрских известняков. Так, Н.И.Мревлишвили (1957, стр.141-142) пишет, что... "на 4-м километре выше сел. Жинвали... на правой стороне дороги выходят массивные известняки типа аранисских. Даже самым тщательным наблюдением в этом массиве не удается обнаружить какого-либо постороннего материала, в то время как на противоположной стороне дороги в аналогичных на первый взгляд породах нетрудно обнаружить обломки песчаников и глин лейаса и порфиринов байоса. Еще выше следуют верхнеэоценовые песчаники. Таким образом, аранисские и, по-видимому, часть жинвальских известняков, также как и шител-цкаройские в Кахетии... являются коренными выходами юрских пород". Но этот выход, во-первых, представляет собой пласт, который имеет нормальный нижний контакт с полигенными брекчиями, которые вниз по разрезу сменяются слоистыми мергелистыми аргиллитами зеленовато-серого цвета. Выше он также перекрывается брекчиями, состоящими из обломков песчаников, глинистых сланцев и порфиринов. Во-вторых, этот пласт является пластом брекчий, состоящих из обломков известняков, и "при тщательном наблюдении" среди обломков известняков можно видеть единичные обломки порфиринов андезит-базальтового состава. Таким образом, этот выход и по положению в разрезе, и по строению является пластом брекчий, как являются брекчией породы, слагающие Аранисский массив и массив горы Алевис-Кльде.

К какому же возрастному интервалу следует отнести толщу глыбовых брекчий? Прежде всего, исходя из их положения в разрезе, нужно считать, что они должны быть моложе маастрихта-дания, как совершенно справедливо полагал В.П.Ренгартен (1932), поскольку с нормальным стратиграфическим контактом лежат выше слоев орбитоидной и надорбитоидной свит сенонского-датского возраста (см. разрез 3), а также более низких горизонтов мелового флиша (см. разрез 2). Более того, западнее, в бассейне р. Меджуды, аналогичные вышеописанным брекчии хр. Орбодзала залегают на флишевых толщах нижнего эоцена (см. стр. 68). Таким образом, по стратиграфическому положению толщи глыбовых брекчий междуречья Арагви - Ксани моложе маастрихта-дания. Если же учесть данные соседних районов, то моложе раннего эоцена.

Помимо косвенных данных имеются и прямые указания на возраст брекчий. В аналогичных брекчиях, обнажающихся вдоль фронтальной части Ананурско-Ильдоканского надвига, в цементе встречены многочисленные *Disco-*

*cyclusina* (определение Б.Т.Голева), указывающие на принадлежность брекчий к эоцену. М.И.Варенцов и В.Т.Мордовский (1954) указывают на фауну нуммулитов, собранную в карбонатном цементе глыбовых брекчий Аргунского покрова, которые залегают с размывом на породах верхнего мела.

Приводятся формы *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. fabianii* Prev., по которым авторы делают вывод о принадлежности брекчий к верхним частям среднего эоцена. Н.И.Мревлишвили (1954) склонна на основании тех же форм отнести брекчи к верхнему эоцену. Учитывая, что первая форма характерна главным образом для верхнего эоцена и достаточно редка в верхних горизонтах среднего эоцена, а возраст второй не выходит за пределы позднего эоцена и она развита в основном в его верхних частях (Немков, 1967), нужно конечно, что и делает Н.И.Мревлишвили, относить горизонт глыбовых брекчий к позднему эоцену. Естественно, вышележащие горизонты ("в" и "с") флишoidных песчано-глинистых пород должны быть или позднеэоценовыми или еще более молодыми. Выше глыбовых брекчий в районе сел. Живилы собраны позднеэоценовые *Nummulites striatus* Brug. (Булейшвили и др., 1965). В толще конгломерато-брекчий на границе горизонтов "в" и "с" в валунах кристаллических известняков мной была собрана фауна нуммулитов, среди которых Б.Т.Голев определил комплекс раннеипрских нуммулитов: *N. exilis* Douville, *N. planulatus* Lamarck, *N. subramondi* de la Harpe и *Alveolina* sp. Следовательно, конгломераты, в которые попадают обломки пород нижнего эоцена, должны иметь более молодой возраст.

Кроме того, в горизонте "в" Северной тектонической чешуи в различных местах мной были собраны позднеэоценовые нуммулиты.

1. Восточнее вершины горы Алевис-Кльде в нескольких метрах гипсометрически выше прослоя глыбовых брекчий в детритусовых песчаниках в двух местах на расстоянии 250-300 м были собраны следующие формы: *Nummulites fabianii retiatius* Rovada, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe, которые, по мнению определявшего их Б.Т.Голева, позволяют отнести толщу вмещающих пород к верхней части верхнего эоцена.

2. Западнее сел. Курта (правый борт долины р.Ксани) в толще зеленых и зеленовато-серых мергелистых аргиллитов и алевролитов с прослоями микробрекчий в одном из таких прослоев найдены позднеэоценовые *Nummulites fabianii* Prev. и *N. variolaris* Lamarck (определение Б.Т.Голева). Последние формы были собраны в толще пород, залегающей ниже пласта известняковых брекчий (она сходна как с породами слоя 1 разреза I, так и с более высокими горизонтами этого разреза), но во всяком случае непосредственно вблизи горизонта брекчий, что еще раз подтверждает их позднеэоценовый возраст.

Таким образом, нижние горизонты пород Северной чешуи имеют хорошую палеонтологическую характеристику и могут быть достаточно уверенно отнесены к верхнему эоцену, причем в ряде мест, по-видимому, наблюдаются слои, принадлежащие верхним горизонтам верхнего эоцена. Возраст пород горизонта "с" определяется мной как позднеэоценовый, судя по литологическому сходству с подстилающими его образованиями, с которыми он образует единую серию, но как будет видно в дальнейшем, горизонт "с" может частично захватывать и нижнюю часть раннего олигоцена.

Следовательно, по стратиграфическому положению и остаткам фауны устанавливается позднеэоценовый возраст пород, слагающих Северную тектоническую чешую. Что же касается датско-маастрихтского возраста горизонта брекчий, который был определен по остаткам фауны, можно допустить три возможности: 1) позднемеловая фауна переотложена и находится во вторичном залегании, 2) в толще брекчий верхнего эоцена наряду с глыбами верхнеюрских известняков содержатся глыбы пород верхнего мела, в которых и была собрана соответствующая фауна, 3) блок верхнемеловых брекчий (такие брекчи известны) является тектоническим клином, зажатым в зоне надвига.

Суммируя сказанное, можно сделать следующие выводы.

1. Северная тектоническая чешуя сложена серией верхнеэоценовых пород значительной мощности (порядка 1000 м), имеющих в верхней части отчетливо выраженный флишевый облик (ритмичная градационная слоистость, слепки струй течения и различного типа гиероглифы, повторяемость ритмов и т.д.).

2. Нижние горизонты ("а", "в") представлены в значительной степени глыбовыми брекчиями и конгломерато-брекчиями, главным образом из неосортированных, достигающих часто огромного размера глыб и блоков серых пелитоморфных и кристаллических, органогенных известняков и различных порфиритов основного состава и их туфов, в верхних горизонтах встречаются маломощные прослои брекчий или микробрекчий.

3. Снизу вверх по разрезу уменьшается плотность пород, делается менее отчетливой градационная слоистость, увеличивается роль кварц-полевошпатового материала, песчаники становятся несколько более грубозернистыми, усиливается заглипсованность цемента.

4. Отложения верхнего эоцена залегают трансгрессивно на различных горизонтах мелового и палеогенового флиша, надстраивают его разрез и, обладая характерными для флишевых толщ чертами, составляют с ним единое целое.

5. На границе верхнеэоценового комплекса пород и подстилающих образований состав отложений резко меняется: за преимущественно карбонатными осадками мела - палеогена следуют главным образом терригенные с горизонтами глыбовых брекчий отложения верхнего эоцена.

6. Отмечается выдержанность фациального состава отложений по простиранию.

### Аркалинская тектоническая чешуя (Б)

Чешуя обнаружена только в районе левого борта долины р. Аркалы севернее селений Цихисцзири и Банцурткари. Она вытянута с востока на запад приблизительно на 7-8 км при максимальной ширине 500-700 м. С севера эта структура ограничена поверхностью надвига, по которому перекрыта образованиями, слагающими Северную тектоническую чешую. Там, где удастся наблюдать поверхность разрыва, он имеет относительно пологие углы падения плоскости смесителя (порядка 30-50°, иногда несколько круче). К западу и востоку разрыв постепенно срезает горизонты Аркалинской чешуи, и породы Северной чешуи приведены в соприкосновение с породами нижней юры, слагающими расположенную южнее Юрскую тектоническую чешую. С юга отложения, слагающие Аркалинскую тектоническую чешую, также практически на всем протяжении, по-видимому, ограничены поверхностью разрыва типа крутого надвига и контактируют с породами раннеюрского возраста.

Аркалинская тектоническая чешуя представлена эоценовыми сильно заглипсованными, слоистыми, голубовато-серыми и серыми песчаниками со значительной примесью аркозового материала, чередующимися с прослоями алевролитов, аргиллитов и голубовато-серых до черных глин с прослоями и линзами глыбовых брекчий из глыб и обломков песчаников и сланцев нижней юры. Кроме того, в тонкой основной массе заключена огромная пластина, сложенная нижнеюрскими песчаниками и сланцами. Характерные особенности образований, слагающих Аркалинскую чешую, можно наблюдать в многочисленных обнажениях по левому борту долины р. Аркалы. Наиболее полный и представительный разрез обнажается в районе сел. Цихисцзири, где с юга на север и снизу вверх по склону можно наблюдать следующую последовательность слоев.

Разрез 4 (рис. 11, профиль III, номера слоев в тексте соответствуют таковым на рисунке).

2. J<sub>1</sub>. Плотные темные до черных аргиллиты, глинистые сланцы и алевролиты с тонкими прослоями серых и розовых мелкозернистых аркозовых

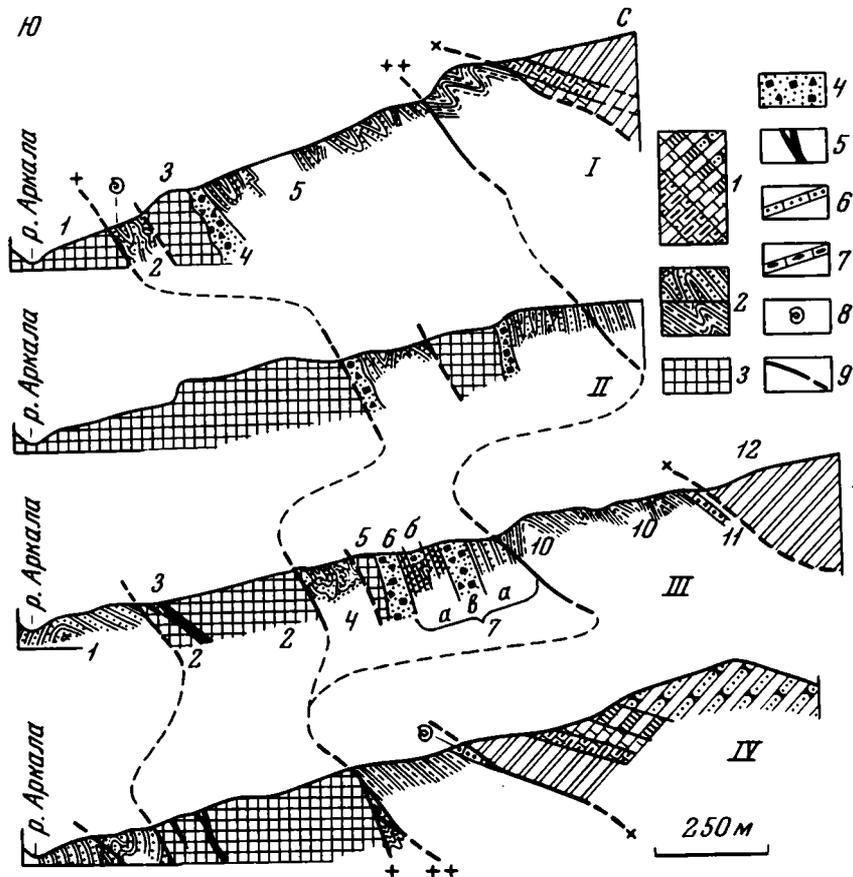


Рис. 11. Строение толщ верхнеэоценовых образований в районе левого борта долины р. Аркалы

1 - горизонты мелового - палеогенового флиша; 2 - горизонты верхнеэоценовых образований; 3 - песчаники и сланцы нижней юры; 4 - глыбовые брекчии из обломков нижнеюрских пород; 5 - пластовые тела трахитов; 6 - полигенные брекчии из обломков верхнеюрских известняков и байосских эффузивов; 7 - нуммулитовые известняки нижнего - среднего эоцена; 8 - места находок нуммулитов; 9 - разрывы. I-IV - номера профилей, 1-12 на разрезе - номера слоев (объяснения см. в тексте)

песчаников. Вверх по разрезу число прослоев песчаников и их мощность увеличиваются, в центральной части слоя проходит мощный (30-40 м) пласт розовато-серых аркозовых, местами почти чисто кварцевых песчаников.

3. Породы слоя 2 прорваны пластовым телом раздробленных и развальцованных трахитов и смяты в складки. Ширина выхода 250-270 м.

Породы слоев 2, 3 принадлежат крупному блоку (тектонической чешуе), сложенному фаунистически охарактеризованными отложениями нижней юры. Более полная характеристика его будет дана в следующем разделе.

4.  $Pg_2^3$ . Выше по поверхности крутого надвига на породах слоя 2 залегают сильно заглипсованные темные аргиллиты средней плотности и глины с прослоями голубовато-серых рыхлых и плотных алевролитов и песча-

ников, средне- и крупнозернистых, волнистослоистых, полимиктовых, местами существенно аркозовых. В толще большое число прослоев микробрекчий и гравелитов. Породы смяты в причудливые, неправильной асимметричной формы складки, прослой алевролитов и песчаников раздроблены, будинированы и разлинзованы. Ширина выхода 100 м.

5.  $J_1$ . Выше по склону в северном направлении на сложно дислоцированных породах нижележащего слоя с резкой границей, вероятно, проходящей по тектоническому срыву (судя по несколько разным элементам залегания слоев и интенсивной дисгармоничной складчатости в породах слоя 4), залегают розовато-серые аркозовые песчаники и глинистые сланцы, аналогичные описанным в слое 2. Ширина выхода 25–30 м.

6.  $Pg_2^3$ . Гипсометрически выше непосредственно на породах слоя 5 совершенно нормально, со стратиграфическим контактом, лежит пласт глыбовых брекчий из обломков и глыб песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, не отличимых от таковых подстилающих слоев 5 и 2. Обломки и глыбы достигают 1,5 м в поперечнике. Окатанность совершенно отсутствует, обломки имеют остроугольную форму, являясь большей частью обломками пластов песчаников или глинистых сланцев. Материал брекчий совершенно не отсортирован: размер обломков колеблется от первых сантиметров до 1 м и более. Глыбы обычно плотно пригнаны одна к другой, промежутки заполнены более мелкими обломками или грубозернистым песчаным материалом. Цемент песчано-глинистый, объем его очень мал по сравнению с объемом грубого обломочного материала. Брекчия по существу представляет собой свал глыб и обломков (рис. 12). Мощность слоя до 30 м.

7. На брекчиях по очень резкой границе залегают мягкие сильно загипсованные глины, аргиллиты, алевролиты и песчаники. В нижней части слоя преобладают грубо- и среднезернистые волнистослоистые голубовато-серые песчаники, частично переходящие в гравелиты и микробрекчии средне-, реже грубослоистые. Вверх по склону большую роль начинают играть алевролиты и черные аргиллиты и глины. Толща местами приобретает хорошо выраженный флишоидный облик с элементами характерной градационной слоистости, со слепками струй течения и различными гиероглифами на нижней поверхности пластов песчаника. В центральной части толщи встречены два прослоя глыбовых брекчий, аналогичных описанным в слое 6. Нижний прослой (7,б) представляет собой линзу (до 10 м), которая залегаеет среди песчано-глинистой толщи. Брекчии частично срезают пласты песчаников и аргиллитов, а частично переходят по простираению в песчаники (рис. 13). Верхний прослой (7,в) мощностью 40–50 м имеет резкие границы с подстилающими и перекрывающимися слоистыми породами. Заполняющее вещество и цемент в брекчиях представлены теми же песчаниками и глинами, которые слагают основную массу слоистых пород.

Выше по склону по пологой поверхности (угол падения  $30^\circ$ ) на отложениях слоя 7 с севера надвинута флишевая толща Северной тектонической чешуи. К сожалению, в описанном разрезе невозможно определить низ и верх ее, так как породы сильно дислоцированы и имеют с подстилающими и перекрывающимися образованиями тектонические контакты.

В 250–300 м к востоку от описанного разреза в долине соседнего ручья можно наблюдать, как породы Северной чешуи по пологому надвику перекрывают сразу пласт глыбовых брекчий, аналогичный брекчиям слоев 6, 7,б и 7,в. Брекчии состоят из обломков нижнеюрских песчаников и сланцев и содержат отдельные прослои песчаников. Мощность брекчий 70–80 м. Ниже по склону они подстилаются голубовато-серыми песчаниками, алевролитами и глинами, сходными со слоями 4 и 7, которые в свою очередь с неясным контактом лежат на нижнеюрских песчаниках и сланцах, аналогичных слою 2 предыдущего разреза. Пластина же розовых песчаников и глинистых сланцев

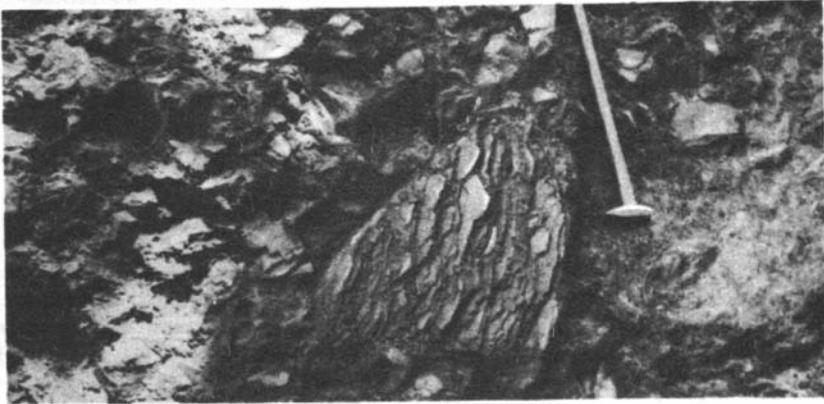
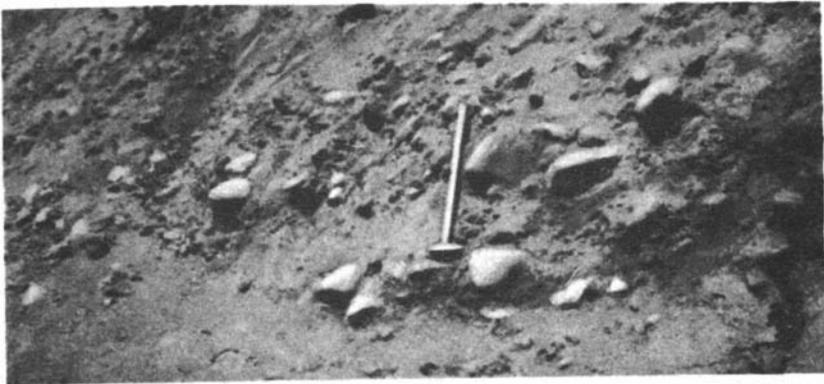


Рис. 12. Глыбовые брекчии из обломков песчаников и сланцев верхнего лейаса в русле р. Аркалы (Аркалинская тектоническая чешуя)

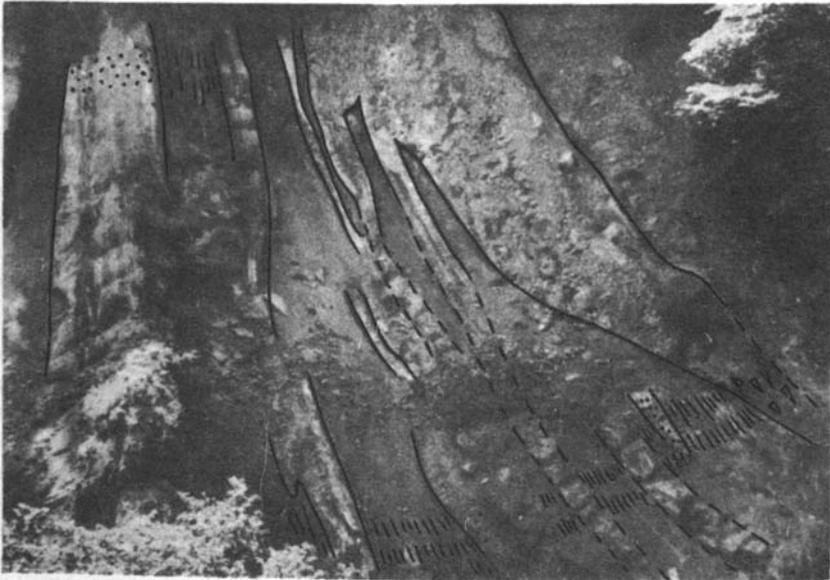


Рис. 13. Линза глыбовых брекчий из обломков песчаников и сланцев нижней юры в толще верхнеэоценового флиша Аркалинской тектонической чешуи

лейаса, которая прекрасно была видна в соседнем обнажении (слой 5), здесь исчезает и на ее простирании выходят глыбовые брекчии и глинисто-песчаные породы, аналогичные породам слоев 4,7. Мощность пластины в предыдущем разрезе не превышала 25 м; на основании этого легко предположить, что эта пластина в восточном направлении выклинивается, занимая, вероятно, промежуточное положение между песчаниками слоя 4 и глыбовыми брекчиями слоя 6. Далее на восток продолжение этой пластины нигде не встречено. Грубообломочные брекчии, которые лежали гипсометрически выше пластины, сложенной нижнеюрскими породами, также исчезают, и восточнее можно наблюдать только слоистые песчаники, алевролиты и глины типа слоев 4, 7 с прослоями конгломератов, гравелитов и микробрекчий из обломков черных аргиллитов, серых и розовато-серых песчаников, похожих на нижнеюрские породы слоя 2.

Далее к востоку породы Северной тектонической чешуи срезают все горизонты Аркалинской чешуи (см. рис.11, профиль IV) и лежат по тектоническому контакту на образованиях нижней юры. В то же время еще восточнее, возможно, имеется небольшой выход пород рассматриваемой тектонической единицы, так как по левому берегу р. Саманис-Хеви в непосредственной близости от контакта с отложениями лейаса наблюдается обнажение глыбовых брекчий из обломков лейасовых пород. Однако эти брекчии могут принадлежать и Северной тектонической чешуе.

В западном направлении Аркалинская чешуя прослеживается от разреза 1 на расстоянии около 3-4 км, сохраняя основные черты. Но в этих районах удастся подметить и ряд новых особенностей строения чешуи и ее взаимоотношений с окружающими образованиями соседних тектонических элементов (см. рис.11, профили I и II). Так, в районе сел. Цихисцири можно наблюдать, как прямо в соприкосновение с породами лейаса (слой 2 разреза 4) приведены глыбовые брекчии, состоящие из обломков пород нижней юры (см. рис. 11, профиль II). Соотношения неясны, так как контакт задернован, но явных признаков большого разрыва здесь нет и можно предположить нормальный стратиграфический контакт. В брекчиях здесь кроме обломков песчаников и сланцев нижней юры отмечены редкие единичные обломки серых пелитоморфных известняков типа верхнеюрских.

Пластина из пород нижней юры (слой 5 разреза 4) прослеживается в западном направлении, имея здесь несколько большую (100 м) мощность, чем в разрезе 4. Нижний контакт ее обычно тектонический, очень четко выраженный. Гипсометрически выше этой пластины без признаков тектонических нарушений залегает пласт глыбовых брекчий из обломков слагающих пластину пород. При этом нужно отметить, что переход от пласта нижнеюрских пород к брекчиям часто нерезкий. Сначала наблюдается повышенная раздробленность пород лейаса, и раздробленные породы постепенно сменяются настоящими обломочными брекчиями. Интересен в этом отношении разрез к западу от сел. Цихисцири. Здесь по одному из ручьев с юга на север и снизу вверх по склону обнажаются следующие слои.

Разрез 5 (см. рис.11, профиль I):

1.  $J_1$ . Грубослоистые кварц-полевошпатовые розовато-белые средне- и мелкозернистые песчаники с прослоями и пачками темных плотных слоистых алевролитов и глинистых сланцев.

2.  $Pg_3^3$ . Тонкослоистые загипсованные темные аргиллиты, алевролиты и голубовато-серые песчаники с прослоями микробрекчий из обломков пород слоя 1. Мощность прослоев 20-30 см. В одной из линз микробрекчий собрана фауна нуммулитов. Породы сильно раздроблены, пласты песчаников и брекчий бугинированы, глины и аргиллиты рассланцованы, отмечается большое число зеркал скольжения. Мощность пачки около 70 м.

3.  $J_1$ . Породы, аналогичные слою 1. Пласт раздроблен, а в верхней части брекчирован. Ширина выхода 100 м.

4.  $Pg_2^3$ . На слой 3 по четкой неровной слегка извилистой границе залегают глыбовые брекчии из обломков пород нижележащего слоя, обломки не окатаны, сортировка материала отсутствует. Брекчии представляют собой свальные образования.

5. Выше брекчий, по-видимому, совершенно согласно залегают тонко-слоистые темные аргиллиты средней плотности, листоватые, с прослоями алевролитов и песчаников, полимиктовых, часто детритусовых, мелко- и среднезернистых, рыжевато-серых до темно-серых, заглисованных. Наблюдаются запрокинутые к югу сжатые изоклиналильные складки. Ширина выхода 600 м.

6. Выше с неясными взаимоотношениями, вероятно по разрыву (он виден в большинстве мест, где можно наблюдать контакт этих двух толщ), залегают флишеидная толща Северной тектонической чешуи.

Из описания разреза видно, что все особенности строения Аркалинской чешуи сохраняются и здесь. Четко выдерживаются мощности отдельных горизонтов, особенно пластины, сложенной песчаниками и сланцами типа нижнеюрских. Однако отмечается и некоторое изменение состава пород основной массы. В слое 5 большую роль, чем в восточных разрезах, играют тонкие разности пород — мелко- и среднезернистые песчаники, здесь меньше глин и больше аргиллитов, последние более плотные, местами рассланцованные; меньше голубовато-серых, волнистослоистых песчаников, цвет пород в целом темный. Слоистость имеет более четко выраженную флишевую ритмичность. Породы слоя 5 по облику сходны как с флишевыми породами Северной тектонической чешуи (горизонт "в"), так и с породами слоев 4 и 7 разреза 4 (см. рис. 11, профиль III). Более того, эти породы совершенно аналогичны породам песчано-глинистой толщи горизонта "с" Северной тектонической чешуи. Действительно, и здесь и там встречаются ритмично переслоенные желтовато-серые и голубовато-серые песчаники со значительной примесью кварц-полевошпатового материала, алевролиты и аргиллиты — темно-серые до черных. Песчаники иногда детритусовые, с прослоями микробрекчий и гравелитов. По внешнему облику эти толщи невозможно отличить.

Далее на запад Аркалинская чешуя прослеживается примерно до бассейна р. Лашис-Хрви. Особенно хорошо ее строение видно вдоль русла р. Аркалы, где наблюдаются великолепные обнажения глыбовых брекчий.

В 600–800 м выше по течению р. Аркалы в районе сел. Цихисцаири с юга на север обнажены:

1.  $J_1$ . Кварцевые песчаники и глинистые сланцы. Азимут падения  $170^\circ$ , угол  $80^\circ$ .

Контакт между слоями 1 и 2 неясен.

2.  $Pg_2^3$ . Полимиктовые рыхлые голубовато-серые песчаники и глины заглисованные с прослоями микробрекчий. Азимут падения  $170^\circ$ , угол  $80^\circ$ .

3.  $J_1$ . Песчаники и сланцы, аналогичные слою 1. Азимут падения  $170^\circ$ , угол  $80^\circ$ .

4.  $Pg_2^3$ . Глыбовые брекчии из обломков песчаников и сланцев нижней юры, лежащих гипсометрически выше слоя 4.

В северном направлении брекчии постепенно сменяются песчаниками и глинами типа пород слоя 2.

Отмечается повышенная раздробленность поверхности лейасовых пород и постепенный переход их в брекчии, как отмечалось раньше.

В приведенном разрезе наблюдаются обратные (в отличие от всех предыдущих разрезов — южные) падения пластов. Азимуты и углы падения слоев нижней юры и верхнего эоцена одинаковы, и толщи пород верхнего эоцена наклонены под юрские образования. Хотя характер взаимоотношений юрских

и палеогеновых пород неизвестен и неясно, где верх разреза, создается впечатление, что породы нижней юры первоначально (до дислокаций) лежали гипсометрически выше пород верхнего эоцена. Особенности взаимоотношений северной пластины лейаса также позволяют допустить подобную трактовку, так как для глыб, расположенных внутри осадочных более молодых толщ, характерно брекчирование именно нижних горизонтов подошвы слоя, тогда как кровля их остается нормальной. Поэтому, вероятно, здесь во всех разрезах, кроме последнего, мы имеем дело с перевернутым залеганием. Однако доказанным это предположение ни в коем случае считать нельзя.

Таким образом, Аркалинскую тектоническую чешую слагает толща пород, представленная слоистыми (зачастую с ритмичностью флишевого типа) серовато-голубыми и серыми песчаниками, волнистослоистыми алевритами и голубыми, серыми и черными глинами, иногда аргиллитами. Толща этих пород содержит линзы и прослои глыбовых брекчий из совершенно не окатанных обломков кварц-полевошпатовых песчаников и глинистых сланцев типа нижнеюрских. Обломки представляют собой куски разломанных и раздробленных пластов песчаников и сланцев. Сортировка в брекчиях отсутствует и они представляют собой свал обломков, сцементированных песчано-глинистым материалом, который формирует и слоистые толщи. Кроме глыбовых брекчий, заметное место принадлежит прослоям и линзам микробрекчий и в меньшей степени – микроконгломератам и гравелитам из обломков тех же пород, что и глыбовые брекчии.

Внутри эоценовой толщи расположена тектоническая пластина кварц-полевошпатовых песчаников и черных глинистых сланцев нижней юры мощностью 25–100 м. Пластина имеет длину около 6 км и лежит внутри верхнеэоценовых образований. Нижний (гипсометрически) контакт пластины тектонически сорван, а верхний – стратиграфический. Устанавливается повышенная раздробленность пород в верхней части пластины, вверх по склону раздробленные породы быстро, но постепенно переходят в глыбовые брекчии, сложенные обломками пород этой пластины. Подстилающие пластину образования верхнего эоцена всегда интенсивно дислоцированы и сматы в причудливые неправильной формы складки, типа подводно-оползневых, прослои песчаников при этом разломаны, будинированы, развальцованы. В восточном направлении мощность этой пластины постепенно уменьшается и, наконец, она выклинивается, замещаясь по простиранию брекчиями, песчаниками и глинами. Все это непреложно указывает на то, что пластина пород нижней юры попала в песчано-глинистые отложения верхнего эоцена во время их накопления. Наблюдается явное сходство состава и строения пород, слагающих Аркалинскую тектоническую чешую, с таковыми горизонта "с" Северной тектонической чешуи. Нужно отметить также, что не везде можно провести четкий контакт между породами этих чешуй, так как состав и облик пород, их слагающих, оказывается необычайно сходен.

Возраст пород Аркалинской чешуи может быть установлен только на основании косвенных данных. Мною здесь в двух местах собрана фауна нуммулитов. В восточной части чешуи в прослоях микроконгломератов из обломков песчаников и черных сланцев (левый приток р. Аркалы в 200 м западнее сел. Банцурткари и в 1 км от русла р. Аркалы в 50–70 м выше верхней границы нижней юры) собран комплекс нуммулитов, среди которых определены *Nummulites subramondi de la Harpe* (обильно), *N. subplanulatus* Hantken et Madarasz, *N. leopoldi* Schaub, *N. globulus* Heymerie, *N. atacicus* Heymerie, *N. cf. burdigalensis*, которые, по мнению определявшего их Б.Т. Голева, характерны для ипрского яруса.

В центральной части района в русле ручья, впадающего в р. Аркалы (в 150–170 м от ее русла) чуть западнее сел. Цихисзири, в толще пород, залегающей между двумя выходами нижнеюрских отложений в прослое микробрекчий собраны *Nummulites subplanulatus* Hantken et Madarasz, *N. aquitanicus* Benoit, *N. praelucasi* Douville, *N. cf. leopoldi* Schaub., *N. anomalus* de la

Нагре так же позднеипрского возраста (определение Б.Т.Голева). Б.Т.Голев указывает, что нуммулиты, возможно, находятся в перестолженном залегании, так как раковины раздроблены и нуммулиты (как целые, так и их обломки) окатаны. Если учесть, что нуммулиты собраны в прослоях и линзах микробрекчий и микроконгломератов, данное утверждение кажется весьма обоснованным. Кроме того, в данном районе подобные формы находятся в коренном залегании в литологически иных типах пород, а именно в толщах карбонатных кварцевых песчаников и известняков, переполненных раковинами нуммулитов (см. стр. 17).

Все перечисленные факты позволяют уверенно считать, что комплексы описанных выше нуммулитов находятся во вторичном залегании и, следовательно, толща пород, их вмещающая, моложе раннего, возможно, даже среднего эоцена, так как в обломках встречены формы, характерные для среднего эоцена.

Таким образом, характер фаунистических остатков заставляет считать породы Аркалинской чешуи поздне- или в крайнем случае среднеэоценовыми. Но литологически данные породы, как уже говорилось, аналогичны таковым Северной чешуи, имеющим заведомо позднеэоценовый возраст. В дальнейшем же можно будет видеть, что они сходны также с толщами пород Южной тектонической чешуи (см. стр. 35), имеющими позднеэоценовый - раннеолигоценовый возраст. Как видно, можно достаточно уверенно считать, что породы Аркалинской чешуи относятся к позднему эоцену.

### Юрская тектоническая чешуя (В)

Эта чешуя является следующим к югу элементом зоны распространения отложений верхнего эоцена. Она сложена, как показывает название, юрскими (верхний лейас - байос) образованиями и протягивается с востока на запад более чем на 25 км от бассейна р. Аркалы до водораздельного гребня рек Ксани и Лехуры. Наибольшую ширину - до 2,5 км - это чешуя имеет в районе долины р. Ксани. Западнее в районе водораздела рек Ксани и Лехуры она выклинивается, будучи срезанной надвигом, по которому юрские образования перекрыты отложениями зоны флиша. В восточном направлении в бассейне р. Аркалы ширина выхода юрских образований уменьшается до 250-400 м, и к востоку от р. Саманис-Хеви они исчезают. Возможно, отложения юры здесь выклиниваются (судя по уменьшению мощностей), но, может быть, тектонически перекрыты отложениями верхнего эоцена, как изображено на рис. 65. Ширина выхода в ряде случаев не отражает истинной мощности (толщины) чешуи. Так, если на правом и левом берегах р. Ксани ширина выхода юрских пород достигает 1,5-2,5 км, то в непосредственной близости от русла, где мы имеем значительный врез и крутой склон, при которых ширина выхода близка к действительной толщине пластины, которая достигает 500-700 м. Если учесть существование пологого разрыва в подошве чешуи, четко следующего формам рельефа, то толщина пластины может с глубиной и уменьшаться.

Северным и южным ограничением Юрской тектонической чешуи служат разрывы типа надвигов, по которым с севера она перекрыта породами различных горизонтов Северной и Аркалинской тектонических чешуй, а с юга, в свою очередь, сама надвинута на отложения верхнего эоцена Южной чешуи и на различные горизонты молассового комплекса Грузинской глыбы. При этом нужно отметить следующий, важный для дальнейшего изложения факт: тектоническая пластина, сложенная юрскими породами, нигде не выходит за рамки полосы распространения отложений верхнего эоцена. Северный и южный тектонические контакты Юрской чешуи в каждом конкретном месте согласны или почти согласны с напластованием пород этого элемента. Но при детальном картировании выясняется, что различные горизонты лейаса и байоса срезаны разломами.

Рассматриваемая чешуя сложена, как уже говорилось, отложениями позднелейасового и байосского возраста, что устанавливается на основании многочисленных находок остатков ископаемой фауны (Варениов, 1950; Мревлишвили, 1954; Адамия, 1958; Нуцубидзе, 1964).

Отложения верхнего лейаса подразделяются всеми авторами на две толщи. Нижняя толща представлена темными, темно-серыми и черными, местами с зеленоватым оттенком глинистыми сланцами, включающими конкреции сферосидеритов и линзочки каменного угля, с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, состоящих преимущественно из зерен кварца и полевого шпата. Верхняя часть отложений сложена переслаивающимися зеленовато-серыми, желтыми и розоватыми мелко- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками и темными глинистыми сланцами и глинами. Для ее состава характерна большая роль песчаников.

Верхнелейасовые отложения, особенно в нижних глинистых горизонтах, очень сходны с образованиями верхнего эоцена Северной тектонической чешуи. В то же время нижнеюрским породам присущ и ряд отличительных черт, которые позволяют не путать их с верхнеэоценовыми образованиями и выделять обломки нижнеюрских пород в грубообломочных отложениях верхнего эоцена. Это отсутствие загипсованности, большая степень плотности пород (глинистые сланцы вместо глин и аргиллитов), присутствие розовых кварц-полевых шпатовых песчаников и наличие внутри песчаных пластов своеобразных включений глинистых сланцев самой причудливой конфигурации в виде пропластков, линзочек, овалов, иногда включений шарообразной или, напротив, совершенно неправильной формы. Местами количество включений столь велико, что создается впечатление, будто мы имеем дело с состоящими конгломератами из глинистых галек. Наличие данных признаков (помимо других, менее характерных) позволяет безошибочно узнавать обломки пород лейаса в глыбовых брекчиях верхнего эоцена, как это уже описывалось для Аркалинской чешуи.

Вверх по разрезу со стратиграфическим, очень резким контактом, который можно наблюдать во многих местах<sup>1</sup>, на песчано-сланцевых отложениях нижней юры залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования порфиритовой свиты байосского возраста, представленные чередующимися горизонтами туфов, туфовых брекчий, конгломератов и песчаников с пластами порфиритов андезито-базальтового состава, прослоями и пачками туфитов и черных аргиллитов со значительной примесью пирокластического материала. Байосские отложения подразделяются на две части (Адамия, 1958; Зесашвили, 1964). Нижняя часть сложена альбитовыми порфиритами (спилитами) и их туфами; верхняя образована авгит-лабродоровыми порфиритами и туфами того же состава. Байосские отложения характеризуются темными зеленовато-фиолетовыми, буро-красными и темно-серыми цветами пород. Большое место принадлежит в них туфовым и лавовым брекчиям в основном андезито-базальтового ряда. Мощность их оценивается максимально в 500-600 м.

Отложения лейаса и байоса описываемой тектонической чешуи обнаруживают явное сходство, если не полное тождество, с одновозрастными образованиями других районов Закавказья и в первую очередь Грузинской глыбы. На это указывают все геологи, занимающиеся изучением рассматриваемых отложений (Варениов, 1950; Мревлишвили, 1954; Адамия, 1958; Зесашвили, 1964).

Действительно, почти на всей территории Грузинской глыбы, где лейас-байосские отложения доступны наблюдению, выявлена такая же последовательность залегания совершенно аналогичных пород. Так, достаточно сравнить отложения Юрской чешуи с аналогичными образованиями северной части Грузинской глыбы (верховья р. Квирила), где "... среднеюрские отложения представ-

<sup>1</sup> Прекрасно обнаженные стратиграфические контакты между отложениями нижней юры и вулканогенно-осадочными образованиями байоса наблюдаются к северу от ручья Цирколи (правый приток р. Ксани), по многочисленным ручьям в окрестностях сел. Икоти, а также в русле р. Лашис-Хрви.

лены мощной толщей таких же авгитовых порфиритов, серых, зеленовато-серых, бурых и красно-бурых, с пластами туфов, туфо-брекчий, туфогенных песчаников и аргиллитов. Подстиляется здесь эта толща фаунистически охарактеризованными глинистыми сланцами нижней юры (верхний лейас)...” (Варенцов, 1950, стр. 17).

Сходные с описанными фашии устанавливаются и в других районах Грузинской глыбы. В частности, Н.И. Мревлишвили (1957) совершенно справедливо считает, что разрез лейаса Юрской чешуи имеет общие черты с таковым на северо-восточной периферии Дзирульского массива, где мы имеем сланцеватые глины с растительными остатками, линзочками угля и конкрециями глинистого сидерита и за сланцеватыми глинами следуют песчаники. Мощность разреза 400–500 м. В то же время в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа лейас представлен мощной, почти чисто сланцевой свитой; в средней юре также продолжается накопление мощных сланцевых толщ. На Грузинской глыбе байос представлен вулканогенно-осадочной толщей, как и в Юрской чешуе.

Кроме того, как устанавливает Ш.А. Адамия (1958), помимо литологического сходства в байосских отложениях Юрской тектонической чешуи выявляется та же последовательность извержений байосского времени, что и для аналогичных разновозрастных образований порфиритовой серии Грузинской глыбы, где нижние горизонты слагаются альбитовыми порфиритами и их туфами, а более верхние горизонты – авгит-лабродоровыми и авгит-андезитовыми порфиритами с соответствующими туфами (Зесашвили, 1964).

Образования порфиритовой серии байоса распространены только к югу от зоны флиша Южного склона Большого Кавказа. К северу они сменяются совершенно иными фашиями и представлены терригенными толщами флишевого типа (Кахадзе, 1947; Зесашвили, 1964).

Из сказанного можно заключить, что Юрская тектоническая чешуя сложена породами в фашиях северной части Грузинской глыбы. Принадлежность пород Юрской чешуи именно к этой зоне подтверждается также строением отложений нижнего – верхнего эоцена в русле р. Саманис-Хеви, которые представлены, как уже говорилось, в типичных фашиях Грузинской глыбы.

Отложения лейаса и байоса в пределах описываемого тектонического элемента образуют по правому и левому бортам долины р. Ксани крупную асимметричную синклинальную складку, наличие которой было установлено еще Н.И. Схиртладзе и В.С. Коява (1965). Южное крыло складки пологое с углами падения пластов порядка 30–40°, северное – крутое (70–80°), запрокинутое в южном направлении. Синклиналь осложнена складками более высокого порядка, которые затрагивают как толщи байоса, так и особенно пластичные песчано-сланцевые образования верхнего лейаса.

Нижнеюрские отложения обнаруживают при этом гораздо более сложную, чем байосские, и, вероятно, дисгармоничную по отношению к ним структуру. В результате этой дисгармонии на границе лейасовых и байосских толщ в ряде мест наблюдается тектонический срыв, по которому срезаются разные горизонты нижнеюрских отложений (см. рис. 65, профиль IV–IV). Отложения лейаса смяты в серию сжатых сопряженных синклинальных и антиклинальных складок с вертикальными или слегка запрокинутыми к югу осевыми плоскостями. Запрокидывание увеличивается при приближении к южному ограничению блока юрских пород. Характер складчатых дислокаций можно наблюдать по долинам рек Ксани, Лашис-Хрви, Саманис-Хеви. Образования верхнего лейаса и байоса прорваны пластовыми телами трахитов.

Внутренняя синклинальная структура блока очень четко выражена в западной части района. К востоку, однако, северное крыло синклинали срезается и восточнее р. Лашис-Хрви, где ширина полосы байосских отложений составляет всего 250–300 м и где они слагают только южное крыло, байосские отложения исчезают полностью и далее на восток тянутся только песчано-сланцевые толщи пород нижней юры.

В районе, расположенном к югу от вершины горы Алевис-Кльде (см. рис. 65, профиль V-V), на туфо-брекчиях и туфах порфириновой серии байоса совершенно согласно по резкой четкой границе залегает пласт (3-6 м) пуддинговых мелкогалечных конгломератов и гравелитов из хорошо окатанных галек порфиритов и туфов подстилающих их образований. Цемент представлен туфово-песчаным материалом. Этот пласт дает четко выраженные в рельефе карнизы и протягивается в широтном направлении более чем на 6 км. Конгломераты с севера по разрыву перекрыты сложноскладчатыми толщами верхнего эоцена Северной тектонической чешуи. Конгломераты представляют собой более молодые образования, чем подстилающие слои, так как ложатся на их различные горизонты. Более того, если они на западе налегают на северное крутое крыло синклинали, сложенной породами байоса и описанной выше, то на востоке они перекрывают уже пологое южное крыло синклинали, то есть накрывают не только древнюю складчатую структуру, но и древний рельеф.

В самой восточной точке своего распространения в русле р. Лашис-Хрви конгломераты и гравелиты вверх по разрезу постепенно сменяются грубослоистыми рыхлыми железненными песчаниками с прослоями алевролитов и глин. К сожалению, проследить вверх по разрезу более чем на несколько метров толщу этих песчаников не удастся из-за плохой обнаженности. В нескольких десятках метров выше по склону обнажены породы Северной тектонической чешуи.

Возраст гравелитов и песчаников совершенно не ясен. Очень вероятно, что они могут быть, как считают Ш.А. Адамия и И.П. Гамкрелидзе (устное сообщение), базальными образованиями верхнего эоцена, с которыми они действительно литологически очень сходны. Рассматриваемые грубообломочные породы особенно сходны с пластом мелкогалечных конгломератов и песчаников, залегающим выше блока пород байоса и находящимися внутри толщи верхнеэоценовых осадков Южной тектонической чешуи. Если возраст этих конгломератов действительно позднеэоценовый, что, конечно, нельзя считать доказанным, то в этом случае надо допустить, что на породах юры, слагающих описываемый тектонический элемент, стратиграфически нормально залегают отложения верхнего эоцена.

Таким образом, Юрская тектоническая чешуя сложена песчано-сланцевыми и вулканогенно-осадочными образованиями верхнего лейаса и байоса, которые являются фаціальными аналогами одновозрастных отложений Грузинской глыбы (ее северной периферии). Подтверждается принадлежность Юрской чешуи именно к этой зоне также наличием эоценовых отложений в соответствующих фациях. С юга и севера Юрская чешуя ограничена пологими надвигами, в широтном направлении толщина ее уменьшается и она выклинивается, не выходя за пределы области развития отложений верхнего эоцена. Максимальная видимая толщина чешуи достигает 600-700 м, сокращаясь к западу и востоку до 250-400 м.

Непосредственной связи отложений Юрской чешуи со своим фундаментом нигде в пределах этого тектонического элемента не обнаружено. Напротив, там, где это удастся наблюдать, последний находится в аллохтонном залегании и надвинут в южном направлении. Отсутствие связи с фундаментом, небольшая толщина пластины (особенно в восточных районах), выклинивание ее по простиранию среди более молодых отложений, наличие пологого надвига в бассейне р. Ксани, установленного И.П. Гамкрелидзе (1970) и изученного мною, а также некоторое выполаживание этого надвига с глубиной заставляют думать о бескорневом залегании Юрской пластины среди более молодых отложений верхнего эоцена<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> О бескорневом залегании среди эоценовых отложений блока юрских пород р. Ксани (на основании сопоставления с более восточными районами Грузии и Азербайджана) писал А.В. Мамедов (1968).

## Южная тектоническая чешуя (Г)

Эта чешуя занимает юго-восточную часть описываемой территории (см.рис.3) и вытянута в широтном направлении от окрестностей сел. Араниси на востоке до долины р. Нареквави на западе, где тектонически перекрыта верхнелейасовыми образованиями Юрской тектонической чешуи. Надвиг, по которому породы, слагающие Юрскую чешую, надвинуты на отложения Южной чешуи, служит северным ограничением последней почти на всем ее протяжении. В восточной части района образования Южной чешуи приведены в соприкосновение с толщами пород Северной чешуи, но характер контакта между ними не совсем ясен из-за плохой обнаженности, большого литологического сходства пород и их сложного тектонического строения. На рис. 65 он проведен с большой степенью условности.

С юга распространение отложений Южной тектонической чешуи ограничено поверхностью Аргуно-Орхевского надвига, по которому она контактирует с молассовыми толщами зоны Грузинской глыбы. При приближении к долине р. Арагви, так же как и на востоке, Южная чешуя выклинивается.

Отложения верхнего эоцена, слагающие Южную чешую, не имеют четко выраженных стратиграфических контактов ни с более древними, ни с более молодыми образованиями, что наряду с сильной тектонической переработкой затрудняет составление единого стратиграфического разреза. Чтобы показать строение отложений данной чешуи, приведем описание нескольких конкретных разрезов.

Разрез 6. По руслу р. Лашис-Хрви южнее сел. Тонча (см.рис. 65, профиль VI-VI) на толщу коричневых тонкослоистых глин с ярозитом майкопской серии олигоцена - нижнего миоцена по разрыву надвинуты (снизу вверх):

1. Тонкослоистые черные аргиллиты и глины с прослоями алевролитов и песчаников серых и зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых, полимиктовых, со значительным содержанием аркозового материала. Породы рыхлые, загипсованные, с прослоями крупногалечных конгломератов из обломков и галек серых пелитоморфных известняков, порфиритов андезитобазальтового состава, зеленых и серых мергелей и мергелистых аргиллитов. Гальки обычно хорошо окатаны. В северной части в разрезе появляется пласт (25-30 м) зеленых среднезернистых грубослоистых песчаников с глауконитом. Ширина выхода 600-700 м.

Зона нарушения (0,5-1,5 м).

2. Светлые кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями черных плотных аргиллитов (120 м), постепенно сменяющиеся в северном направлении черными аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и розовых песчаников. Гипс и ярозит отсутствуют.

Породы слоев 1 и 2 смяты в узкие слегка запрокинутые к югу складки с крутыми осевыми плоскостями. Более молодые породы залегают гипсометрически выше (контакт задернован) с теми же самыми элементами залегания.

3. Зеленые рыхлые сильно загипсованные среднезернистые грубослоистые песчаники, аналогичные песчаникам слоя 1 (ширина выхода 170-190 м).

Песчаники слоя 3 образуют осложненную более мелкими складками синклиналь, ядро которой выполнено тонкослоистыми песчаниками, алевролитами и глинами. Северное крыло имеет падение в южном направлении. К северу от выхода слоя 3 следует задернованный участок (30-40 м), затем обнажены песчаники и глинистые сланцы, аналогичные слою 2, которые принадлежат уже Юрской тектонической чешуе.

Слои 1 и 3 представлены типичными породами, слагающими Южную чешую, и принадлежность их к верхнему эоцену - нижнему олигоцену сомнений не вызывает (см. стр.44). Так же уверенно можно сказать, основываясь на полном



Рис. 14. Флишоидная толща нижних горизонтов Южной тектонической чешуи. Видна линия надвига

литологическом сходстве и характерном облике, что породы слоя 2 имеют раннеюрский возраст. Но взаимоотношения пород слоев 1, 2, 3 с отложениями Юрской тектонической чешуи здесь не совсем ясны. Четко устанавливается разрыв на границе слоя 1 и юрских пород слоя 2. Эоценовые породы слоя 3 образуют синклиналию складку в поле развития нижнеюрских пород, южное крыло складки при этом залегает согласно с юрскими породами. Контакт задернован, и явных признаков разрыва в зоне сочленения этих пластов нет. Возможно, песчаники эоцена – олигоцена залегают стратиграфически выше толщ нижней юры, которые образуют синклиналию складку, и границу между Южной и Юрской чешуями следует проводить по разрыву между слоями 1 и 2. Но, возможно, что слой 2 представляет собой пластину юрских пород внутри толщи песчаников и глин эоцена и олигоцена. Тогда границу между Юрской и Южной чешуями нужно будет проводить севернее слоя 3. Но наблюдаемое строение упомянутых толщ и взаимоотношения между ними заставляют отдать предпочтение первому варианту.

Следующий к западу разрез, представляющий значительный интерес, расположен в среднем течении р. Аркалы. Он описан по левому притоку р. Аркалы, впадающему в нее в 700–900 м ниже по течению устья р. Чала–Хеви.

Разрез 7. К югу от надвига пород нижней юры вниз по течению ручья обнажена следующая последовательность слоев:

1. Слоистые аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников (ширина выхода 400 м). Аргиллиты темные до черных, песчаники серые, полимиктовые, детритусовые. Часты прослои микробрекчий. Толща содержит гипс и ярозит. Слоистость местами ритмичная, градационного типа (рис. 14).

2. Конгломерато–брекчии (15–20 м) из обломков и глыб песчаников, алевролитов, черных аргиллитов и глинистых сланцев, серых пелитоморфных известняков, аналогичных таковым известняковым брекчиям Северной чешуи. Брекчии не сортированы, размер обломков достигает 20–30 см. Обломки как остроугольные, так и хорошо окатанные. Цементом в брекчиях служат темные аргиллиты и песчаники, состав которых аналогичен слою 1. Контакты брекчий с подстилающими и с перекрывающими образованиями четкие и резкие.

3. Светло-желтые мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатовые песчаники (40–60 м), ожелезненные, с глинисто-карбонатным цементом, средне- и грубослоистые, с редкими прослоями глин. Внутри каждого прослоя наблюдается микрослоистость, которая обуславливает пльчатость песчаников.

Породы слоя 1 распространены только в районе среднего течения р. Аркалы в непосредственной близости от выходов пород Юрской тектонической чешуи и тянутся вдоль надвига на 5–6 км. В восточном и западном направлениях слой 1 срезан надвигом, по которому его перекрывают породы расположенной севернее Юрской чешуи. Породы слоя 1 сходны с породами, слагающими Аркалинскую чешую, а также с породами горизонта "с" (местами "в") Северной тектонической чешуи. Песчаники слоя 3 также имеют ограниченное распространение и тянутся вдоль долины р. Аркалы. На западе они, вероятно, срезаются надвигом, по которому их перекрывают породы нижней юры. В восточном направлении они переходят чуть южнее моста через р. Аркалу на правый борт долины и также, не доходя русла р. Саманис-Хеви, срезаются надвигом. Все слои имеют падения в северном направлении с углами 40–70°, но в наиболее углубленных участках долин ручьев можно наблюдать их заворот, и там они падают уже в южном направлении. Таким образом, все наиболее южные пачки пород оказываются стратиграфически выше расположенных севернее. Соответственно более северные члены разреза находятся, по-видимому, в опрокинутом залегании.

Следующий разрез, описанный по руслу правого притока р. Аркалы, впадающему в нее напротив сел. Зотикианткари, является непосредственным продолжением предыдущего и располагается к югу от песчаников слоя 3.

Разрез 8. Снизу по течению ручья с севера на юг обнажены:

1. Темные слоистые аргиллиты и глины с редкими прослоями известковистых алевролитов и песчаников, загипсованных и ожелезненных. К югу они сменяются пачкой (15 м) почти чистых глин. Мощность 100 м.

2. Конгломераты (2 м) из довольно хорошо окатанных обломков и галек песчаников, серых известняков и различных серых и черных аргиллитов.

3. Мягкие аргиллиты и глины зеленовато-серого цвета, песчанистые, с прослоями зеленых и серых кварц-полевошпатовых с глауконитом песчаников и конкрециями глинистого и песчанистого сидерита.

4. По резкой, четкой границе с породами слоя 3 контактируют конгломераты и глыбовые конгломерато-брекчии (200 м) с прослоями и пачками рыхлых зеленых и серых песчаников и алевролитов. Конгломерат сложен обломками и гальками главным образом розовых мелко- и крупнокристаллических гранитов, кварцевых порфиров, светло-розовых аплитов, редких обломков серо-зеленых песчаников, порфиритов андезито-базальтового состава и черных глинистых сланцев. Найден единственный обломок серого пелитоморфного известняка. Размер обломков и валунов от первых сантиметров до 40 см, реже больше. Валунуны и гальки разбросаны беспорядочно в песчано-глинистом цементе. В толще конгломератов заключены два больших (10–12 м в поперечнике) блока, сложенных песчаниками и черными глинистыми сланцами (рис. 15). Блоки имеют неправильную форму, границы их четкие, резкие. Внутри блоков породы смяты в складки. Характер залегания этих пород, которые по своему облику резко отличаются от образований окружающей массы и имеют сходство с отложениями нижней юры, не оставляет сомнения в том, что они представляют собой глыбы в конгломерато-брекчиевой толще.

Толща описанных конгломератов относилась ранее Н.И. Мревлишвили (1954, 1957) к лейасу на том основании, что она обнаружила в глыбах песчано-

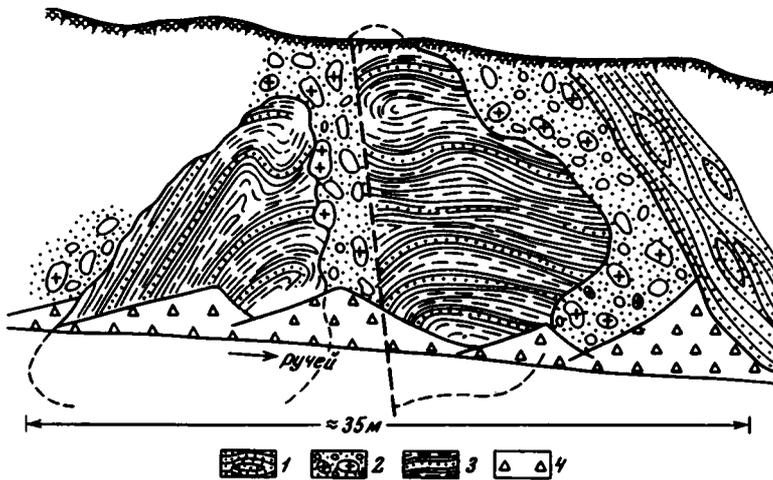


Рис. 15. Глыбы песчаников и сланцев нижней юры в толще конгломератов верхнего эоцена – нижнего олигоцена

1 – песчаники и глины ( $Pg_2^3 - Pg_3^1$ ); 2 – конгломераты ( $Pg_2^3 - Pg_3^1$ ); 3 – песчаники и сланцы ( $J_3^1$ ); 4 – четвертичные отложения

сланцевых пород внутри конгломератов характерную для лейаса фауну *Posidonia buchi* Roem., *Variamussium personatum* Ziet., *Mytiloides* sp. Однако возраст этих глыб не характеризует возраст всей конгломератовой толщи, тем более, что в ней содержатся еще и мелкие обломки черных сланцев типа нижнеюрских, а также гальки порфиров андезито-базальтового состава байосских. Кроме того, конгломераты имеют нормальные взаимоотношения и с подстилающими, и с перекрывающими образованиями, которые ничего общего не имеют по облику с породами лейаса. Цемент в конгломератах представлен теми же песчано-глинистыми породами, которые слагают прилегающие к конгломератовой толще слои. Последние, как будет показано позднее, имеют позднеэоценовый-реннеолигоценовый возраст. Южнее толщи конгломератов слоя 4 обнажаются песчаники и глины, аналогичные описанным в слоях 1-3.

Наиболее полный и непрерывный разрез отложений, слагающих Южную чешую, обнажается по р. Фоте-Хеви до водораздельного гребня и далее на север по руслу р. Саманис-Хеви (см. рис.65, профиль IX-IX).

Разрез 9. С юга на север и снизу вверх по течению р. Фоте-Хеви на толщах глин, песчаников, гравелитов и конгломератов чокракско-спирялисовых отложений среднего миоцена молассового комплекса Грузинской глыбы, срезая отдельные горизонты нижележащих слоев, по надвигу залегают следующие породы<sup>1</sup>:

1. Тонко- и микрослоистые темно-серые и шоколадного цвета глины, известковистые, с тонкими прослоями песчаников, с обилием ярозита. Обильная микрофауна позволила отнести толщу глин к верхнему отделу майкопской серии олигоцена – нижнего миоцена (Варенцов, 1950; Варенцов, Мордовский, 1954; Лалиев, 1964; и др.). Видимая мощность 200 м.

<sup>1</sup> Все слои имеют падение на север и каждый последующий слой оказывается гипсометрически выше предыдущего.

2. Далее на север и гипсометрически выше слоя 1 следует существенно песчанистая толща, представленная мощными пластами средне- и крупнозернистых зеленых и серых полимиктовых и аркозовых песчаников с прослоями и пачками тонкослоистых глин и аргиллитов, коричневых и серых, плотных, песчанистых. Глинистые пачки содержат тонкие прослои песчаников, аналогичных вышеописанным. Толща содержит прослои и линзы конгломератов из обломков и галек пород типа мелового флиша. В песчаниках отмечается растительный детрит, мощность их 100–150 м. М.И. Варенцов и В.Т. Мордовский указывают, что состав микро- и макрофауны и флоры, собранной в песчаниках, позволяет отнести их к раннему олигоцену. Аналогичный возраст песчаников устанавливает и А.Г. Лалиев (1964).

Все исследователи относят эти песчаники к нижним горизонтам майкопской серии олигоцен – нижнего миоцена. При этом А.Г. Лалиев считает, что переход от глин заведомо майкопской свиты к песчаникам постепенный. Тем не менее характер контакта этих слоев неясен из-за недостаточной обнаженности. Поскольку задернованный участок не очень широкий, элементы залегания обеих толщ совершенно одинаковы, глинистые пачки и прослои в толще песчаников ничем не отличаются от глин майкопской серии, а возраст их очень близок, следует считать, по-видимому, что между ними существует стратиграфический контакт. Выше по склону песчаники слоя 2 сменяются породами слоя 3.

3. Слоистые желтовато- и голубовато-серые кварц-полевошпатовые песчаники с волнистой слоистостью с прослоями алевролитов и голубовато- и темно-серых глин и аргиллитов, битуминозных и песчанистых, с большим количеством гипса и ярозита. Местами встречаются пачки слоев с отчетливой градиционной слоистостью, ритмы повторяются много раз. Регулярны прослои песчаников мощностью до 30–40 см. В породах слоя собраны остатки ископаемых, характерных для позднего эоцена (см. стр. 44). Эта толща тянется вверх по склону вплоть до водораздельного гребня. Ширина выхода 1 км.

В описанном месте с юга на север и снизу вверх по разрезу наблюдается обратная стратиграфическая последовательность напластования от глин верхнего отдела майкопской свиты через песчаники нижнего олигоцен к флишондной толще верхнего эоцена, т.е. разрез находится здесь в перевернутом залегании. Это устанавливалось всеми исследователями (Ренгартен, 1924, 1932; Варенцов, 1950; Варенцов, Мордовский, 1954; Мревлишвили, 1954, 1957, 1960; Лалиев, 1964; и др.). В 100 м южнее сел. Мглиани среди пород слоя 3 наблюдается выход голубовато-серых глин, напоминающих майкопские. Далее на север мы спускаемся с водораздела в долину р. Саманис-Хеви, где обнаружены породы, аналогичные слою 3. Ниже водораздельного гребня после задернованного участка (100–200 м) обнажены породы, имеющие противоположные, южные падения.

4. Брекчии и конгломерато-брекчии (30–40 м) из обломков и галек серых песчаников и черных глинистых сланцев, которые беспорядочно разбросаны в песчано-глинистом цементе.

5. Трахиты (60 м). Севернее на трахитах совершенно согласно по слабо волнистой поверхности залегают приведенные ниже слои.

6. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты (2–3 м). Основная масса состоит из крупно- и грубозернистых кварц-полевошпатовых песчаников с многочисленными крупными зернами кварца, полевых шпатов и обломками трахитов. Галечки обычно хорошо окатаны. Вверх по разрезу и вниз по течению р. Саманис-Хеви конгломераты переходят в желтовато-серые песчаники.

Выход трахитов. (слой 5) описан Н.И. Мревлишвили (1960) как ядро антиклинальной складки, сложенной породами лейаса. Она считала трахиты аналогом кварцевых порфиров, известных на Дзирульском массиве. Соответственно конгломераты и брекчии к северу и югу от этого выхода должны слагать крылья антиклинали. Действительно, здесь наблюдается как будто антиклинальная структура, так как пласты к югу и северу от выхода трахитов наклонены в разные стороны. Но особенности строения конгломератов не допускают подобной трактовки.

К северу от выхода трахитов на них с размывом лежат мелкогалечные конгломераты и гравелиты кварц-полевошпатового состава с продуктами размыва трахитов. К югу же от трахитов с ними контактируют глыбовые брекчии совершенно иного состава и облика: мощные, неокатанные обломки песчаников и сланцев, без всяких признаков присутствия продуктов размыва трахитов. Трудно допустить, чтобы породы одного крыла складки так сильно отличались от пород другого крыла, которое находится на расстоянии всего 60–70 м. Кроме того, выход трахитов находится точно на простирании конгломерато-брекчий с глыбами песчаников и сланцев лейаса и с многочисленными гальками и валунами гранитов и аплитов слоя 4 разреза 9. В восточном же направлении от рассматриваемого района, как мы увидим в дальнейшем, внутри верхнеэоценовых отложений заключена пластина вулканогенно-осадочных пород средней юры, которые прорваны пластовыми телами трахитов, аналогичных только что описанным и тем, которые были описаны при характеристике Юрской тектонической чешуи. Все это позволяет считать, что выход трахитов в данном обнажении представляет собой западное продолжение пластины, которая попадает в верхнеэоценовый осадок на уровне описанного ранее пласта конгломерато-брекчий.

#### Разрыв.

7. Песчаники, аналогичные песчаникам верхней части слоя 6.

8. Глины голубовато-серые, мягкие, тонко- и микрослоистые, с редкими прослоями песчаников. Ширина выхода 450–500 м, но так как глины, по-видимому, образуют синклиналь, и мощность их должна быть в таком случае значительно меньше.

9. Толща песчаников, алевролитов и глин, загипсованных, темных, типа пород слоев 1 и 3 разреза 9.

Эту толщу по разрыву перекрывают толщи кварцевых песчаников и глинистых сланцев Юрской чешуи. В приведенном разрезе из-за плохой обнаженности разрыва наблюдать не удастся, но в долине соседнего ручья он прекрасно выражен.

К востоку на простирании пласта конгломерато-брекчий слоя 4 разреза 9 и трахитов слоя 5 разреза по р. Саманис-Хеви в широтном направлении тянется на 3,5–4 км узкая полоса выходов вулканогенных пород, образующих хорошо выраженные в рельефе карнизы и обрывы. Это главным образом брекчии из глыб и обломков авгит-лабродоровых порфиров, сцементированных туфовым цементом, а также покровы того же состава. Выходы брекчий окружены со всех сторон отложениями верхнего эоцена.

На возраст и происхождение этих вулканогенных образований существуют различные точки зрения. Впервые их описал В.П. Ренгартен (1924, 1932) как осадочные брекчии эоцена, которые образовались в результате размыва и перетложения байосских порфиров. В более позднее время выяснилось, что эти брекчии составляют монолитный массив, сложенный породами порфировой серии байоса (Схиртладзе, Коява, 1965; Мревлишвили, 1954, 1957). Считая, что блоки лейаса, заключенные в толщу конгломератов слоя 4, и трахиты, обнажающиеся в русле р. Саманис-Хеви, относятся к коренным выходам лейаса и наблюдая на их простирании байосские эффузивы, эти авторы пришли к выводу, что выходы вулканогенных пород представляют собой ядро

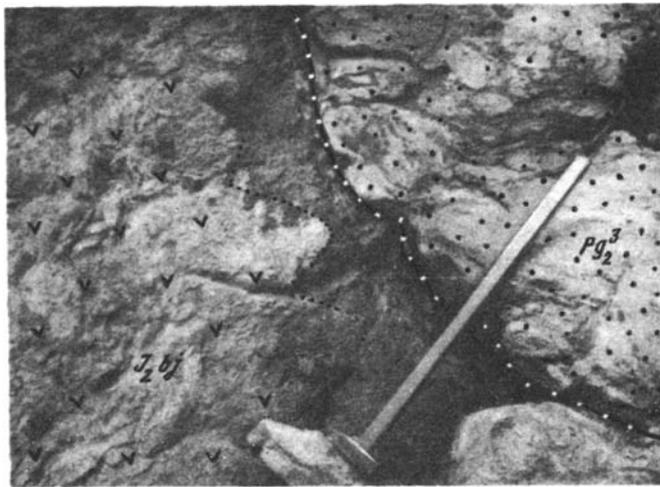


Рис. 16. Стратиграфический контакт между глыбой байосских эффузивов и залегающими на ней песчаниками и конгломератами верхнего эоцена

крупной антиклинальной складки, сложенные породами нижней – средней юры. Крылья складки сложены отложениями трансгрессивно залегающего верхнего эоцена. Наблюдения подтвердили, что этот блок является монолитным массивом порфиритов и их туфов, совершенно аналогичных таковым порфиритовой серии байоса. Петрографическое сходство этих пород не раз отмечалось и ранее (Ренгартен, 1924, 1932; Мревлишвили, 1954; Схиртлидзе, Коява, 1965). Но, что касается их антиклинальной природы, то эта трактовка, вероятно, ошибочна. Во-первых, конгломераты, которые считались нижнеюрскими, имеют позднеэоценовый возраст. Во-вторых, трахиты в разрезе р. Саманис-Хеви не образуют ядра антиклинальной складки, а, судя по положению среди пород верхнего эоцена, залегают внутри них в виде бескорневого блока. Сама пластина не имеет антиклинального строения. Более того, в нижней части пластины удается видеть местами нормальный стратиграфический контакт вулканогенных пород с подстилающей пачкой глинистых сланцев типа нижнеюрских. Сланцы ороговикованы за счет прорывающего и их, и вулканогенные породы пластового тела трахитов. Эти сланцы сохранились только отдельными клочками. Снизу они, так же как и вулканогенные породы байоса, подстилаются осадками верхнего эоцена. Пластина вытянута в широтном направлении более чем на 3,5 км при максимальной толщине в 100–150 м. Нижний контакт пластины с подстилающими отложениями верхнего эоцена сорван. Этот срыв не выходит за пределы блока. Можно видеть, что подошва пластины не представляет собой единой тектонической поверхности. Она очень неровная, с изгибами, карманами и трещинами, которые заполнены плотными милонитизированными глинами. Породы пластины интенсивно раздроблены, но трещины и разломы не выходят за ее пределы и не затрагивают подстилающих и перекрывающих пород верхнего эоцена. Северный, гипсометрически верхний контакт байосских эффузивов и осадков верхнего эоцена стратиграфический (рис. 16, 17). На неровной волнистой поверхности выветрелых пород байоса залегают кварц-полевошпатовые грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты грубослоистые, с элементами ритмичности (2–5 м). Вверх по разрезу они быстро сменяются типичными тонкослоистыми песчано-глинистыми породами Южной тектонической чешуи. Конгломераты не содержат обломков нижележащих вулканогенных пород, тогда как в брекчиях подстилающих пластов они довольно многочисленны. Пласт

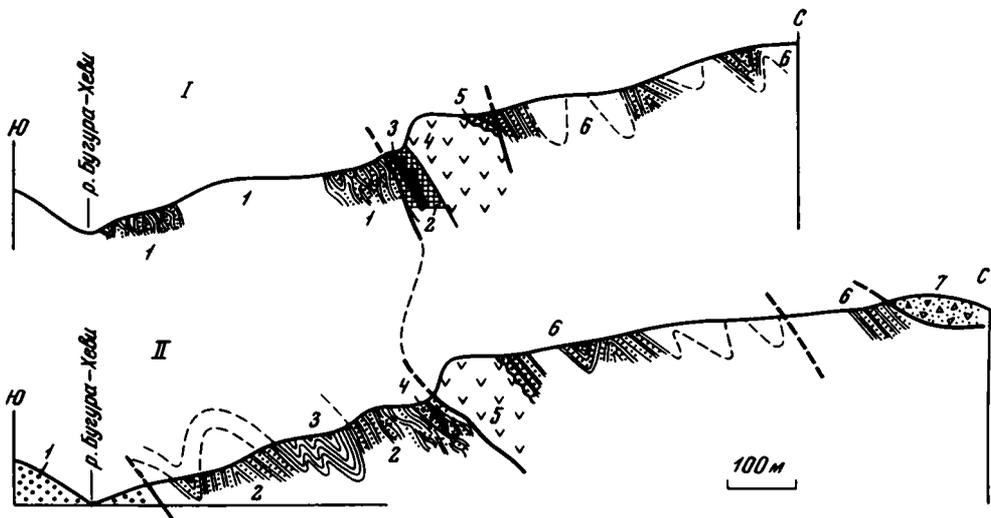


Рис. 17. Строение отложений верхнего эоцена Южной тектонической чешуи по левому борту долины р. Бугура-Хеви

Для I: 1 - песчано-глинистые породы верхнего эоцена; 2 - глинистые сланцы лейаса; 3 - пластовые тела трахитов; 4 - вулканогенные брекчии байосского яруса; 5 - мелкогалечный конгломерат верхнего эоцена; 6 - песчано-глинистые породы верхнего эоцена.

Для II: 1 - моласса; 2 - песчаники, алевролиты, глины верхнего эоцена, 3 - глины майкопского типа; 4 - линза полигенных брекчий; 5 - вулканогенные брекчии байосского яруса; 6 - песчано-глинистые породы верхнего эоцена; 7 - полигенные брекчии Аранисского массива

конгломератов перекрывает пластину вулканогенных пород на всем ее протяжении и по простиранию на запад переходит в толщу глыбовых конгломератов слоя 4 разреза 8. Западное окончание пластины наблюдать не удастся из-за недостаточной обнаженности. Заканчивается она где-то чуть западнее долины р. Саманис-Хеви на простирании только что упоминавшихся конгломератов. Восточное же окончание пластины прекрасно видно (рис. 18). Толщина пластины в этом направлении уменьшается, и она выклинивается среди песчано-глинистых пород верхнего эоцена, которые к востоку от пластины образуют непрерывный разрез, сохраняя при этом свои, близкие к широтному, простирания.

Таким образом, резко удлиненная форма пластины, наличие нормального стратиграфического контакта с отложениями верхнего эоцена, которые и перекрывают, и подстилают пластину, выклинивание ее среди этих обволакивающих ее со всех сторон осадков указывают на бескорневое залегание пластины среди отложений верхнего эоцена, т.е. на то, что пластина попала в осадок верхнего эоцена в период его накопления.

Восточнее Южная тектоническая чешуя сложена переслаивающимися голубовато-серыми до черных песчаниками, алевролитами и глинами, которые аналогичны образованиям слоя 3 в разрезе по р. Фоте-Хеви, но отличаются от последних большей ролью микробрекчий, редко тонких (до 1 м) прослоев и линз глыбовых брекчий. В этой зоне наблюдается очень интенсивная тектоническая переработка пород, выраженная в разлнзовании и будинировании пластов песчаников и алевролитов, рассланцовке глин, что связано, вероятно, с близостью Аргуно-Орхевского надвига. Вверх по склону (в северном направлении) породы менее раздроблены.

Севернее пластины среднеюрских пород и к юго-западу от Аранисского массива Южная чешуя контактирует с Северной. Но контакт неясен, так как породы Северной и Южной чешуй здесь сходны по облику и строению. Так как явно выраженного разрыва здесь наблюдать не удалось, то основываясь на литологическом сходстве, можно думать, что породы Южной чешуи являются частично фациальными аналогами верхних горизонтов Северной чешуи и вместе с ними слагают ядро опрокинутой синклинали, описанной ранее.

Как можно видеть из описания разрезов, Южная чешуя сложена в основном сильно заглинованными, рыхлыми, слабо сцементированными переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами голубовато-серого, темно-серого, реже черного цвета. Слоистость тонкая, реже грубая, с элементами ритмичности. Для песчаников характерна внутренняя волнистая слоистость, которая обуславливает их пloyчатость. В разных частях разреза преобладают то более глинистые пачки, то более песчанистые, но по простиранию состав и облик пород хорошо выдержан. Значительное место занимают грубослоистые крупно- и среднезернистые песчаники. Песчаники полимиктовые и кварц-полевошлатовые, последние преобладают, особенно в верхних горизонтах разреза. Наряду с тонкими разностями пород на разных уровнях находятся многочисленные прослои, линзы и мощные горизонты брекчий и конгломератов. В верхних частях разреза конгломераты имеют молассоидный облик и содержат породы мелового флиша. Кроме того, в толще заключены огромные глыбы и пластины более древних пород юрского возраста (см.рис.15, 18).

Единый стратиграфический разрез отложений Южной чешуи составить трудно из-за сильной тектонической переработки, недостаточной обнаженности и однообразия литологического состава пород, но в общем он вырисовывается в следующем виде. Верхние части разреза слагают майкопские глины. Ниже глин следует мощный пласт (150 м) грубослоистых песчаников, который вниз по разрезу сменяется толщей (500-800 м) чередующихся тонкослоистых песчаников, алевролитов, глин. Весь этот разрез находится сейчас в перевернутом залегании. Более древние горизонты обнажены севернее более молодых. Равным образом, по-видимому, в перевернутом залегании оказываются и толщи пород, расположенные севернее в непосредственной близости от

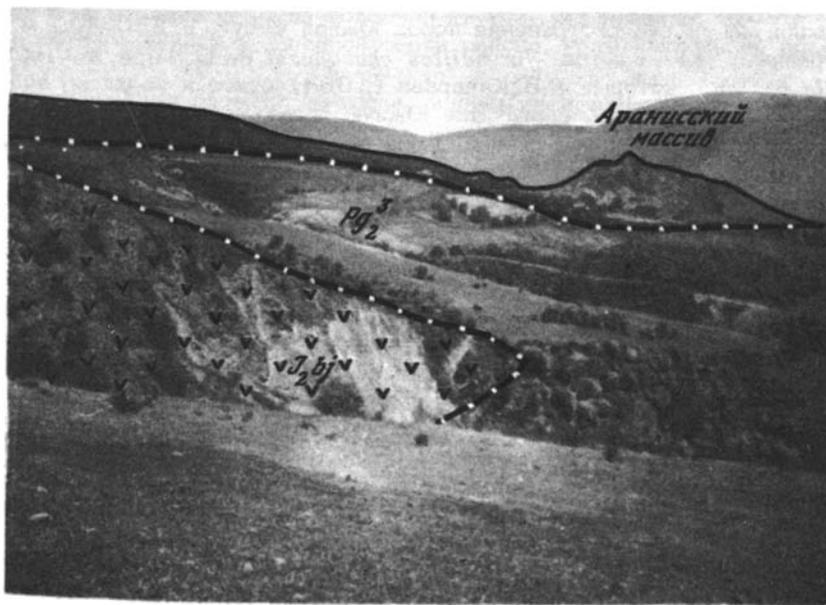


Рис. 18. Пластина вулканогенных брекчий байосского возраста в песчано-сланцевой толще верхнего эоцена - нижнего олигоцена Южной тектонической чешуи

контакта с Юрской тектонической чешуей. Исходя из этого, можно допустить, что в целом породы Южной чешуи находятся в опрокинутом залегании и наиболее северные ее выходы являются самыми нижними горизонтами разреза. Это подтверждается и тем, что горизонты (слои 1 и 2 разреза 7), представленные флишoidalным чередованием песчано-глинистых пород, обнаруживают явное сходство с флишевыми толщами нижних горизонтов разрезов Северной чешуи, тогда как более южные горизонты имеют, хотя и небольшое, но все-таки сходство с породами молассового комплекса.

Нужно отметить также, что нижние горизонты пород Южной чешуи (слои 1, 2), представленные ритмичным переслаиванием темных тонкослоистых аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями микробрекчий и пластом глыбовых брекчий, являются по составу и строению совершенно аналогичными породам Аркалинской чешуи и породам горизонта "в" Северной чешуи. И в том, и в другом случае — это ритмичное чередование голубовато-серых и черных песчано-глинистых разностей пород, с прослоями микробрекчий, с дегритусовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, для которых характерна местами внутренняя волнистая микрослоистость. В обнажениях эти породы практически не различимы.

Возраст отложений Южной тектонической чешуи, несмотря на трудности составления единого стратиграфического разреза отложений, слагающих этот тектонический элемент, на основании собранных в различных горизонтах остатков фауны определяется достаточно уверенно. Так, в песчаниках слоя 3 разреза 7, которые относятся всеми исследователями к свите талат-горских песчаников (Ренгартен, 1924, 1932; Мревлишвили, 1954, 1957, 1960; Варенцов, Мордовский, 1954; Варенцов, 1950; и др.) собраны *Nummulites incrussatus* de la Harpe и *N. budensis* Hanth, которые позволили М.И. Варенцову и В.Т. Мордовскому (1954) считать, что песчаники талат-горской свиты имеют возраст, близкий к позднеэоценовому. Действительно, обе эти формы характерны для позднего эоцена, а вторая даже для его верхних горизонтов (Немков, 1967). В окрестностях сел. Мглиани, в районе выхода пластины байосских аффузивов (Качарава, 1964) указываются следующие позднеэоценовые формы: *Nummulites striatus* Brug., *N. chavannesi* de la Harpe, *N. budensis* Hanth., *Asterodiscus stella* Gumb., *A. tarmelli* Schlumb. Наконец, в самой южной части распространения пород Южной чешуи, в 250–300 м от ее южной границы, указываются *Nummulites chavannesi* de la Harpe и *Discocyclina stella* d'Argh, которые И.В. Качарава (1964) отнес к позднему эоцену.

Таким образом, породы, слагающие Южную чешую, оказываются охарактеризованными позднеэоценовой фауной. Позднеэоценовый возраст подтверждается и положением основной массы пород Южной чешуи стратиграфически ниже фаунистически датированного нижнего олигоцена и более высоких горизонтов олигоцена — нижнего миоцена майкопской свиты (Варенцов, 1950; Варенцов, Мордовский, 1954; Лалиев, 1964). Учитывая, что песчаники нижнего олигоцена по облику, составу и строению более сходны с флишoidalной толщей, чем с типичными глинами майкопской свиты, с которых начинается новый качественно отличный этап осадконакопления (Лалиев, 1964), а также то, что граница между этими песчаниками и флишoidalной толщей проводится условно, я выделяю здесь весь комплекс отложений Южной чешуи, включая нижнеэоценовые песчаники, в единую серию пород, имеющих позднеэоценовый — раннеолигоценовый возраст.

На основании сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Южная чешуя сложена мощной (500–800 м) толщей песчаников, алевролитов и глин, с прослоями и линзами брекчий и конгломератов.

2. Породы имеют флишoidalный облик, выраженный в правильном, тонком, ритмичном чередовании грубых и тонких разностей пород с элементами градиционной слоистости, наличии на подошве песчаников нижней части ритма слепков струй течения и различных гиероглифов. Но породы имеют флишoidalный облик не повсеместно, а только в отдельных горизонтах.

3. В породах Южной чешуи большую роль играют кварц-полевошпатовый материал и глауконит.

4. Породы характеризуются в основном светлыми голубовато-серыми и темно-серыми, в меньшей степени черными окрасками.

5. Нижние горизонты пород Южной чешуи по характеру строения и составу аналогичны породам Аркалинской и Северной чешуй.

6. Возраст всей серии пород Южной чешуи исключая майкопские глины поздний эоцен – ранний олигоцен.

7. В песчано-глинистой толще заключены прослой и линзы конгломератов, конгломерато-брекчий и брекчий, а также пластины юрских пород протяженностью до 2–3,5 км.

### Ксанская тектоническая чешуя (Д)

Чешуя выделена как самостоятельная тектоническая единица (правда, никак не названная) И.П. Гамкрелидзе (1970), который описал ее строение и положение. До И.П. Гамкрелидзе большой вклад в изучение геологии района, в особенности возрастных соотношений пород, сделал Ш.А. Адамия (1958). Так как мои наблюдения не добавили ничего существенно нового к ранее опубликованным материалам И.П. Гамкрелидзе, при дальнейшем изложении использованы главным образом данные названного исследователя.

Ксанская тектоническая чешуя занимает незначительную площадь на правом борту долины р. Ксани севернее селений Икоти и Канчавети (см. рис. 3). С севера породы, слагающие эту чешую, по довольно крутому надвику перекрыты образованиями лейаса и байоса, описанными в предыдущем разделе. В зоне разрыва породы сильно дислоцированы, брекчированы, развальцованы, слегка милонитизированы. Вдоль фронтальной части надвига выходят отдельные блоки известняков раннемелового возраста (валаджин-апт), сильно раздробленные и имеющие тектонические контакты с перекрывающими и подстилающими их образованиями верхнего мела – эоцена. Вероятнее всего, как и считает И.П. Гамкрелидзе, они являются тектоническими клиньями, сорванными и перемещенными по поверхности надвига. Южным ограничением данного элемента служит Аргуно-Орхевский надвиг, по которому породы Ксанской чешуи надвинуты на различные горизонты миоценовых моласс Грузинской глыбы. Угол падения разрыва довольно крутой, как правило, 60–70°, но в ряде мест, особенно в западной части района, углы наклона не превышают 30–50°.

Ксанская чешуя сложена юрскими, меловыми и эоценовыми толщами пород незначительной мощности, которые имеют характер, близкий к платформенному.

По данным И.П. Гамкрелидзе (1970), здесь выше вулканогенных брекчий порфиритовой серии байоса имеется следующая последовательность слоев.

1. Известняки органогенно-обломочные с большим количеством устриц и мергели с карбонатными полимиктовыми песчаниками и микроконгломератами в основании (60 м). Эта пачка датирована по остаткам фауны как валанжин-апт (Эристави, 1952; Адамия, 1958).

2. Темные аргиллиты с прослоями мергелей и известняков (25 м), которые трансгрессивно перекрыты вышележащими породами.

3. Пестроцветные андезиты-базальты, диабазы и литокластические туфы основного состава.

С признаками размыва на эту толщу налегают мраморовидные литотамниевые светлые и розоватые известняки с *Lewesiceras ex. gr. peramplum* Maut (25 м).

И.П. Гамкрелидзе на основе приведенной фауны и литологического состава относит породы слоя 4 к турону. Следовательно, пачки слоев 2 и 3 по стратиграфическому положению должны иметь альб-сеноманский возраст. Анало-

гичный возраст для этих отложений устанавливает на основании собранной фауны брахиопод, гастропод и ежей и Ш.А. Адамия (1958).

Выше на различных горизонтах описанных отложений (как по данным И.П. Гамкрелидзе, так и по моим наблюдениям) трансгрессивно, местами несогласно лежит толща детритусовых желтых и желтовато-серых существенно кварц-полевошпатовых, слабикарбонатных песчаников. В основании пачки песчаников залегают базальные конгломераты из галек и валунов нижележащих пород. В толще песчаников около сел. Канчавети заключены отдельные блоки известняков типа описанных выше туронских и нижнемеловых. В песчаниках И.П. Гамкрелидзе отмечает фауну фораминифер и среди них *Globigerina cocanica* Terq. Учитывая несогласное (со стратиграфическим перерывом) наложение этих образований на различные более древние горизонты пород, фауну и наличие глыб более древних пород, можно достаточно уверенно допустить, как и делает И.П. Гамкрелидзе, что песчаники имеют позднеэоценовый возраст, хотя это и нельзя считать доказанным.

Все описанные образования в окрестностях сел. Цирколи прорваны молодыми оливиновыми базальтами, которые имеют по отношению к более древним породам, вплоть до эоцена, секущие контакты.

Отложения мела-эоцена смяты в систему слегка запрокинутых к югу достаточно широких складок с углами падения пластов на крыльях 30-80°. Ядра антиклиналей сложены вулканогенными породами сеномана, крылья - известняками турона; ядра синклинальных складок выполнены отложениями эоцена. С севера и северо-запада система складок, имеющая широтное простирание, резко оборвана пологим надвигом, по которому перекрыта сеноманскими вулканогенными брекчиями и залегающими на них песчаниками эоцена. Наконец, как уже говорилось, вся зона перекрыта надвинутыми с севера песчано-сланцевыми и вулканогенными толщами нижней - средней юры. Таким образом, Ксанская чешуя представляет собой сложно построенный элемент, образованный несколькими тектоническими клиньями.

На левом борту долины р. Ксани наблюдается несколько иная картина. Здесь по крутому пологому разрыву толщи пород нижней юры надвинуты на вулканогенно-осадочные образования байоса, причем породы лейаса ложатся или на массивные лавовые и туфовые брекчии, или же на толщу слоистых туфовых брекчий, состоящую из обломков и глыб порфиритов, туфов, туфо-песчаников. В последнем случае породы превращены по существу в тектоническую брекчию, цементирующее вещество рассланцовано, глыбы часто раздроблены, отмечается большое число зеркал скольжения и мелких разрывов. По всей вероятности, выход вулканогенных пород на левом борту долины р. Ксани является непосредственным продолжением такового правого борта, а более молодые горизонты, отмеченные там, здесь срезаны плоскостью надвига нижеюрских пород.

Как можно видеть, строение Ксанской тектонической чешуи отличается от строения всех предыдущих. Особенности разреза, который начинается отложениями средней юры, включает в себя довольно маломощные (порядка 60 м), в значительной мере карбонатные с мелководными органогенными известняками отложения нижнего - верхнего мела и трансгрессивно их перекрывающие песчаные грубослоистые породы эоцена, предположительно верхнего, указывают на близкий к платформенному режим осадконакопления. Фациально осадки Ксанской чешуи сходны с одновозрастными отложениями Грузинской глыбы (Адамия, 1958; Мревлишвили, 1957). Такой вывод подтверждается и сравнительно слабой дислоцированностью толщ в этой зоне. Севернее же в зоне флиша, одновозрастные отложения представлены совершенно иными фациями - фациями терригенного и терригенно-карбонатного флиша огромной мощности, который необычайно сложно дислоцирован.

Эоценовые отложения Ксанской тектонической чешуи также отличны от таковых флишевой зоны и имеют большое сходство с одновозрастными образованиями Грузинской глыбы (Адамия, 1958), выраженное в наличии глыб и

обломков более древних пород, хотя и имеют некоторые общие черты с фашиями ранее описанных чешуй. Но в целом толща имеет совершенно другой облик, не говоря уже о том, что в этой чешуе устанавливается нормальный стратиграфический контакт верхнеэоценовых (?) отложений с отложениями, принадлежащими фашиально зоне Грузинской глыбы.

Таким образом, представляется очевидным, что Ксанская тектоническая чешуя является частью собственно Грузинской глыбы, ее северной периферии, как это и было установлено впервые грузинскими исследователями (Адамия, 1958; Гамкрелидзе, 1970).

#### Тектоническое положение и внутренняя структура верхнеэоценовых отложений

Современная структурная позиция зоны распространения верхнеэоценовых отложений в районе междуречья Арагви – Ксани определена прежде всего ее положением на границе двух крупнейших геотектонических элементов Кавказской складчатой системы: флишевого синклиория Южного склона Большого Кавказа на севере и Грузинской глыбы на юге (см.рис.1,2,3). Флишевая зона, как уже отмечалось, характеризуется сложными и напряженными структурными формами. Толщи пород флиша смяты в систему сложных, асимметричных, запрокинутых в южном направлении или почти лежащих сопряженных синклиналей и антиклиналей, южные крылья которых оборваны надвигами. Крупные структуры осложнены складками более высоких порядков, которые нередко дисгармоничны по отношению к первым (рис. 19). Зона флиша в целом представляет собой сложно построенный асимметричный синклиорий, в котором при приближении к его южному краю в ядрах синклинальных складок обнажаются все более и более молодые горизонты. Так, если у северного края наблюдаются выходы самых нижних частей флишевого разреза (верхняя юра), то при движении на юг появляются сначала отложения нижнего и верхнего мела, затем палеогена, вплоть до самых верхних горизонтов верхнего эоцена.

Напротив, одновозрастные флишевым верхнеюрские и более молодые (вплоть до палеогена–неогена) отложения зоны Грузинской глыбы дислоцированы



Рис. 19. Складки в породах верхнемелового флиша в районе долины р. Ксани севернее сел. Коринта

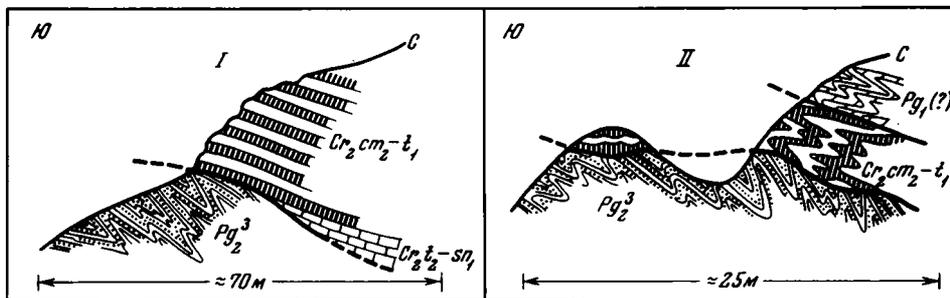


Рис. 20. Надвиг пород мелового – палеогенового флиша на отложения верхнего эоцена (Ананурско-Ильдоканский надвиг)

I – восточнее горы Алевис-Кльде, II – западнее сел. Курта

гораздо слабее, залегают, как правило, субгоризонтально или смяты в пологие складки, в основном приразломного типа. Напряженность дислокаций увеличивается в молодых образованиях молассового комплекса на северной окраине Грузинской глыбы, что обусловлено приближением к интенсивно дислоцированной зоне флиша и повышенной пластичностью глин майкопской свиты ( $Pg_3^1-N_1$ ), по которым проскальзывали более верхние горизонты (Милановский, Хаин, 1963). Граница между флишевой зоной и Грузинской глыбой почти на всем протяжении проходит по системе крупных надвигов, по которым различные горизонты флиша перекрывают разнообразные отложения и структуры последней. В узкой пограничной полосе между этими двумя крупными структурными элементами, имеющими совершенно различный стиль тектонического строения, зажатая с севера и юга надвигами, расположена зона выходов верхнего эоцена междуречья Арагви – Ксани.

Главными структурными линиями, ограничивающими распространение комплекса верхнеэоценовых осадков описанного выше типа, являются на юге Аргуно-Орхевский и на севере Ананурско-Ильдоканский надвиги (см.рис.3).

По Ананурско-Ильдоканскому надвигу приведены в соприкосновение с верхним эоценом различные горизонты мелового и палеогенового флиша. Он протягивается от сел. Ананури (долина р. Арагви) по южному склону Мтиулетского хребта, проходит чуть севернее вершины горы Алевис-Кльде, пересекает долины рек Алеуры и Ксани севернее сел. Коринта и уходит на запад в долину р. Лехуры. Разрыв имеет в основном крутые ( $40-50^\circ$ , иногда  $60-70^\circ$ ) углы падения плоскости сместителя. Но в ряде мест можно наблюдать пологие ( $10-20^\circ$ ) углы наклона разрыва или практически горизонтальную слабо волнистую поверхность надвига (рис.20) – то более крутую, то более пологую; причем волнистость отмечается как по простиранию, так и по падению плоскости разрыва.

Если углы падения плоскости сместителя в каждом конкретном месте, где их можно измерить, оказываются преимущественно крутыми, то при картировании выясняется, что линия выхода надвига на поверхность четко следует изгибам рельефа, и плоскость разрыва при этом не может иметь угол наклона больше  $20-40^\circ$ . Следовательно, крутые углы падения у поверхности земли не отражают истинного наклона плоскости надвига, а являются следствием некоторого "задира" козырьковой части разрыва, что вообще является характерной чертой надвиговых структур. Эта закономерность особенно хорошо выражена в западной части района по правому борту долины р. Ксани. Напротив, при движении на восток, на южном склоне Мтиулетского хребта и в долине р. Аркалы, плоскость надвига делается более крутой. Уменьшается при этом и амплитуда перекрытия, во всяком случае стратиграфический разрыв между образованиями висячего и лежащего крыльев надвига становится мень-

ше, так как в контакт с верхнеэоценовыми образованиями приводятся все более молодые горизонты мелового и палеогенового флиша.

На западе района поверхность надвига совпадает в основном с ананурским горизонтом кремней и роговиков (верхний сеноман – нижний турон), в районе Мтиулетского хребта – с более высокими горизонтами верхнего мела, а затем и палеогена. При приближении к рекам Аркалы и Арагви разрыв на контакте верхнего эоцена и более древних толщ флиша затухает и выражен только в виде срыва по первоначально стратиграфическому контакту. Местами же срыв отсутствует, и наблюдаются нормальные стратиграфические взаимоотношения верхнеэоценовых осадков с более древними толщами мел-палеогенового флиша.

Таким образом, амплитуда данного разрыва, по всей вероятности, увеличивается с востока на запад. Но это вовсе не означает, что восточнее, в зоне сочленения верхнего эоцена и более древних флишевых образований, разрыва вообще не существует. Просто восточнее тянется другая ветвь этого крупного надвига, развитого и за пределами описываемой территории. В большинстве случаев Ананурско-Ильдоканский надвиг выражен не единственной плоскостью разрыва, а представляет собой несколько субпараллельных разломов, по которым надвинуты одна на другую отдельные тектонические чешуи, сложенные самыми различными горизонтами флишевых пород.

В зоне надвига породы мелового-палеогенового флиша интенсивно дислоцированы: разбиты многочисленными разрывами, смяты в складки часто неправильной причудливой формы. Пласты компетентных пород будинированы и разлинзованы, пластичные разности рассланцованы. В ряде случаев породы превращены по существу в тектоническую брекчию, в которой только местами удается увидеть раздробленные и раздавленные останцы ненарушенных пород. Ширина зоны расчешуенных и раздробленных пород достигает иногда нескольких сотен метров. Иногда же она сокращается до нескольких метров и породы флиша оказываются нарушенными весьма слабо и только непосредственно в зоне надвига. Особенности дислокаций, наблюдаемых в отложениях верхнего эоцена, коснусь позднее. Сейчас отмечу только, что в толщах пород, непосредственно прилегающих к поверхности надвига с юга (в лежачем крыле), также наблюдается раздробленность пород, будинирование компетентных прослоев, брекчирование, но они, как правило, несколько менее значительны, чем в всячем крыле надвига. Максимальная величина перекрытия породами мел-палеогенового флиша более молодых образований, которая устанавливается прямыми наблюдениями при картировании этого разрыва, составляет 2,5–3 км. Учитывая же существование Аргунского покрова, который является, по-видимому, останцом покрова флиша, нужно считать, что амплитуда перекрытия по Ананурско-Ильдоканскому надвику не менее 5–8 км. Достаточно же пологое падение плоскости надвига к северу указывает и на возможно гораздо большую величину перекрытия, оценить которую можно только исходя из косвенных соображений.

Южным ограничением области распространения отложений верхнего эоцена служит Аргуно-Орхевский надвиг, по которому они перекрывают различные горизонты и структуры, сложенные образованиями молассового комплекса Грузинской глыбы. Аргуно-Орхевский надвиг от долины р. Арагви на востоке проходит южнее сел. Араниси, далее на запад тянется через долину р. Фоте-Хеви, скрывается под Аргунским покровом, проходит в районе селений Тонча и Икоти (долина р. Ксани) и уходит в западном направлении в район сел. Земозахори (долина р. Лехуры). Разрыв в доступной для наблюдения части более крутой, чем Ананурско-Ильдоканский, и углы наклона плоскости сместителя достигают 60–70°, но нередко бывают и более пологими (30–40°). Более крутой наклон этого разрыва находит свое выражение и в его относительной прямолинейности. В зоне разрыва наблюдается повышенная дислоцированность пород, выраженная в наличии интенсивной складчатости, будинировании и разлинзовании пластов компетентных пород, иногда брекчированности. Но в

целом интенсивность дислокаций здесь меньше, чем в зоне Анаурско-Ильдоканского надвига, что, по-видимому, связано с большей пластичностью пород, приведенных в соприкосновение по разрыву. О величине перекрытий по этому разрыву, исходя из прямых наблюдений, ничего определенного сказать нельзя. Принимая во внимание значительную протяженность разрыва, срезание им различных горизонтов молассового комплекса, а также то, что в соприкосновении по нему приведены образования различных зон, в результате которого на миоценовых отложениях тектонически залегают образования нижней-средней юры, нужно считать, что она не может быть малой. Но количественно оценить перекрытие не представляется возможным.

Таким образом, оба надвига образуют пограничные поверхности между зонами развития разнородных комплексов осадков — флишевых толщ мела-палеогена, комплекса осадков верхнего эоцена и молассовыми образованиями Грузинской глыбы — и являются межформационными разрывами, ограничивающими зону развития отложений верхнего эоцена от зоны флиша на севере и от молассовой зоны на юге.

Внутренняя структура зажатой между описанными крупными разрывами зоны развития отложений верхнего эоцена определяется прежде всего, как уже говорилось, наличием нескольких крупных тектонических чешуй (Северной, Аркалинской, Юрской, Южной и Ксанской), разделенных надвигами, по которым они надвинуты одна на другую в южном направлении. Внутри каждой чешуи слои наклонены на север под довольно значительными углами ( $40-60-70^{\circ}$ ), что создает впечатление моноклиналиного залегания пород. Кроме этого выделяются небольшие покровные пластины массивов горы Алевис-Кльде и Аранисского, которые сложены известняковыми брекчиями, первично принадлежавшими Северной тектонической чешуе (см.рис.8,10). Особенности тектонического строения Юрской чешуи были уже описаны, и касаться их здесь я не буду, так как Юрская чешуя сложена более древними образованиями, и ее структура практически не зависит от структуры верхнеэоценовых осадков, по отношению к которым она играет роль жесткого моноклиналиного массива. Равным образом, была охарактеризована и структура Ксанской тектонической чешуи (см.стр. 45). Напомню, что последняя сложена маломощными отложениями в фациях Грузинской глыбы, и ее структура в целом, хотя и осложненная в результате положения в зоне надвигов, по своему облику имеет скорее субплатформенный характер.

Разрывы, которые разделяют тектонические элементы, а также внутренняя складчатая и разрывная структура различных чешуй имеют между собой много общего, различаясь только в деталях. Поэтому будет дана характеристика тектонического строения всех чешуй, сложенных образованиями верхнего эоцена (Северная, Аркалинская, Южная). Разрывы, разделяющие отдельные тектонические чешуи внутри зоны развития осадков верхнего эоцена, морфологически сходны и представляют собой систему субпараллельных, широко простирающихся надвигов с падением плоскостей сместителей в северном направлении. Углы падения плоскостей разрывов имеют различные значения и колеблются от  $10-30$  до  $70-80^{\circ}$ . Плоскости разрывов имеют волнистую форму и угол их наклона иногда изменяется на расстоянии  $200-250$  м на  $20-30^{\circ}$ . Но в целом в приповерхностной части разрыва сместитель имеет крутые углы наклона ( $50-70^{\circ}$ ). Однако при картировании устанавливается, так же как и для Анаурско-Ильдоканского надвига, что линия выхода разлома на поверхность следует изгибам рельефа, что наряду с наблюдаемыми в ряде случаев пологими углами наклона плоскости разрыва ( $20-40^{\circ}$ ) указывает на его более пологое залегание, чем удастся измерить непосредственно в каждом конкретном обнажении. В этом отношении особенно показателен один из отрезков надвига, по которому лейасовые и байосские образования Юрской чешуи перекрывают субплатформенные отложения Ксанской чешуи (Д). У выхода разрыва на поверхность углы наклона его плоскости составляют  $40-60^{\circ}$ , редко меньше. При таких крутых углах раз-

рыв, который тянется в широтном направлении на десятки километров, должен резко сечь все формы рельефа. В действительности же он очень постепенно спускается с водораздела в долину р. Ксани (см. рис. 3), следуя изгибу склона, что возможно только при пологих углах наклона (порядка 20–30°). Аналогичная картина наблюдается и при прослеживании других разрывов.

В зонах этих внутриформационных разрывов обычно не наблюдается резко повышенной по отношению к общей дислоцированности тектонической переработки пород ни в висячем, ни в лежащем крыльях надвигов. Даже на границе верхнеэоценовых отложений, подстилающих и перекрывающих тектонически пластину юрских пород, отсутствуют заметно отличающиеся от общей дислоцированности структурные нарушения. Очень важно, что там, где юрские породы надвинуты на образования Ксанской чешуи, т.е. на отложения, принадлежавшие другой структурно-фациальной зоне, в подстилающих образованиях наблюдается резко повышенная тектоническая переработка, выраженная в брекчировании, милонитизации, выкальвании отдельных тектонических блоков и т.д. Данный факт свидетельствует, вероятно, о том, что блок Юрской тектонической чешуи непосредственно и очень тесно связан с толщами пород верхнего эоцена.

Отсутствие повышенной степени дислоцированности в зонах разрывов связано, возможно, с общей интенсивной тектонической переработкой всей толщи пород, пластичностью песчано-глинистых осадков верхнего эоцена, незначительной амплитудой горизонтальных перемещений, что подтверждается соприкосновением по разрыву одинаковых по возрасту и сходных (если не идентичных) по литологическому составу отложений. В толщах верхнего эоцена, плоскость разрыва часто делается мало заметной или совершенно пропадает также из-за того, что она параллельна или субпараллельна плоскости напластования пород. В этих случаях разрывы являются по существу пластовыми надвигами.

Характерной формой разрывов, которые значительно распространены на описываемой территории, являются срывы по первоначально нормальному стратиграфическому контакту. Такие срывы особенно развиты на границе толщ разного литологического состава и разной компетентности, и наблюдаются во многих местах на границе отложений мела-палеогена флишевой зоны и верхнеэоценовых глыбовых брекчий в районе долины р. Арагви, на нижних границах крупных блоков юрских пород, заключенных в верхнеэоценовый осадок, как в отложениях Аркалинской и Южной тектонической чешуи (см. рис. 11, 17). В ряде мест срывы по простиранию переходят в надвиги. В бассейне р. Ксани можно, например, наблюдать тектонический срыв на границе глыбовых известняковых брекчий и песчано-глинистой флишевой толщи горизонта "в" (рис. 21, 22), амплитуда которого к востоку возрастает, и в районе горы Алевис-Кльде известняковые брекчии образуют небольшой покров, несколько оторванный от своих корней. Морфология таких срывов полностью зависит от элементов напластования толщ пород. В большинстве случаев они представлены надвигами, наклоненными на север в соответствии с общим наклоном структур и напластованием осадочных толщ.

Кроме крупных разрывов, которые отделяют одну тектоническую чешую от другой, внутри этих чешуй также наблюдается большое число разрывов типа надвигов и взбросов, имеющих ту же морфологию и те же черты строения, что и описанные ранее. В однообразных толщах пород эти более мелкие разрывы закартировать не удается, но в разрезах они хорошо видны (см. рис. 15). Иногда мелкие разрывы расположены очень часто, и на расстоянии 150–200 м можно наблюдать 3–5 таких нарушений. Разрывы образуют внутри крупных чешуй систему более мелких тектонических блоков и чешуй.

Все описанные разновидности разломов являются крутыми надвигами и расположены параллельно общему широтному простиранию зоны. Но наряду с ними имеются разрывные структуры, секущие зону. Они представлены крутыми, практически вертикальными разрывами, ориентированными косо по отношению



Рис. 21. Надвиг толщи известняковых брекчий на породы верхнеэоценового флиша западнее сел. Коринта (долина р. Алеуры)



Рис. 22. Деталь надвига, изображенного на рис. 21

к простиранию зоны выходов пород верхнего эоцена, и имеют субмеридиональное простирание (северо-западное  $320-330^{\circ}$  или северо-восточное  $20-30^{\circ}$ ). По всей вероятности, это сдвиги, поперечные простиранию надвиговых структур. По смещению отдельных горизонтов устанавливаются право- и левосдвиговые смещения с амплитудой 100–500 м.

Большинство разрывов данной зоны, как следует из сказанного, — нарушения типа надвигов и взбросов. Ограничена зона развития отложений верхнего

эоцена также надвигами. Толщи пород, зажатые между этими разрывными нарушениями, имеют элементы залегания, близкие к таковым надвигов, а именно, при широтных в целом простираниях обладают падениями в северных румбах с углами наклона от  $20^{\circ}$  до  $80^{\circ}$ , преимущественно  $40-60^{\circ}$ . Такие элементы залегания выдерживаются почти повсеместно на протяжении всей полосы как по простиранию, так и вкрест его, и благодаря этому создается впечатление общего крутого моноклиального залегания пород внутри зоны развития отложений верхнего эоцена. В действительности, моноклиальное залегание имеет место, но чаще оно сильно осложнено многочисленными складками. Иногда при внимательном изучении устанавливается, что за моноклиальность принималась серия сильно сжатых изоклиальных, наклоненных на юг складок с острыми замками.

Но, прежде чем перейти к описанию мелких складчатых форм, необходимо остановиться на характеристике более крупных структур. Такой структурой первого порядка следует считать крупную синклинали, которая прослежена в районе селений Живали и Араниси (восточная часть описываемого района, правый берег р. Арагви).

Вдоль правого борта долины р. Арагви от сел. Ананури на севере до сел. Живали на юге верхнеэоценовые отложения и подстилающие их образования мелового-палеогенового флиша имеют азимуты падения пластов юг-юго-западные  $190-230^{\circ}$  при углах падения  $40-70^{\circ}$ . При движении в южном направлении азимуты падения меняются на юго-западные  $230-250^{\circ}$ , а затем и на западные. Южнее, в окрестностях сел. Араниси, они меняются уже на запад-северо-западные  $290-310^{\circ}$ , а при приближении к южному ограничению зоны в районе Аргуно-Орхевского надвига пласты уже падают на северо-запад ( $300-330^{\circ}$ ) с небольшими углами ( $20-40^{\circ}$ ). Таким образом, здесь отчетливо вырисовывается крупная асимметричная синклиальная складка с крутым, почти вертикальным северо-восточным крылом и пологим южным. Ядро складки выполнено отложениями горизонта "с", а крылья - отложениями горизонтов "а", "в" верхнего эоцена. В строении северного крыла принимают участие также образования мелового - палеогенового флиша. Южное крыло срезано надвигом. Сверху вниз по склону от сел. Араниси к руслу р. Арагви появляются все более древние горизонты верхнего эоцена. Причем пласты пород ядра синклинали падают на запад, что указывает наряду с предыдущими фактами на наличие здесь центриклиального замыкания этой складки. Синклиальное строение подчеркивается также симметричным строением отложений на левом борту долины р. Арагви, где и южный, и северный края обрамлены выходами брекчий, а в центре залегают флишевые породы горизонта "в" верхнего эоцена. Прослеживая северное крыло данной синклинали на север, можно видеть, что простирание пластов изменяется в соответствии с общим простиранием зоны на широтное. При этом наклон пластов увеличивается и, наконец, становится вертикальным, а в бассейне р. Аркалы пласты уже имеют северное падение, т.е. находятся в опрокинутом залегании<sup>1</sup>. Как только мы переходим в зону опрокинутого крыла, отчетливо заметно и тектоническое перекрытие по Ананурско-Ильдоканскому надвигу, существование которого здесь, вероятно, обусловлено срывом северного опрокинутого крыла вышеописанной крупной синклиальной складки. В этой же зоне начинают отчетливо проявляться и надвиги на границе выделенных ранее тектонических чешуй. Существование такой сорванной по северному крылу синклинали хорошо увязывается с общей структурой расположенного севернее мел-палеогенового флиша, так как непосредственно севернее Ананурско-Ильдоканского надвига наблюдается антиклиальная складка с сорванным южным крылом, которая, вероятно, была

<sup>1</sup> Аналогичное перевернутое залегание устанавливается и в бассейнах рек Ксани и Алеуры, где наблюдается срыв на границе разных горизонтов. И точно такую же позицию в опрокинутом крыле крупной антиклинали занимают брекчии верхнего эоцена в бассейне р. Меджуды.

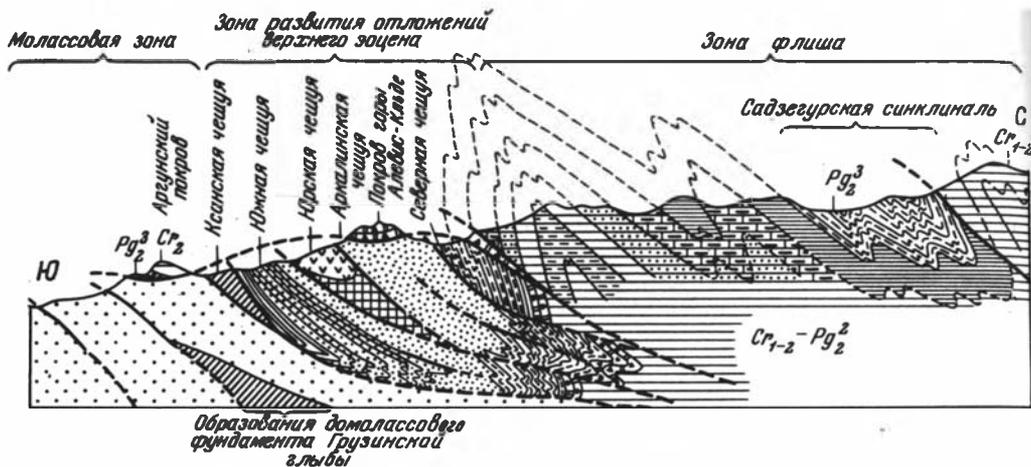


Рис. 23

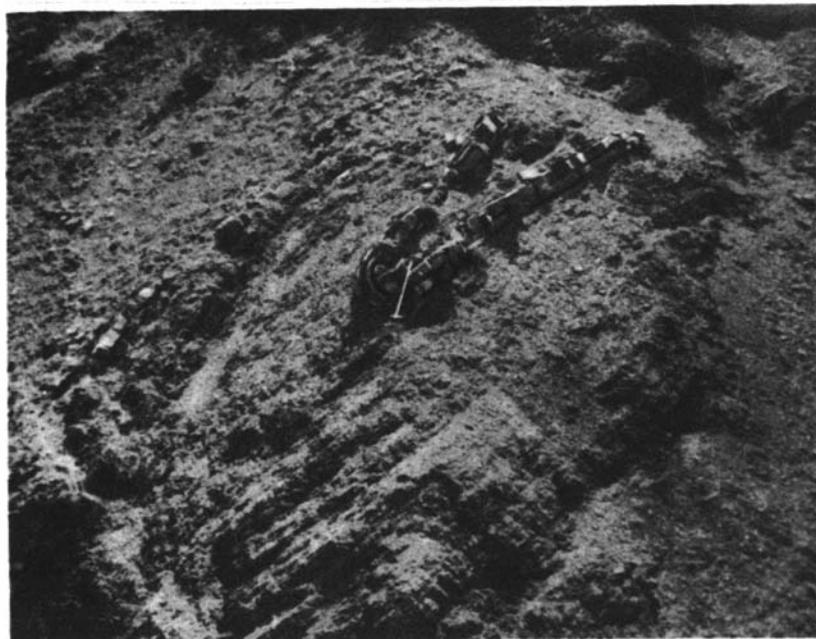


Рис. 24

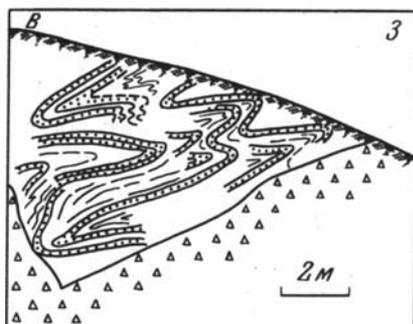


Рис. 25

Рис. 23. Принципиальная схема строения зоны развития отложений верхнего эоцена междуречья Арагви - Ксани

Рис. 24. Складки в породах горизонта "в" верхнего эоцена Северной тектонической чешуи (верховья р. Аркалы)

Рис. 25. Лежачие изоклинные складки в толще верхнеэоценовых пород горизонта "с" Северной тектонической чешуи в окрестностях сел. Араниси

сопряжена с расположенной южнее синклиналью (рис. 23). Эта трактовка подтверждается и особенностью строения отдельных чешуй, где имеются указания на перевернутый разрез.

Строение этой крупной синклинали осложнено многочисленными складками более высоких порядков. Толщи пород смяты в серию мелких сильно сжатых килевидных и изоклиальных складок с острыми замками (рис. 24, 25). В большинстве случаев наблюдается их асимметричное строение, при котором южные крылья круче, чем северные. Наклон осевых поверхностей складок обычно соответствует общему наклону слоев. Там, где они более крутые, осевые плоскости также крутые, там, где пласты выполаживаются, оказываются более пологими и осевые плоскости. Интенсивность складчатости в этом районе увеличивается при приближении к поверхности Аргуно-Орхевского надвига, где в толщах пород горизонта "в" верхнего эоцена также наблюдаются лежащие изоклиальные складки (см. рис. 24), породы подвергнуты расслаиванию и динамометаморфическим изменениям.

Стиль складчатых дислокаций на всем протяжении зоны развития отложений верхнего эоцена достаточно однотипен и определяется наличием аналогичных описанным асимметричных и изоклиальных запрокинутых в южном направлении сопряженных синклинальных и антиклинальных складок. Складки обычно сильно сжаты, размах крыльев — от первых до десятка метров, реже более. В некоторых местах удается наблюдать смятие всей толщи пластов в систему подобных складок, иногда же они, напротив, только осложняют в общем моноклиналиную структуру. Оси складок, как правило, параллельны общему простиранию зоны.

Напряженность складчатости меняется: в породах Северной тектонической чешуи ее интенсивность особенно велика, что, вероятно, связано с близостью к Ананурско-Ильдоканскому надвику; напротив, в породах Южной тектонической чешуи помимо мелких складок уже описанного типа наблюдаются более крупные и простые формы складчатых дислокаций. В восточной части района по р. Саманис-Хеви породы Южной чешуи формируют крупную синклиналиную складку с углами падения на крыльях до  $80^{\circ}$ , ядро которой сложено глинами с прослоями песчаников верхнеэоценового, возможно, олигоценового или даже майкопского возраста ( $Pg_3^1-N_1$ ). Аналогичные, но более мелкие синклиналиные складки с глинами в ядре наблюдаются и южнее по р. Фоте-Хеви и притокам р. Бугура-Хеви (см. рис. 65, профили IX-IX и X-X). Но в целом стиль складчатого строения пород Южной тектонической чешуи аналогичен таковому Северной чешуи.

Кроме складчатых нарушений описанного типа в песчано-глинистых породах верхнего эоцена встречены складчатые дислокации иной морфологии. Эти складки имеют причудливую неправильную форму, хаотичную ориентировку, которая трудно поддается описанию, но которую можно хорошо представить, глядя на рис. 26. Обычно эти деформации сопровождаются мелкой дисгармоничной складчатостью, гофрировкой глинистых прослоев, в то время как пласты компетентных пород разорваны, будинированы и разлинзованы. Подобные складчатые формы характерны для отдельных горизонтов, которые заключены внутри ненарушенных пластов или толщ, смятых в изоклиальные и асимметричные складки описанного выше типа. В других случаях такие дислокации встречаются (как, например, в толще пород Аркалинской тектонической чешуи) между двумя пластинами более древних пород нижней юры (см. рис. 11). Генетически эти деформации принадлежат к иному, чем описанные складки, типу. Образование их связано, вероятно, с конседиментационными подводно-оползневными процессами, на что указывают их приуроченность к отдельным стратиграфическим горизонтам, которые заключены между ненарушенными толщами пород или пластинами более древних пород, находящихся в отложениях верхнего эоцена, хаотичность напластования, раздробленность и разлинзование пластов компетентных пород.



Рис. 26. Подводно-оползневые складки в песчано-глинистых породах горизонта "в" верхнего эоцена

Помимо разрывных и складчатых деформаций, которые свидетельствуют о сложном тектоническом строении, в отложениях верхнего эоцена описываемой территории существует еще множество мелких тектонических нарушений, которые затрагивают всю толщу пород. Тонкие разности основной массы (глины, аргиллиты) зачастую, особенно в нижних горизонтах Северной тектонической чешуи, рассланцованы и сопровождаются большим числом зеркал скольжения. Пласты компетентных пород (алевролитов, песчаников) раздроблены, будинированы и разлинзованы. Будины песчаников имеют при этом форму от прямоугольной до линзовидной и совершенно круглой (рис. 27). Местами в мощной толще песчано-глинистых пород вместо прослоев алевролитов и песчаников наблюдаются только их отдельные части, расташенные на различные расстояния. При этом создается впечатление, что в толщу аргиллитов и глин вкраплены прямоугольные или окатанные обломки песчаника и алевролита, и мы имеем дело с пластом конгломератов или брекчий. Отдельные обломки более древних пород, заключенные в основную песчано-глинистую массу, приобретают линзовидную или близкую к ней форму (рис. 28), прослой брекчий и конгломератов также сильно раздроблены, по многочисленным трещинам проходят кальцитовые жилки, на которых почти всегда видны штрихи зеркал скольжения, по небольшим разломам оказываются сдвинутыми даже отдельные глыбы и гальки (рис. 29). Все эти явления, особенно если они сильно развиты, как, например, в районе между Аргуно-Орхевским надвигом и пластиной пород байоса в осадках Южной чешуи, создают хаотичный облик напластования и структуры эоценовых пород. В зонах надвигов, особенно в зоне Ананурско-Ильдоканского надвига, рассланцевание основной массы увеличивается. Так, в районе сел. Коринта (р. Ксани) в непосредственной близости от упомянутого разрыва проходит надвиг на границе толщи известняковых брекчий горизонта "а" верхнего эоцена и флишевой толщи того же возраста (см. рис. 21, 22). Здесь глинистые разности пород под поверхностью надвига превращены в настоящие глинистые сланцы, в которые тектонически затащены отдельные развальцованные и разлинзованные глыбы известняков и целые блоки брекчий. Глыбовые брекчии в подошве подвига также превращены в тектоническую брекчию (см. рис. 28).

Прежде чем закончить изложение фактического материала по описанию структурного строения зоны развития отложений верхнего эоцена, необходимо упомянуть о покровных структурах данного района: Аргунском покрове и небольших покровных массивах горы Алевис-Кльде и Аранисском.

Аргунский покров (см. рис. 3, 23) сложен породами мела и верхнего эоцена и представляет собой пластину, залегающую на различных горизонтах комплекса миоценовой молассы Грузинской глыбы. Что касается его внутренней структуры, то она представляет собой, по-видимому, лежащую антиклинальную складку, крылья которой осложнены многочисленными складками более высоких порядков, как было установлено исследованиями В.П. Ренгартена (1924, 1932). Нужно отметить, что контуры покрова были им показаны очень точно. В дальнейшем высказывались сомнения в существовании этого покрова (Варенцов, Мордовский, 1954; Мревлишвили, 1954).

Тем не менее то, что граница между гипсометрически более высокими горизонтами мела-палеогена во флишевых фациях и подстилающими их молодыми



Рис. 27. Будинированный пласт песчаника в отложениях верхнего эоцена Южной тектонической чешуи

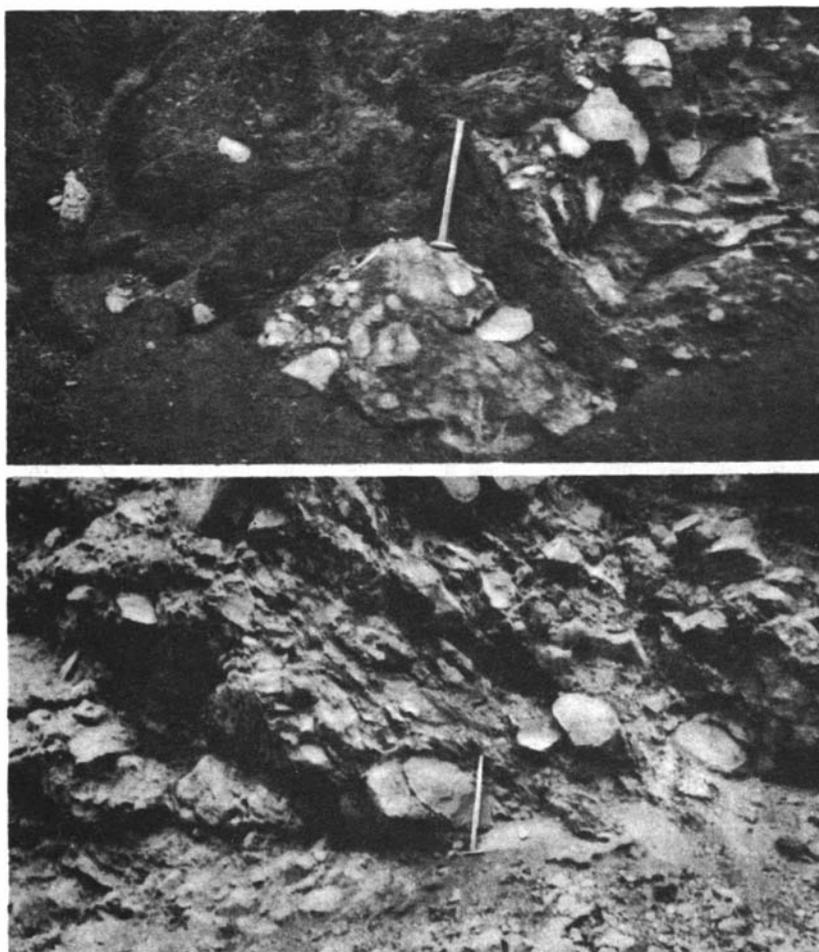


Рис. 28. Известняковые брекчии горизонта "а" верхнего эоцена, в подошве надвига превращенные в тектоническую брекчию

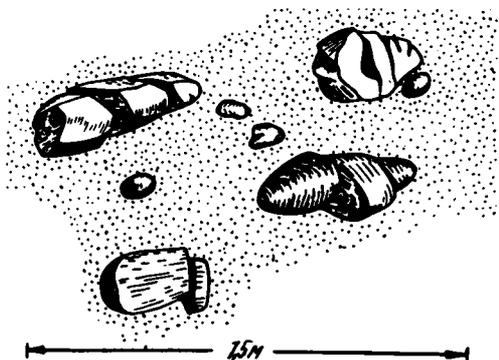


Рис. 29. Раздробленные валуны и гальки в толще глыбовых конгломерато-брекчий из обломков вулканогенных пород средней юры в районе правого борта долины р. Малой Лиавхи

образованиями миоценовой молассы зоны Грузинской глыбы полого наклонена под более древние отложения и следует изгибам рельефа, обуславливая сложные неправильные очертания выхода древних пород, не оставляет сомнения в их покровном строении. При этом нужно отметить, что пласты молассовых отложений также наклонены под древние меловые и палеогеновые толщи пород.

Массивы горы Алевис-Кльде и Аранисский имеют много сходного в строении и положении. И тот, и другой занимают господствующее положение в рельефе, образуя обрывистые скальные вершины водораздельных хребтов (см. рис. 23). Они сложены толщами глыбовых брекчий верхнего эоцена, состоящих преимущественно из обломков и глыб известняков верхней юры. Как уже отмечалось, глыбовые брекчий из известняков верхней юры часто создают впечатление единого монолитного массива, в связи с чем некоторыми исследователями они принимались за коренные выходы верхнеюрских рифов (Адамия, 1958; Мревлишвили, 1954). Но в действительности они состоят из отдельных глыб и блоков верхнеюрских известняков, часто гигантского размера, а также брекчий полигенного состава из обломков эффузивов байоса, гранитов и других пород.

Аллохтонное залегание этих массивов устанавливается при картировании. Они всегда занимают гипсометрически самое высокое положение среди других отложений, в плане имеют неправильные извилистые очертания, и граница их с лежащими гипсометрически ниже песчано-сланцевыми толщами четко следует изгибам рельефа, что свидетельствует о пологой плоскости контакта брекчий и толщ флиша; пласты гипсометрически нижележащих пород со всех сторон наклонены под массив, а не от него, как это должно было бы быть в случае их ингрессивного залегания (Мревлишвили, 1954). В районе горы Алевис-Кльде можно видеть, как круто залегающие, смятые в складки пласты уходят по простиранию под толщу брекчий. Массивы Аранисский и горы Алевис-Кльде сложены брекчиями, аналогичными тем, которые образуют нижние горизонты Северной тектонической чешуи (см. стр. 12), массив же горы Алевис-Кльде находится непосредственно на их простирании.

Если вспомнить, что породы Северной тектонической чешуи принимают участие в строении крупной синклинали с запрокинутым и срезанным Ананурско-Ильдоканским разрывом северным крылом, логично предположить, что Аранисский массив и массив горы Алевис-Кльде являются оторванными от этого запрокинутого крыла лоскутами, перемещенными в южном направлении на незначительное расстояние (до 1 км). Такая трактовка вытекает из общей структуры описываемого района и хорошо объясняет современное положение этих массивов в зоне развития разновозрастных им отложений. Аллохтонность этих массивов подтверждается и залеганием их на разных горизонтах верхнего эоцена. Массив горы Алевис-Кльде лежит на породах горизонта "в", а Аранисский массив — на породах горизонта "с".

Таким образом, верхнеэоценовые отложения междуречья Арагви – Ксани образуют узкую полосу, зажатую между поверхностями двух крупных региональных надвигов, которые отделяют их от расположенных севернее образований зоны флиша Южного склона Большого Кавказа и от обнажающихся южнее молассовых отложений Грузинской глыбы. Внутренняя структура отложений верхнего эоцена, отражающая интенсивную тектоническую переработку данного комплекса осадков, очень сложна<sup>1</sup> и характеризуется наличием большого числа надвигов, поверхности которых разделяют отдельные тектонические чешуи и клинья; интенсивной складчатостью; рассланцовкой основной песчано-глинистой массы, огромным числом зеркал скольжения, разлинзованием и будинированием пластов компетентных пород, которые расташены, изогнуты и искривлены; брекчированием отдельных горизонтов и зон.

Характер дислокаций на всем протяжении зоны как по простиранию, так и вкрест простирания остается неизменным. Отдельные чешуи и надвиги, вероятно, образовались из опрокинутого, срезанного Ананурско-Ильдоканским надвигом северного крыла крупной асимметричной синклинали, центриклинальное замыкание которой наблюдается в восточной части района в окрестностях селений Жинвали и Араниси. В более западных районах южное крыло, по-видимому, полностью срезано Аргуно-Орхевским надвигом и на поверхность выходят только образования, слагающие северное крыло этой синклинали. Более мелкие складчатые формы осложняют строение крупных тектонических чешуй.

Характер дислокаций (их морфология, ориентация в пространстве), кроме того, аналогичен тектоническому стилю отложений мел-палеогенного флиша, расположенного к северу от Ананурско-Ильдоканского надвига. Действительно, и в том, и в другом случае толщи пород смяты в системы сложных асимметричных, килевидных и изоклинальных складок, разбиты системами надвигов, наклоненных в соответствии с общей южной вергентностью структур флишевого синклинория. Существование же крупной синклинальной складки, которую формируют отложения верхнего эоцена и более низкие горизонты палеогена и мела (на северном крыле), сопряженной с аналогичной сложной построенной антиклиналью, сложенной флишевыми толщами мела-палеогена, не оставляет сомнения, что в структурном отношении зона развития отложений верхнего эоцена принадлежит флишевому синклинорию Южного склона Большого Кавказа, как устанавливается и при рассмотрении особенностей строения разреза.

Но при этом внутренняя структура верхнеэоценовых отложений отличается от структуры расположенного севернее мелового и палеогенового флиша значительно большей напряженностью дислокаций: большим количеством разрывных нарушений, более интенсивной складчатостью, а главное большей раздробленностью, разлинзованием и рассланцеванием пород и часто хаотичностью структур. Дислоцированность верхнеэоценовых осадков данной зоны приближается по интенсивности к тектонической переработке мелового и палеогенового флиша в зонах крупных разрывов. Забегая вперед, отмечу также, что в более западных районах, в долинах рек Лехуры, Меджуды, Малой и Большой Лиахви, полоса выходов верхнеэоценовых отложений менее широкая (100–200 м, реже 1 км и больше). В этих местах породы часто превращены в настоящую тектоническую брекчию. При этом отдельные части разреза перепутаны между собой настолько, что невозможно восстановить их первичные взаимоотношения.

Столь интенсивная тектоническая переработка этого комплекса осадков, гораздо более сильная, чем в тектонически их подстилающих образованиях мо-

<sup>1</sup> Некоторые исследователи (Мревлишвили, 1954) считают, однако, что структура верхнеэоценовых отложений данной области достаточно простая и имеет вид, характерный для зоны Грузинской глыбы. Тем не менее "эта кажущаяся простота возникает как результат чрезвычайно интенсивной деформации, когда, например, в смятой в складки пачке пластов при расплющивании исчезают явные признаки складок, и она представляется моноклинально залегающей слоистой толщей" (Шолло, 1970, стр. 102).

лассового комплекса Грузинской глыбы и в перекрывающих отложениях флишевого мела и палеогена, обусловлена прежде всего тем, что породы верхнего эоцена зажаты между поверхностями двух крупных региональных надвигов в узкой полосе, представляющей собой по существу единую надвиговую зону, по которой толщи пород мел-палеогенового флиша надвинуты на зону Грузинской глыбы.

Кроме того, такая повышенная дислоцированность толщ верхнего эоцена объясняется, по-видимому, значительной литологической разнородностью пород. Пластичные песчано-глинистые породы основной массы содержат большое количество достаточно мощных прослоев, линз и горизонтов компетентных пород (брекчий, конгломератов), а также отдельные, часто огромные (до нескольких километров в длину) глыбы, блоки и пакеты более крепких, чем основная масса, древних пород. И в то время, когда пластинчатые толщи основной массы сминаются в складки и деформируются в соответствии с общим планом деформаций мелового и палеогенового флиша, и эти отдельные горизонты компетентных пород и особенно отдельные крупные блоки ведут себя как жесткие тела: проскальзывая относительно пластичных горизонтов, вращаясь, протыкая пластичные осадки, они сминают их дополнительно в более мелкие складки, рассланцовывают и дробят. При этом, конечно, большую роль должен играть блок Юрской тектонической чешуи, сложенной более крепкими, чем верхнеэоценовый осадок, породами верхнего лейаса и массивными, очень крепкими породами вулканогенной серии средней юры.

Заканчивая изложение материала по тектонической структуре осадков верхнего эоцена, хочу еще раз подчеркнуть следующие моменты.

1. Комплекс верхнеэоценовых осадков расположен в ограниченной с юга и с севера крупными надвигами пограничной полосе между молассовыми образованиями Грузинской глыбы и флишевыми отложениями зоны Южного склона Большого Кавказа.

2. Отложения верхнего эоцена формируют крупную запрокинутую к югу асимметричную синклираль с сорванным и расчешуенным северным крылом, которая закономерно сочленяется с расположенной севернее такой же крупной антиклиналью, сложенной породами мел-палеогенового флиша.

3. Тектоническая переработка отложений верхнего эоцена, более интенсивная, чем в подстилающих и перекрывающих их образованиях, выражена в наличии надвигов, тектонических чешуй, сложной складчатости, разлинзовании и дроблении пород.

4. В структурном отношении отложения верхнего эоцена идентичны толщам пород флишевого синклинория Южного склона Большого Кавказа и составляют с ним единое целое, резко отличаясь от отложений зоны Грузинской глыбы.

Тектоническое строение северной полосы выходов отложений верхнего эоцена, соответствующей Садзегурской синклинали, описано в следующем разделе главы, где показано, что оно полностью соответствует структуре флишевых толщ этого региона.

### ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ САДЗЕГУРСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

В районе рек Арагви, Ксани, Лехуры, Меджуды и Малой Лиахви, к северу от Ананурско-Ильдоканского надвига, флишевые отложения Южного склона Большого Кавказа образуют запрокинутую к югу осложненную многочисленными складками более высоких порядков и надвигами асимметричную антиклинальную складку с сорванным южным крылом (рис. 30). Ядро антиклинали сложено отложениями апт-альбского возраста, крылья - породами верхнего мела - палеоцена. В северном направлении антиклиналь переходит в сложно построенную запрокинутую к югу крупную Садзегурскую синклираль, ядро которой выполнено отложениями ильдоканской свиты среднего - верхнего эоцена (Ренгартен, 1932; Вассоевич, 1941; Варенцов, 1950; Адамия, 1958; Булей-

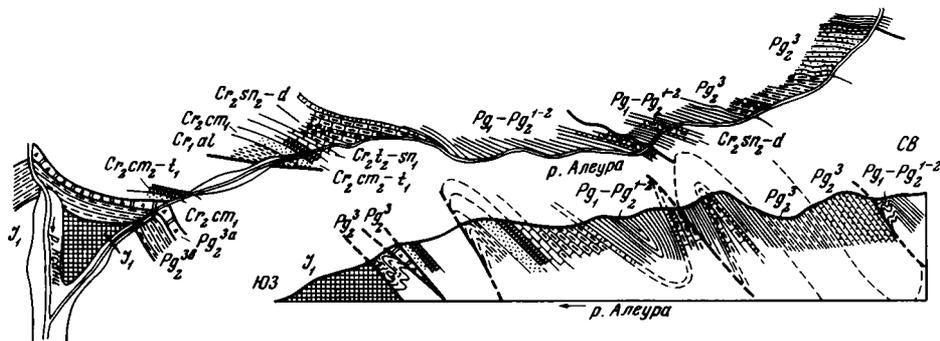


Рис. 30. Строение отложений мелового – палеогенового флиша и верхнеэоценовых образований в долине р. Алеуры

швили и др., 1965; данные О. Шириашвили; и др.). Северное крыло Садзегурской синклинали сорвано по надвигу, и верхнеэоценовые толщи тектонически перекрыты породами мел-палеогенового флиша. По простиранию распространение верхнеэоценовых отложений Садзегурской синклинали ограничено районом, расположенным между р. Арагви на востоке и р. Малой Лиахви на западе. К западу и востоку от описываемого района они тектонически выклиниваются, так как синклиналь с севера срезана крупным надвигом. Ширина синклинали достигает в отдельных случаях 6 км, но в междуречье Арагви – Ксани она значительно уже – 1–3 км. Породы верхнего эоцена Садзегурской синклинали имеют облик, хотя и несколько иной, но очень сходный с таковым верхнеэоценовых отложений междуречья Арагви – Ксани: они представлены мощной (1000–1500 м) толщей глинистых сланцев, аргиллитов и глин с прослоями алевролитов и песчаников; глины часто битуминозны. В толще присутствуют прослои и линзы микробрекчий из обломков различных более древних пород, главным образом юрских известняков, порфиритов и обломков пород мелового флиша. Но мощность прослоев и величина обломков невелика и редко превышает 30 см.

В изученном мной районе междуречья Арагви – Ксани верхнеэоценовые отложения наиболее полно обнажены в долинах рек Ксани и Алеуры (левый приток р. Ксани).

Разрез 10. Снизу вверх по течению р. Алеуры и с юга на север в непрерывном восходящем разрезе обнажены следующие породы (см. рис. 2, 30):

1. Ритмично переслаивающиеся кристаллические серые известняки, зеленые мергели и мергелистые алевролиты. Характерна градационная слоистость. В верхней части слоя отмечается пласт глыбовых брекчий из обломков серых пелитоморфных известняков типа верхнеюрских или литографской свиты верхнего мела, различных мергелей алевролитов и аргиллитов.

2. Выше брекчий с постепенным, но быстрым переходом залегают четко слоистые кремнистые мергели серого и зеленого цвета, переслаивающиеся с оливково-зелеными мергелями и прослоями микробрекчий (200–250 м).

И в слое 1, и в слое 2 по наличию градационной слоистости, слепков струй течения и различных гиероглифов на нижней поверхности пластов известняков и песчаников устанавливается нормальное залегание пластов.

3. Далее к северу вверх по разрезу, с постепенным, но быстрым переходом на расстоянии 3–6 м на зеленые мергели слоя 2 налегает толща темных до черных, слоистых песчаников алевролитов и аргиллитов, местами превращенных в глинистые сланцы. Переслаивание тонкое, имеет отчетливо

выраженный флишевый облик, с градационной слоистостью внутри слоев (рис. 31, 32), слепками струй течения и различного типа гнереогидами на нижней поверхности песчаников. Песчаники, слагающие нижние части ритмов, мелкозернистые до крупнозернистых, переходящие в гравелиты и микробрекчии, полимиктовые, детритусовые. Песчаные зерна и обломки пород не окатаны, в нижних частях ритмов не сортированы. Кроме кварцевых и полевошпатовых зерен в них присутствует большое количество обломочков различных зеленых и черных аргиллитов, алевролитов, переотложенного туфового материала, а также глауконита и распыленного пирита. Аргиллиты плотные, иногда почти превращены в глинистые сланцы углистые и битуминозные. Породы ожелезнены, заглипсованы, но в меньшей степени, чем в южных фашиях; содержат большое количество слюды. В толще регулярны прослои (30–50 см) мелкозернистых волнистослоистых карбонатных песчаников. Залегание слоев нормальное. Мощность около 400 м.

4. Вверх по разрезу с постепенным переходом (порядка первых метров) слой 3 сменяется толщей зеленовато-серых песчаников и аргиллитов при подчиненном развитии алевролитов с отчетливой слоистостью, но слоистость в целом более грубая, чем в предыдущем слое. Ритмичная градационная слоистость флишевого типа развита далеко не повсеместно. Песчаники зеленые и серые, средне- и мелкозернистые, плотные, иногда кварцитовидные, полимиктовые, с большой примесью аркозового материала, иногда почти нацело кварц-полевошпатовые. Отмечаются редкие прослои детритусовых песчаников. Мощность пластов песчаников составляет обычно 20–40 см, но иногда достигает 1,5 м. Аргиллиты в свежем состоянии темно-серые до черных с зеленоватым оттенком. Видимая мощность слоя 350–400 м.

С севера слой 4 по разрыву перекрыт толщей зеленых мергелей и аргиллитов, аналогичных слою 2.

По долине р. Алеуры (см. рис. 30) наблюдается непрерывный разрез от нижних горизонтов верхнего мела (альб – сеноман) до верхнего эоцена включительно. Здесь отложения имеют в основном флишевый облик и принадлежат зоне флиша Южного склона Большого Кавказа. Описанные слои имеют следующий возраст: слой 1 относится к орбитойдной и надорбитойдной свитам маастрихта-дания; слой 2 принадлежит свите квакеврискеви, которая относится по возрасту к палеоцену – раннему эоцену (Булейшвили и др., 1965), но, может быть, включает и средний эоцен (Вассоевич, 1941); венчают разрез породы слоев 3 и 4, которые имеют или средне-позднеэоценовый (Ренгартен, 1932; Булейшвили и др., 1965; и др.), или раннеэоценовый (Вассоевич, 1941) возраст.

К вопросу обоснования возраста пород слоев 3 и 4 вернемся ниже. Здесь нужно отметить только, что на границе слоев 2 и 3 резко меняется литологический состав пород и их облик. Вместо преимущественно карбонатных мергелистых и известковистых пород слоев 1–2, имеющих светлые зеленовато-серые окраски, сразу же появляются относительно слабокарбонатные, углистые и битуминозные обломочные толщи детритусовых песчаников и глин темно-серого до черного цветов с шоколадными оттенками.

Картину, аналогичную описанной, можно наблюдать и по долине р. Ксани, где с севера на юг отмечается следующая последовательность слоев.

Разрез 11. В окрестностях сел. Садзегури с юга на север снизу вверх по разрезу обнажены:

1. Зеленые мергели и алевролиты с прослоями микробрекчии.
2. Углистые и битуминозные слюдистые аргиллиты, алевролиты и песчаники темно-серого, шоколадного и черного цвета, слоистые; слоистость тонкая, градационного типа. Песчаники детритусовые. Главная роль принадлежит аргиллитам. Регулярны прослои серовато-рыжих неправильнослоистых карбонатных песчаников. Ширина выхода 750–800 м.



Рис. 31. Ритмичная градационная слоистость в породах верхнего эоцена Садзегурской синклинали



Рис. 32. Верхнеэоценовый флиш Садзегурской синклинали

Севернее следует задернованный участок (350–400 м), а затем, вероятно по разрыву, на породах слоя 2 залегает толща темных зеленовато-серых плотных кремнистых алевролитов и песчаников сеноманского возраста.

Из приведенных данных видно, что по р. Ксани наблюдается точно такая же последовательность напластования, что и в предыдущем разрезе. Только здесь отсутствует верхняя пачка зеленых и серых песчаников и аргиллитов слоя 4. В отличие от разреза по р. Алеуре породы верхнего эоцена здесь смяты в складки и разбиты разрывами, и в ядре сорванной синклинали складки напротив сел. Садзегури на правом берегу р. Ксани выходят, залегая согласно на породах слоя 2, среднеслойные серые аргиллиты, алевролиты и песчаные известняки, которые, вероятно, могут быть нижними горизонтами, слоя 4 алеурского разреза. Но в целом здесь обнажены только нижние горизонты верхнеэоценовых отложений.

В этом разрезе также наблюдается характерная быстрая смена литологического состава пород и изменение их литологических особенностей, свидетельствующих о смене условий осадконакопления слоев 1 и 2, т.е. на границе свит квакеврисхеви и ильдоканской.

Аналогичный характер имеют отложения ядра Садзегурской синклинали и в более западных районах, где они прослежены по рекам Меджуде и Малой Лиахви (Варенцов, 1950; данные О. Шириашвили; и др.). Пожалуй, единственным отличием здесь является большее развитие грубообломочных отложений, так как в толще флиша регулярно отмечаются прослои и линзы глыбовых брекчий из обломков верхнеюрских известняков, байосских порфиритов и других пород. Нужно отметить, что в брекчиях северной полосы выходов верхнего эоцена появляются обломки мелового флиша, которые практически отсутствуют в южной полосе. Таким образом, суммируя сказанное, можно заключить, что в северной полосе верхнеэоценовые отложения ядра Садзегурской синклинали являются непосредственным продолжением разреза мелового-палеогенового флиша зоны Южного склона Большого Кавказа, но при этом резко отличны от нижележащих горизонтов. В нижней части (500–1000 м) они представлены темными коричневатыми до черных углистыми и битуминозными аргиллитами, алевролитами и детритусовыми полимиктовыми песчаниками, которые образуют ритмичное переслаивание флишевого типа с четко выраженной ритмичной слоистостью, с прослоями и линзами глыбовых брекчий из обломков более древних пород. Верхние горизонты сложены толщей более светлых серых и серо-зеленых аргиллитов и песчаников со значительной примесью кварц-полевошпатового материала, с менее четкой флишевой ритмичностью.

По облику породы нижних горизонтов описываемых отложений (слой 3 разреза 10 и слой 2 разреза 11) совершенно не отличимы от пород нижних горизонтов ("а", "в") Северной тектонической чешуи южной полосы выходов верхнеэоценовых отложений, которые отмечаются вдоль фронта Ананурско-Ильдоканского надвига и представлены также чередованием флишевого типа детритусовых песчаников, алевролитов и глин, коричневых, серых и черных с явными признаками битуминозности и углистости. Верхние горизонты обнаруживают, хотя и менее отчетливое, но довольно заметное сходство с верхними частями разреза Северной тектонической чешуи, выраженное в увеличении грубости материала и значительном развитии аркозового материала в песчаных прослоях более светлых окрасок. Это сходство еще более усиливается благодаря резкой смене типов пород на границе более древних мел-палеогеновых отложений и образований ильдоканской свиты и верхнеэоценовых пород Северной тектонической чешуи. Только, если в Северной чешуе эти породы залегают на более древних горизонтах резко трансгрессивно, то в Садзегурской синклинали переход, хотя и резкий, но без признаков размыва и трансгрессивного залегания. Тем не менее на геологических картах этой территории масштаба 1:50 000 нарисовано незначительное трансгрессивное залегание, что безусловно в отдельных местах может иметь место, учитывая наличие его в южной полосе и резкую смену типов пород.

Возраст отложений ильдоканской свиты определяется как по их стратиграфическому положению, так и на основании собранных остатков фауны. Породы ильдоканской свиты сменяют в восходящем разрезе отложения мелового и палеогенового флиша, и, в частности, образования свиты квакеврисхеви, которые залегают на палеонтологически охарактеризованных отложениях маастрихтского и датского ярусов верхнего мела и содержит *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Globotruncana* aff. *crassata* (Cushman), *Acarinina* aff. *intermedius* Subb., которые позволяют отнести ее к палеоцену – раннему эоцену (Булейшвили и др., 1965). Однако ранее некоторые исследователи (Булейшвили, Вахания, 1959) склонны были отнести ее и к среднему эоцену, как это впервые сделал Н.Б. Вассоевич (1941) на основе литологического сходства со среднеэоценовыми образованиями Западной Грузии, представленными зелеными мергелями и известняками.

Соответственно вышележащие породы ильдоканской свиты по положению в разрезе относились или к среднему и позднему эоцену (Ренгартен, 1932; Булейшвили и др., 1965) или же к позднему эоцену (Вассоевич, 1941; Варенцов, 1950; Адамия, 1958; Милановский, Хаин, 1963; данные О. Шириашвили; и др.). Перечисленные авторы основывались при определении возраста пород ильдоканской свиты не только на ее положении в разрезе, но и на собранных в породах свиты остатках ископаемой фауны, которая указывала на различные возрастные интервалы. Так, М.И. Варенцов приводит фауну *Nummulites atacicus* Leym., *N. cf. distans* Desch., которая характерна для среднего эоцена, причем вторая форма – для его верхней части, возможно даже для низов позднего эоцена (Немков, 1967). В нижней части свиты (100–200 м) также указан среднеэоценовый *Nummulites cf. distans* Desch. (Булейшвили и др., 1965). Мною в средней части толщи, значительно выше (в 400 м от подошвы свиты), чем была найдена среднеэоценовая форма, был собран комплекс нуммулитов, характерный для ипрского яруса нижнего эоцена.

Нахождение более древней фауны выше по разрезу<sup>1</sup>, чем более молодой в нижних частях разреза, заставляет предположить ее вторичное залегание после переотложения. Переотложение фауны в осадках верхнего эоцена явление не редкое и уже описывалось раньше (см. стр.31). По всей вероятности, возраст толщ пород ильдоканской свиты должен определяться на основании возраста самой молодой фауны.

Вместе с формами, характерными для нижнего и среднего эоцена, в породах ильдоканской свиты собрана фауна, характерная и для верхнего эоцена. Различными авторами (Булейшвили и др., 1965; Милановский, Хаин, 1963; данные О. Шириашвили) указываются формы: *Nummulites cf. incrassatus* de la Harpe ( $Pg_2^3 - Pg_3^1$ ), *N. striatus* Brug. ( $Pg_2^3$ , нижняя половина)<sup>2</sup>, *N. fabiani* Prev. ( $Pg_2^3$ , верхняя половина), *N. bouillei* de la Harpe ( $Pg_2^3 - Pg_3^1$ ), *Globigerina eocanica* Gumbel, *G. aff. eocanica* Terquem, которые уверенно позволяют отнести отложения ильдоканской свиты к верхнему эоцену, а в верхних горизонтах, возможно, даже к нижнему олигоцену. Подтверждается позднеэоценовый возраст этих отложений и наличием в нижних частях разреза горизонта с чешуями рыб *Lyrolepis caucasica* Rom., выделенного в этом районе впервые В.П. Ренгартеном (1932). Горизонт хорошо сопоставляется с аналогичным горизонтом других районов Грузии, где он имеет позднеэоценовый возраст (Качарава, 1964; Сулуквадзе, 1965; Варенцов, 1950), а также с коунскими отложениями Азербайджана и верхнеэоценовой кумской свитой Северного Кавказа (Вассоевич, 1941; Милановский, Хаин, 1963; и др.).

<sup>1</sup> В данном разрезе нет никаких оснований допускать наличие складок, разрывов или перевернутого залегания пород.

<sup>2</sup> Возрастное распространение нуммулитов приведено по Г.И. Немкову (1967).

Сходство отложений южной полосы выходов с отложениями Северной тектонической чешуи, отложений южной полосы выходов, на которое было указано выше, также свидетельствует в пользу верхнеэоценового возраста пород ильдоканской свиты. Особенно характерно то, что литологически сходные и, в общем, одновозрастные отложения Северной чешуи и ильдоканской свиты резко отличны от подстилающих их образований и по составу и по строению. Они знаменуют собой начало времени интенсивного накопления обломочного материала. Вряд ли в столь близко расположенных районах единой зоны осадконакопления эта смена могла происходить в сколько-нибудь различное время. Представляется достаточно очевидным, что нижние горизонты ильдоканской свиты и их аналоги в Северной чешуе строго одновозрастны.

Учитывая сказанное, можно уверенно считать, что породы ильдоканской свиты имеют позднеэоценовый возраст, а может быть, захватывают и нижние горизонты олигоцена.

\* \* \*

В фашиях, сходных до деталей, комплекс верхнеэоценовых отложений между речья Арагви — Ксани прослеживается на запад и восток от описанного района на расстояние в десятки и сотни километров.

На восток от долины р. Арагви верхнеэоценовые отложения рассмотренного типа узкой полосой протягиваются до долины р. Иори. Здесь в Тианетском районе выделен (Качарава, 1964) комплекс осадков верхнего эоцена, базальные горизонты которого представлены глыбовыми брекчиями так называемых чекураантгорских слоев. Выше залегает флишевая песчано-глинистая, с прослоями брекчий и конгломератов, толща свиты алоты (450 м). Позднеэоценовый возраст этих отложений определен по их стратиграфическому положению и фауне нуммулитов *Nummulites fabianii* Prev. и *N. bouillei* de la Harpe (Качарава, 1964).

Восточнее расположены давно и многократно описанные в литературе (Рябинин, 1913; Богачев, 1930; Мирчинк, 1931; Батулин, Ульянов, 1934; Кахадзе, 1947; Гроссгейм, 1948; Варенцов, 1950; Цагарели, 1954; Милановский, 1962; и мн. др.) массивы и утесы верхнеюрских пород, которые прослеживаются вдоль границы Южного склона Большого Кавказа. Здесь выделены с запада на восток Цители-Цкарский, Дашбулагский и Талыстанский утесы. По поводу их положения и происхождения существовали и существуют самые различные точки зрения от принадлежности их к ядрам протыкания (Рябинин, 1913) до останцов тектонических покровов (Маркевич, 1954).

Представления многочисленных авторов суммированы в интересной работе А.В. Мамедова (1968). В настоящее же время в результате работ А.В. Мамедова (1968), базировавшегося на громадном материале, собранном предыдущими исследователями, и его личных наблюдениях, выяснилось, что эти массивы находятся в бескорневом залегании и приурочены к эоценовым образованиям. Размеры утесов огромны. Так, общая площадь Цители-Цкарского утеса, который представлен несколькими отдельными выходами, составляет более 30 км<sup>2</sup>. Нет необходимости описывать залегание всех утесов, так как это было бы повторением работы А.В. Мамедова. Но описание одного из них по материалам указанного автора хотелось бы привести.

Дашбулагский утес расположен на южном борту Агричайской долины между сел. Сабатли и Дашбулаг. В рельефе он выражен узкой грядой протяженностью около 14 км. В породах, залегающих в основании утеса, наблюдается следующая последовательность слоев. Внизу залегают глыбовые конгломераты и гравелиты из угловатых и хорошо окатанных обломков (до 30–40 см) эффузивных порфиритов, интрузивных пород основного состава и серых известняков верхнеюрского облика. Выше лежит толща брекчий (35–60 м) из обломков известняков, поверхность которых покрыта тонким слоем мелкогалечного конгломерата из того же известняка. На известняковых брекчиях залегают массивные известняки верхнеюрского утеса. Вместе с тем, в толще

гравелитов, подстилающих верхнеюрские известняки, собран комплекс фауны, позволяющий отнести вмещающие породы к среднему эоцену. На этом основании А.В. Мамедов считает, что массив лузитан-титонских известняков Дашбулагского утеса находится во вторичном залегании среди осадков среднего эоцена.

Мне, однако, представляется более вероятным, учитывая твердо установленный позднеэоценовый возраст аналогичных отложений более западных районов, что этот утес также находится в отложениях позднеэоценового возраста. Фауна в гравелитах, возможно, переотложена, как это наблюдалось и в более западных районах. Аналогичным образом среди эоценовых, вероятнее всего верхнеэоценовых, отложений залегают и остальные утесы. Следует отметить, что существование огромных массивов древних пород внутри осадков верхнего эоцена характерно и для более восточных районов.

Отложения рассматриваемого типа тянутся и к западу от междуречья Арагви - Ксани. Непосредственным их продолжением является выход сходных образований в долине р. Лехуры (рис. 33). Здесь к северу от сел. Земо-Захори, перекрывая по надвигу отложения молассового комплекса, залегают толщи чрезвычайно сильно дислоцированных тонкослоистых (рис. 34), темно-серых до черных детритусовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с элементами градационной слоистости, с прослоями (4-5 м) микробрекчий, а также глыбовых брекчий из обломков серых известняков, различных порфиритов андезитобазальтового состава и черных глинистых сланцев. Обломки не сортированы и не окатаны или окатаны слабо (рис. 35). С севера по разрыву эти породы перекрыты слоистыми зеленовато-серыми и темно-серыми, иногда детритусовыми, в значительной мере кварц-палеошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями глыбовых брекчий. Севернее, по надвигу эти породы перекрыты светлыми и розовыми известняками и мергелями флишевой толщи верхнего мела. Толща зеленовато-серых пород содержит фауну, позволяющую отнести их к среднему эоцену (Качарова, 1964). Толща же интенсивно смятых черных пород флишеидного облика, несмотря на отсутствие в ней фауны, несомненно принадлежит верхнему эоцену, так как она является непосредственным продолжением на запад горизонта "в" Северной тектонической чешуи. Ширина зоны выходов верхнего эоцена здесь всего 700-750 м.

Еще западнее полоса выходов верхнего эоцена сужается (рис. 36) и местами исчезает под надвинутым меловым флишем. Верхнеэоценовые отложения появляются только спорадически в виде тектонических линз в районе рек Малой Лиахви и Большой Лиахви (севернее курорта Джава), а также в районе сел. Кемульт<sup>1</sup>, откуда узкой полосой они тянутся в район оз. Эрцо. Во всех этих районах верхнеэоценовые образования сложены аналогичными описанным в междуречье Арагви-Ксани глыбовыми брекчиями и песчано-сланцевыми породами флишеидного облика. От разновозрастных отложений междуречья Арагви-Ксани они отличаются только более интенсивной тектонической переработкой, что связано с тем, что они практически везде почти полностью перекрыты по надвигу породами мел-палеогенового флиша и превращены во многих местах в тектоническую брекчию. Возраст этих отложений определен по положению в разрезе и в структуре пограничной полосы между зоной флиша и молассовой зоной, а также на основе абсолютной идентичности отложениям междуречья Арагви - Ксани, а также собранным остатками фауны<sup>2</sup>. Ширина полосы

<sup>1</sup> Впервые здесь толщу эоценовых глыбовых брекчий, зажатых между двумя надвигами в виде тектонических линз на границе зоны флиша и Грузинской глыбы, описал Н.Б. Вассоевич (1931).

<sup>2</sup> Автор собрал в бассейне р. Малой Лиахви, севернее сел. Белоти, в прослое известняка следующие формы: *Numulites striatus* (Bruguiere), *N. chavannesi* de la Harpe, *N. cf. incrassatus* de la Harpe, *N. fabianii* Prever, которые, по заключению определявшего их Б.Т. Голева, позволяют отнести вмещающие толщи пород к верхним горизонтам верхнего эоцена.

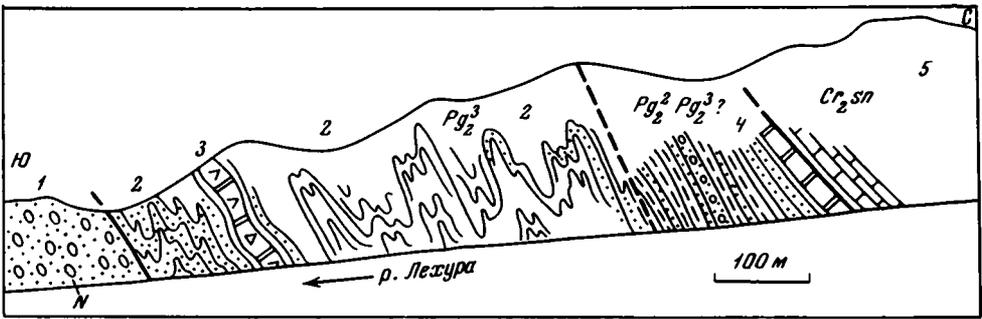


Рис. 33

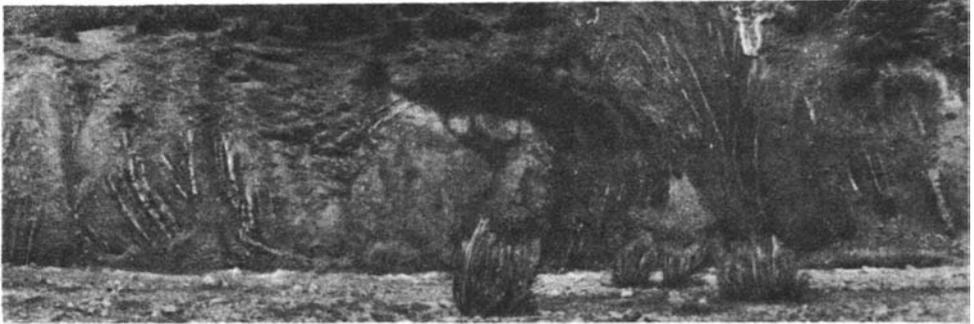


Рис. 34



Рис. 35

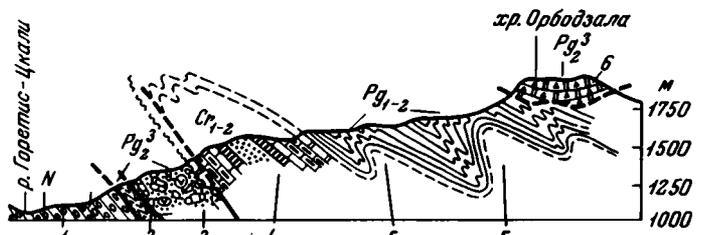


Рис. 36

Рис. 33. Профиль через зону развития отложений верхнего эоцена в долине р. Лехуры

1 - моласса; 2 - верхнеэоценовый флиш; 3 - прослой известняковых брекчий; 4 - средне-верхнеэоценовый (?) флиш; 5 - карбонатный верхнемеловой флиш

Рис. 34. Складчатые деформации в толще пород верхнего эоцена (горизонт "в") в долине р. Лехуры

Рис. 35. Верхнеэоценовые отложения долины р. Лехуры: переход от флишевых пород к глыбовым брекчиям, состоящим из обломков верхнеюрских известняков

Рис. 36. Профиль через зону развития отложений верхнего эоцена в бассейне р. Медзуды

1 - моласса; 2 - верхнеэоценовый флиш; 3 - глыбовые полигенные брекчии верхнего эоцена; 4 - горизонты мелового флиша; 5 - палеоцен, нижний - средний эоцен; 6 - известняковые брекчии (верхний эоцен)

выхода верхнего эоцена западнее долины р. Лехуры редко превышает 1 км, а обычно составляет 100–300 м (см. рис. 37). Я не буду останавливаться на описании верхнеэоценовых отложений всей этой полосы, так как они занимают везде одинаковую структурную позицию и до деталей сходны. Эти отложения протягиваются узкой полосой примерно до перевала Эрцо.

Далее на запад полоса сходных образований тянется в район долины р. Джебжоры и вершины Укивлета. Еще западнее подобные отложения известны в виде очень незначительных выходов в районе сел Гоми (р. Гомрула – левый приток р. Риони). Наиболее полно они представлены по правобережью р. Джебжора в окрестностях хорошо известной в литературе Сханарской синклинали. Однако, здесь отложения верхнего эоцена имеют несколько иной облик и строение, чем описанные ранее, и я их опишу позднее. Западнее долины р. Риони полоса выходов подобных отложений верхнего эоцена прерывается. Вновь они появляются только в районе Черноморского побережья во флишевых отложениях севернее зоны Ахцу. Первые детально эти образования описали Б.М. Келлер и В.В. Меннер (1945). Они выделили здесь два горизонта с глыбовыми включениями. Нижний принадлежит среднему эоцену, верхний – самым низам олигоцена, т.е. по возрасту почти тождественны отложениям подобного типа восточных районов. Обломки и глыбы представлены известняками верхней юры и мела, а также другими породами, расположенными южнее Абхазской зоны, откуда они и были принесены. Размер пакетов и глыб достигает в нижнем горизонте 50–60 м в поперечнике, в верхнем – 1–1,5 км в длину.

Из сказанного можно заключить, что вдоль южной границы флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа на расстоянии более чем 200 км (я исключаю из рассмотрения самые западные выходы в районе Адлера – Сочи) распространены комплекс верхнеэоценовых отложений, представленный мощной толщей (более 1000 м) песчано-глинистых пород, имеющих флишеидный облик, среди которых заключены горизонты (до 100–200 м) глыбовых брекчий и конгломератов, а также отдельные, зачастую огромные глыбы и блоки вулканогенных и осадочных пород главным образом мезозойского возраста. Обломки и глыбы в брекчиях не отсортированы, в большинстве случаев не окатаны. Размер их колеблется от первых сантиметров до многих десятков метров в поперечнике. Обломки в брекчиях и конгломератах представлены розовыми гранитами и аплитами, различными порфиритами андезито-базальтового состава и их туфами байосского возраста, глинистыми сланцами и песчаниками лейаса, известняками верхней юры и т.д. Крупные блоки и пластины, размер которых достигает в длину нескольких километров при толщине в 100–250 м, сверху и снизу обволакиваются осадками флиша и как бы плавают в песчано-глинистой основной массе. Состав и строение как всего комплекса в целом, так и его отдельных горизонтов четко выдерживается по простиранию. Вкрест же простирания, с юга на север, наблюдается уменьшение роли грубообломочного материала, увеличение глинистости. Южная полоса выходов этого комплекса зажата между крупными надвигами. На юге комплекс верхнеэоценовых отложений перекрывает по надвигу различные горизонты и структуры моласовых отложений Грузинской глыбы. С севера он, в свою очередь, перекрыт флишевыми толщами мела – палеогена. Занимая в современной структуре пограничное положение между Флишевым синклиналием и зоной Грузинской глыбы, зажатый в надвигах комплекс осадков верхнего эоцена является, в общем, южным ограничением зоны флиша и интенсивно тектонически переработан, гораздо сильнее, чем и перекрывающие, и подстилающие его образования.

Но наиболее полно этот комплекс представлен в междуречье Арагви – Ксани и, пожалуй, только там можно разобраться достаточно полно в стратиграфии, структуре и первичных взаимоотношениях отдельных составных частей комплекса, взаимоотношениях с подстилающими и покрывающими образованиями, а также его латеральных переходах. Поэтому для выяснения всех этих вопросов вернемся снова к рассмотрению верхнеэоценовых отложений междуречья Арагви – Ксани.

Как можно видеть из приведенного материала, внутреннее строение зоны развития отложений верхнего эоцена в районе междуречья Арагви — Ксани определено наличием серии тектонических чешуй, сложенных породами позднеэоценового возраста (Северная, Аркалинская, Южная и Ксанская тектонические чешуи), между которыми зажат блок ниже- и среднеюрских пород (Юрская чешуя). Зона в целом ограничена, как и отдельные чешуи, поверхностями надвигов, которые отделяют ее от расположенных севернее флишевых отложений мела-палеогена и развитых южнее молассовых образований Грузинской глыбы. К северу от этой зоны расположена еще одна полоса выходов отложений верхнего эоцена, соответствующая ядру Садзегурской синклинали. Так как между выделенными структурными элементами в настоящее время практически везде наблюдаются тектонические контакты, то, естественно, возникает вопрос об их первичных взаимоотношениях.

Верхнеэоценовые отложения Северной, Аркалинской и Южной тектонических чешуй и Садзегурской синклинали обнаруживают, помимо одинакового возраста, явное морфологическое сходство, которое наталкивает на мысль об образовании их в едином бассейне седиментации. Но наблюдается и определенное изменение состава и строения верхнеэоценовых отложений с юга на север, выраженное в закономерном уменьшении крупности грубообломочного материала, увеличении степени уплотнения пород и уменьшении предверхнеэоценового размыва.

Можно отметить следующие изменения.

1. В каждой из более северных чешуй наблюдается уменьшение грубости материала в песчаниках основной массы, хотя соотношение песчаников и глин остается неизменным. В песчаниках Южной чешуи заметную роль играет материал грубой и средней размерности, в породах чешуи Б его значительно меньше, а в чешуе А он отсутствует (за исключением детритусовых песчаников совершенно иного типа) и преобладают средне- и мелкозернистые песчаники. С юга на север увеличивается значение карбонатного материала.

В породах Северной чешуи появляются прослой мергелистых пород, известняки. В отложениях верхнего эоцена Садзегурской синклинали уменьшается объем грубого обломочного материала; прослой брекчий делаются более тонкими или отсутствуют совершенно, уменьшается и средний размер обломков и глыб.

2. Меняется состав обломков в песчаниках. В южных чешуях присутствуют кварц-полевошпатовые песчаники с глауконитом, с хорошо окатанными зернами. Песчаники же северных фаций в основном полимиктовые. Развита детритусовые песчаники из слабо окатанных и неокатанных зерен, обломков аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков и других пород. Цвет пород меняется с юга на север от голубовато-серого и рыжего до темно-серого и черного.

3. Слоистость делается также иной. В Южной чешуе преобладают толсто- и среднеслоистые породы. Песчаники, алевролиты и глины ритмично переслоены, градационная слоистость наблюдается здесь не повсеместно. Характерна волнистая слоистость песчаников. В нижних горизонтах градационная слоистость развита в большей степени. Чаше ритмичная слоистость наблюдается в породах Аркалинской чешуи. Для верхнеэоценовых отложений чешуи А и Садзегурской синклинали тип градационной слоистости преобладает. Но вверх по разрезу она делается менее четкой.

4. В южных чешуях преобладают рыхлые разности песчаников и глин. В более северных — нарастает степень уплотнения, песчаники делаются более плотными, иногда кварцитовидными, глины превращены в аргиллиты, иногда рассланцованные, приближающиеся к глинистым сланцам.

5. Верхнеэоценовые отложения Ксанской чешуи ложатся трансгрессивно на различные горизонты более древних отложений. Верхний эоцен Северной

чешуи уже с гораздо меньшим несогласием и разрывом перекрывает только флишевые толщи мела-палеогена. Одновозрастные образования Садзегурской синклинали практически согласно следуют в восходящем разрезе за нижне-среднеэоценовыми осадками, в северном направлении наблюдается уменьшение предверхнеэоценового размыва.

В.П. Ренгартен (1932), впервые обратив внимание на эти изменения в одновозрастных осадках (см. стр. 9), считал, что они являются фашиями единого бассейна и для того, чтобы каждая группа отложений заняла свое первоначальное место, нужно отодвинуть чешуи в северном направлении на некоторое расстояние. При этом самое южное положение займут отложения "автохтонной" чешуи, затем к северу расположится аллохтонная чешуя и т.д. Исходя из этих закономерных изменений, В.П. Ренгартен считал, что в северном направлении происходило и углубление бассейна, в котором шло накопление верхнеэоценовых осадков (выводы В.П. Ренгартена по этому вопросу касались и более древних отложений). Позднее все авторы, описывавшие верхнеэоценовые образования, отмечали эту закономерность (Варенцов, 1950; Адамия, 1958); но они выделяли только отложения Садзегурской синклинали и отложения всей южной полосы в целом. Некоторые исследователи считали, что отложения южной полосы между селениями Жинвали и Ананури полностью принадлежат зоне Грузинской глыбы (Мревлишвили, 1954).

Попытаемся, основываясь на изложенном фактическом материале, выяснить первичное расположение верхнеэоценовых осадков, слагающих каждый из тектонических элементов, и их относительное положение в структуре.

Из всех выделенных тектонических элементов, сложенных породами верхнего эоцена, четкое положение в разрезе и привязку к определенной структурно-фашиальной зоне имеют только Ксанская и Северная тектонические чешуи, а также образования верхнего эоцена Садзегурской синклинали.

Верхнеэоценовые (?) отложения Ксанской чешуи залегают трансгрессивно на различных горизонтах более древних пород от байоса до верхнего мела включительно. Доверхнеэоценовый разрез имеет близкий к платформенному облик и обнаруживает явное сходство с разрезом Грузинской глыбы (Адамия, 1958; Гамкрелидзе, 1970). Учитывая также особенности тектонической структуры, можно уверенно считать, что верхнеэоценовые отложения, принимающие участие в строении Ксанской чешуи, формировались в зоне Грузинской глыбы, то есть зоны, которая в течение длительного времени ( $J_3 - P_g$ ) развивалась как область с тектоническим режимом, близким к платформенному, и в которой отлагались сравнительно мелководные маломощные осадки (рис. 37, колонка Д).

Образования верхнего эоцена Северной тектонической чешуи и Садзегурской синклинали характеризуются совершенно иными чертами строения и продолжают разрез верхнемелового-палеогенового флиша Южного склона Большого Кавказа, трансгрессивно залегают на его различных горизонтах. Они имеют в большей своей части типично флишевый облик, особенно в нижних частях разреза, но элементы флишевой ритмичности сохраняются и в верхних горизонтах. Комплекс верхнеэоценовых отложений Северной чешуи и Садзегурской синклинали неотделим от более древних флишевых толщ, принадлежит зоне флиша и непосредственно слагает верхние (в Садзегурской синклинали - наиболее верхние) его горизонты.

Верхнеэоценовые отложения Садзегурской синклинали и Северной тектонической чешуи легко уязвляются между собой. Обладая одинаковым возрастом, они удивительно сходны как по литологическому составу пород, так и по особенностям строения. Действительно, и в том и в другом случае - это в нижней части разреза мощные толщи ритмично чередующихся детритусовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин, темных до черных, местами битуминозных, имеющих достаточно четко выраженный флишевый облик. Вверх по разрезу и в Садзегурской синклинали (в районе р. Алеура) и в Северной тектонической чешуе увеличивается количество кварц-полевшпатового

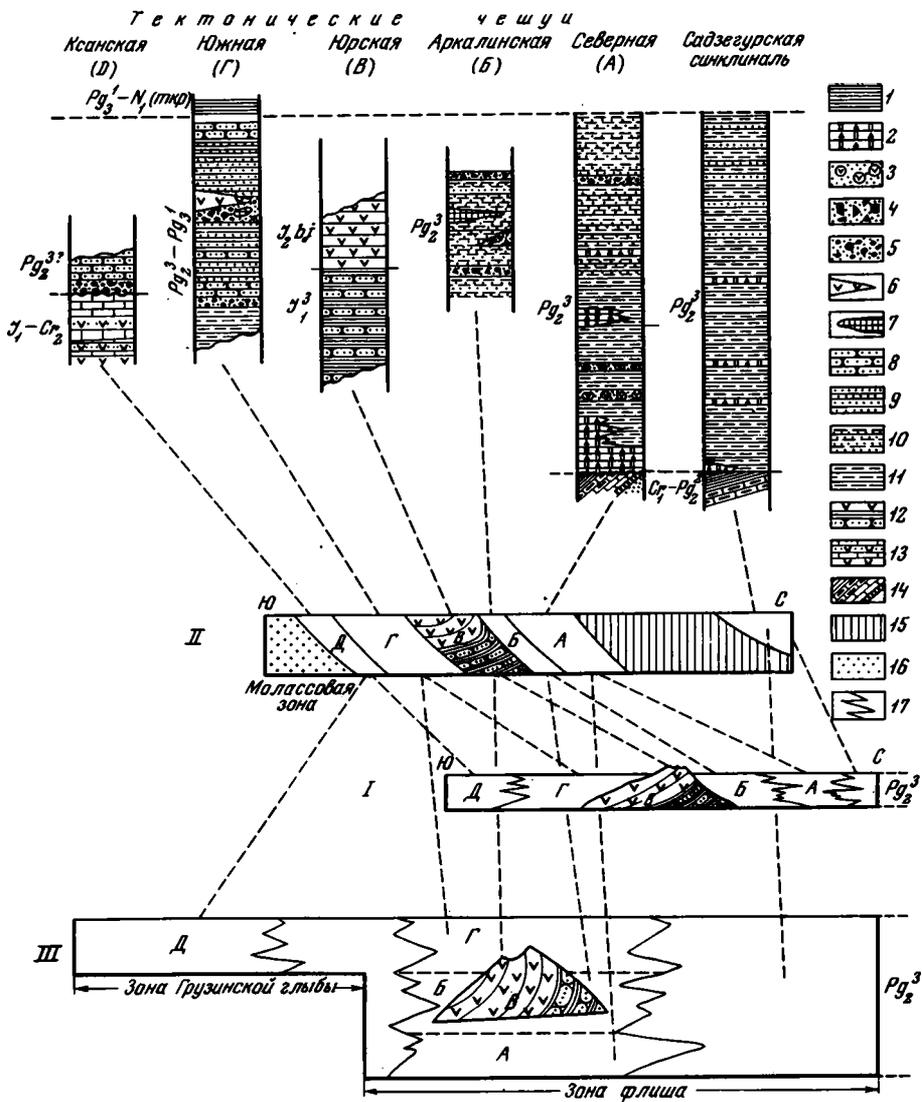


Рис. 37. Литолого-стратиграфические разрезы верхнеэоценовых отложений междуречья Арагви - Ксани

1 - глины майкопской серии; 2-4 - глыбовые брекчи из обломков: 2 - верхнеюрских известняков, 3 - преимущественно вулканогенно-осадочных пород средней юры (байосский ярус), 4 - песчаников и сланцев верхнего лейаса; 5 - полигенные и моногенные конгломераты и конгломерато-брекчи; 6 - крупные пластины пород средней юры; 7 - пластины нижнеюрских пород; 8 - грубослоистые песчаники; 9 - аркозовые песчаники, алевролиты, глины со слабо выраженной флишевой ритмичностью; 10 - аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины; 11 - полимиктовые, детритусовые песчаники, алевролиты, аргиллиты типично флишевого облика; 12 - вулканогенно-осадочные породы байоса, песчаники и глинистые сланцы лейаса; 13 - эпиплатформенный разрез юры-верхнего мела; 14 - горизонты мел-палеогенового флиша; 15 - флишевые отложения нижнего мела - среднего эоцена; 16 - молассовые отложения Грузинской глыбы; 17 - границы фациальных замещений. I, III - первичное расположение фаций (I - первый вариант, III - второй вариант), II - современное расположение фаций

материала. Большую роль начинают играть грубые разности песчаников, менее отчетливой делается флишевая ритмичность. И тут и там верхние части разреза отсутствуют. Характерной чертой отложений является развитие прослоев микробрекчий, но главным образом, горизонтов, прослоев и линз глыбовых брекчий из обломков более древних пород. При этом в отложениях Садзегурской синклинали роль грубообломочных пород, особенно глыбовых брекчий, уменьшается. Их прослои здесь менее мощные, размер глыб убывает и редко превышает в поперечнике 20–50 см. Увеличивается степень литификации пород, уменьшается количество прослоев песчаников.

Из сказанного вытекает, что верхнеэоценовые отложения Садзегурской синклинали принадлежат той же зоне, что и осадки Северной тектонической чешуи, а именно, зоне флиша, и первично находились севернее осадков верхнего эоцена Северной чешуи.

Таким образом, с одной стороны, на юге района расположены породы верхнего эоцена, которые принадлежат зоне Грузинской глыбы (Ксанская чешуя), характеризующиеся малыми мощностями, развитием преимущественно аркозовых грубозернистых песчаников и незначительной тектонической переработкой, и, с другой стороны, на севере развиты мощные флишевые толщи Садзегурской синклинали и Северной тектонической чешуи, интенсивно переработанные тектонически, принадлежавшие зоне флиша Южного склона Большого Кавказа, то есть мы имеем дело здесь с разновозрастными осадками различных структурно-формационных зон.

Между этими элементами расположены еще три тектонические чешуи, первичное положение которых менее ясно, так как они не имеют четко выраженных стратиграфических контактов ни с подстилающими, ни с перекрывающими их тектонически образованиями. Это Южная, Юрская и Аркалинская чешуи. Юрская чешуя сложена породами лейаса и байосского яруса средней юры, Аркалинская и Южная – осадками верхнего эоцена. Из современного положения Юрской чешуи между отложениями верхнего эоцена в фациях Грузинской глыбы на юге (Ксанская чешуя) и расположенными севернее флишевыми осадками того же возраста, казалось бы, можно сделать вывод, что она и в момент образования этих осадков располагалась в зоне, промежуточной между этими двумя фациями. Учитывая же, что в осадках верхнего эоцена содержится много грубообломочного материала пород нижней и средней юры именно в этих фациях, можно заключить, что юрский блок представлял собой приподнятый участок (кордильеру) и разрушался в период образования осадков верхнего эоцена.

Тогда, вероятно, отложения Аркалинской чешуи Б, находящейся сейчас севернее этого блока, первично также отлагались от него к северу, а верхнеэоценовые осадки Южной чешуи Г – южнее. Помня, что Юрская чешуя сложена породами в фациях Грузинской глыбы, следует думать, что Южная чешуя, расположенная южнее, также принадлежит зоне Грузинской глыбы.

Следовательно, отложения каждой из тектонических чешуй формировались более-менее одновременно в пределах верхнего эоцена – самых низов олигоцена и первично располагались в следующей последовательности (см. рис. 37, I). Наиболее южными были отложения Ксанской чешуи, которые имеют явно выраженный эпиплатформенный облик и несомненно принадлежат зоне Грузинской глыбы. Следующей к северу были образования Южной чешуи. Далее к северу следовала зона поднятия (кордильера), сложенная ниже-среднеюрскими образованиями и, вероятно, верхнеюрскими, которые в настоящее время не сохранились, за счет размыва которых поступал в осадки верхнего эоцена грубый обломочный материал. Эта кордильера находилась на северном краю Грузинской глыбы и отделяла, вероятно, южные фации зоны от расположенных севернее фаций флишевого бассейна Южного склона Большого Кавказа. К северу от юрской кордильеры отлагались осадки Аркалинской чешуи, а еще севернее – отложения верхнего эоцена Северной тектонической чешуи и Садзегурской синклинали, которые являются принадлежностью флишевой зоны. Данная трактовка

качественно очень близка той, которую предложил В.П.Ренгартен (1924, 1932) и отличается от нее только большей детальностью. При последующих складко- и покровообразующих движениях все зоны были надвинуты одна на другую в южном направлении в соответствии с общей вергентностью складчатости в зоне Южного склона Большого Кавказа. Юрская кордильера при этом была также сорвана со своего основания по пластичным осадкам лейаса и надвинута на более южные фации верхнего эоцена. О подобных соотношениях высказывался В.П.Ренгартен, затем этот взгляд был поддержан и другими исследователями (Варенцов, 1950; Булейшвили и др., 1965). Но последние авторы высказывались только о существовании кордильеры.

Тем не менее имеется ряд наблюдений и фактов, которые противоречат подобным представлениям и заставляют искать иной вариант первичных соотношений некоторых тектонических элементов.

При описании Северной, Аркалинской и Южной тектонических чешуй неоднократно указывалось, что, несмотря на некоторые различия, слагающие их отложения имеют значительное сходство и местами даже тождественны. Действительно, основная масса отложений всех чешуй сложена песчано-глинистыми породами, которые имеют отчетливо выраженный флишевый облик. В отложениях всех чешуй значительное место занимают грубообломочные образования типа брекчий, конгломерато-брекчий и, в меньшей степени, конгломератов. Кроме брекчий и конгломератов, везде присутствуют отдельные блоки и глыбы, а иногда гигантские пластины более древних пород. Состав обломков в брекчиях, хотя и колеблется незначительно от чешуи к чешуе, в целом одинаков. То же можно сказать и о составе тонких разностей: песчаников, алевролитов и глин. Песчаники или полимиктовые, слюдястые, детритусовые, или со значительной примесью аркозowego материала, иногда чисто кварц-полевошпатовые.

Породы Аркалинской чешуи обнаруживают явное сходство с образованиями горизонта "с" Северной чешуи, выраженное в одинаковом составе пород и их строении. Помимо этого, указывалось также, что гипсометрически верхние горизонты пород Аркалинской чешуи часто сходны не только с породами горизонта "с", но и с породами горизонта "в" Северной чешуи. Это сходство усиливается еще благодаря наличию в горизонте "в" в русле р. Саманис-Хеви прослой глыбовых брекчий из обломков нижнеюрских сланцев и песчаников, которые являются характерными признаками Аркалинской чешуи. Сходство пород иногда настолько велико, что невозможно четко провести границу между Северной и Аркалинской чешуями. Горизонт "с" Северной чешуи выполняет ядро крупной синклинальной складки, северное крыло которой при движении на запад становится все более крутым, а затем и запрокинутым в южном направлении. При этом отложения горизонта "с" должны быть в перевернутом залегании и находиться южнее более древних горизонтов. В аналогичной позиции и находятся образования Аркалинской чешуи, перевернутое залегание которых достаточно вероятно.

В равной степени породы горизонта "с" Северной чешуи (А) и отложения Аркалинской чешуи (Б) сходны с образованиями нижних горизонтов Южной чешуи (Г), примыкающих к блоку юрских пород (чешуя В) в районе среднего течения р. Аркалы, и находящихся в перевернутом залегании.

В соответствующем разделе говорилось, что в районе Аранисского массива и к западу от него, там, где приведены в соприкосновение породы горизонта "с" Северной чешуи и отложения Южной чешуи, границу между ними можно провести только условно. И это связано не только с недостаточной обнаженностью и сложностью структуры, но и с чрезвычайным сходством осадков, которые практически неразличимы. Возможно даже, что здесь существуют нормальные стратиграфические взаимоотношения между этими толщами пород. Отложения Южной и Аркалинской чешуй, имея близкий возраст и будучи по составу и строению совершенно аналогичными одни другим, находятся прямо на простираннии горизонта "с", также сложенного однотипными породами, что

заставляет считать, что они по существу являются членами единой толщи осадков, которая выделена на рис. 65 как горизонт "с" верхнего эоцена.

В первом варианте отложения Южной чешуи должны были принадлежать зоне Грузинской глыбы. Но они разительно отличаются от разновозрастных образований этой зоны и по составу, и по особенностям строения, и по мощности (500–800 м против 20–100 м), и по стилю тектонических дислокаций. Более того, все эти особенности делают тождественными отложения Южной чешуи с отложениями более северных элементов.

Все это, мне кажется, позволяет уверенно считать, что породы верхнего эоцена Северной, Аркалинской и Южной чешуи являются членами единого комплекса осадков, который обнаруживает существенное сходство с отложениями зоны флиша и в котором горизонт "с" включает в себя верхнюю часть разреза Северной, отложения Аркалинской и низы разреза Южной чешуи. При этом нижние горизонты верхнего эоцена (горизонт "а") имеют стратиграфический контакт с подстилающими образованиями мелового и палеогенового флиша. Вверх по разрезу следуют горизонты "в" и "с", стратиграфически выше которых находятся породы Южной тектонической чешуи верхнего эоцена–нижнего олигоцена и которые вверх по разрезу нормально со стратиграфическими взаимоотношениями сменяются породами майкопской серии среднего олигоцена–нижнего миоцена. Таким образом, надстраивая разрез Северной чешуи разрезом Южной, мы получаем единый разрез, который, несмотря на некоторые различия отдельных горизонтов, характеризуется сходным строением и обликом и заключен в стратиграфические рамки между нижним – средним эоценом и средним олигоценом (рис. 38).

Располагая все чешуи в единый латеральный ряд, как это принимается первым вариантом, нужно допускать значительные горизонтальные перемещения отдельных чешуи одна относительно другой внутри зоны развития отложений верхнего эоцена. Но признаков значительных перемещений внутри этой зоны нет. Если же считать отложения верхнего эоцена членами единого разреза, то картина общей структуры района делается простой и логичной (см. рис. 37, III). Отложения верхнего эоцена – нижнего олигоцена находятся в опрокинутом залегании, при котором древние образования обнажаются севернее молодых. Они образуют северное запрокинутое крыло крупной синклинали складки, центриклинальное замыкание которой наблюдается в окрестностях сел. Араниси. Южное крыло складки оказывается на большей территории срезанным Аргуно–Орхевским надвигом. Северное крыло разорвано многочисленными разрывами, расчлещено и отдельные, к северу все более древние, горизонты, надвинуты один на другой (см. рис. 23). Существование такой синклинали увязывается, как мы видели, и со структурой непосредственно расположенного севернее мел–палеогенового флиша, который образует запрокинутую к югу антиклинали.

В северном направлении эта антиклинали сменяется Садзегурской синклиналию, ядро которой выполнено отложениями верхнего эоцена. Таким образом, опрокинутая синклинали складка южной полосы выходов верхнего эоцена закономерно будет сопряжена с расположенной севернее антиклиналию (см. рис. 23), а внутренняя структура отложений верхнего эоцена будет логически вписываться в общую структуру района.

Все приведенные соображения как по литологии и стратиграфии, так и по структуре Северной, Аркалинской и Южной чешуи свидетельствуют, что они, вероятно, являются членами единого стратиграфического разреза, включающего в себя отложения верхнего эоцена – нижнего олигоцена.

Рассмотрим теперь положение Юрской тектонической чешуи и ее взаимоотношения с окружающими образованиями. На западе района чешуя имеет четко выраженные тектонические контакты с отложениями различных структурно–фациальных зон (Ксанская и Северная чешуи). Но к востоку от вершины горы Алевис–Кльде, в бассейне р. Аркала, блок лейаса заключен и с юга и с севера в совершенно одинакового типа осадки Аркалинской и Южной чешуи,

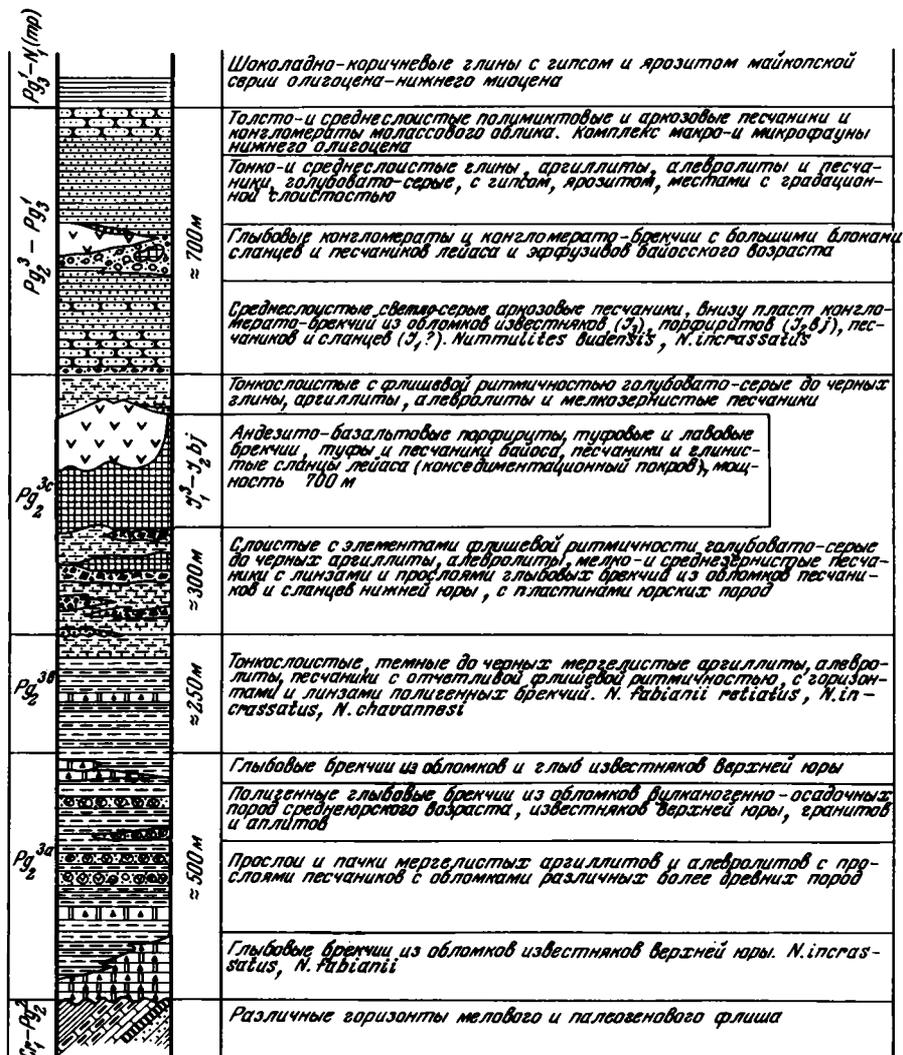


Рис. 38. Сводный стратиграфический разрез верхнеэоценовых отложений междуречья Арагви - Ксани

которые, как мы только что видели, являются членами единой толщи пород. При этом почти на всем протяжении тектонические контакты между лейасовыми и верхнеэоценовыми породами оказываются секущими по отношению к первым и, в общем, согласными по отношению к напластованию вторых.

Более того, если падение верхнеэоценовых пород изменяется с северного на южное, как это можно видеть в верхнем течении р. Аркалы, то изменяется и направление контактов в соответствии с напластованием верхнеэоценовых отложений. При этом лейас оказывается гипсометрически выше подстилающих их в этом случае осадков верхнего эоцена.

На границе тектонически подстилающих и покрывающих юрскую чешую верхнеэоценовых отложений отсутствует, заметно повышенная по сравнению с общей, дислоцированность пород. Однако там, где юрские породы надвинуты на отложения иной структурно-фациальной зоны (Ксанская чешуя), в подстилающих образованиях наблюдается резко повышенная тектоническая переработка.

Этот факт, как уже отмечалось, свидетельствует о тесной пространственной связи Юрской чешуи с окружающими образованиями верхнего эоцена. Помимо этого, в русле реки Лашис-Хрви (см. стр. 35) песчаники и глины верхнего эоцена — олигоцена Южной чешуи как будто бы залегают на порогах нижней юры. При этом, если отложения Аркалинской чешуи уходят под лейаса, то, напротив, отложения Южной залегают выше пластины лейаса, перекрывая ее. Следовательно, пластина лейаса оказывается снизу и сверху ограниченной отложениями верхнего эоцена.

В бассейне р. Аркала Юрская чешуя ограничена с юга и с севера осадками горизонта "с" верхнего эоцена и в восточном направлении исчезает в зоне распространения отложений этого же горизонта. Чем обусловлено исчезновение, не совсем ясно. Оно может происходить или за счет перекрытия по надвигу, как это изображено на геологической карте, но скорее всего оно связано с уменьшением мощности пород, слагающих Юрскую чешую, которое наблюдается в восточном направлении, и ее полным выклиниванием.

Эти тесные связи Юрской чешуи с отложениями верхнего эоцена, которые еще более подчеркиваются тем, что чешуя нигде не выходит за пределы их распространения, и все перечисленные факты приводят к выводу, что Юрская чешуя расположена внутри единого разреза верхнеэоценовых—нижеолигоценовых отложений, которые ее подстилают и перекрывают. Следовательно, Юрская чешуя является такой же пластиной как многокилометровая пластина лейаса, залегающая в верхнеэоценовых осадках Аркалинской чешуи, или блок вулканогенных брекчий байоса в отложениях Южной чешуи, с которыми он обнаруживает значительное сходство.

Действительно, сама форма чешуи подтверждает эту мысль. В целом она, при значительной протяженности, имеет сравнительно незначительную толщину. В районе р. Ксани ее видимая толщина не превышает 700 м, а если допустить выполаживание разрыва на глубине, то и меньше. В бассейне р. Аркалы толщина пластины еще меньше (250—400 м). Кроме того, в Юрской чешуе сохранился как бы законсервированный рельеф, так как пласт гравелитов и микроконгломератов неясного возраста, но очень возможно, что позднеэоценового, залегает местами косо по отношению к простиранию слоев юры, являясь сам в то же время верхним ограничением пластины.

Представляется весьма вероятным, что Юрская чешуя является гигантской пластиной, заключенной в верхнеэоценовый осадок в период его заполнения, так же как более мелкие, но все-таки достаточно протяженные пластины лейаса и байоса в отложениях Аркалинской и Южной чешуи, что подтверждается следующими фактами.

1. Юрская чешуя ограничена снизу и сверху осадками верхнего эоцена и нигде не выходит за пределы зоны их распространения.

2. Имея те же простирания, что и отложения верхнего эоцена, Юрская чешуя в западном и восточном направлениях утоняется и выклинивается в порогах горизонта "с" верхнего эоцена.

3. Контакты между отложениями Юрской чешуи и верхнего эоцена, как правило, секущие по отношению к первым и согласные по отношению ко вторым.

4. В зоне разрывов, ограничивающих Юрскую чешую, в верхнеэоценовых породах не наблюдается заметно повышенной (по сравнению с общей тектонической) переработки, тогда как при надвигании Юрской чешуи на породы других структурно-фациальных зон в них наблюдается более интенсивная тектоническая переработка, что указывает на тесную связь Юрской чешуи с верхнеэоценовыми отложениями.

5. Юрская чешуя не имеет связи с коренными выходами юрских отложений.

6. Морфологически она сходна с пластинами лейаса и байоса, заключенными в осадок верхнего эоцена, а также крупными (до 14 км в длину) массивами верхнеюрских известняков восточных районов.

Размеры Юрской чешуи, как и размеры массивов верхнеюрских известняков, заставляют считать их настоящими покровами.

Таким образом, вместо трех разновозрастных фаций (Северной, Аркалинской и Южной), которые располагались одна севернее другой, мы получили единый комплекс осадков верхнего эоцена – нижнего олигоцена, внутри которых заключен покров юрских пород (см. рис.38).

Практически весь разрез рассмотренного комплекса отложений охарактеризован фауной, которая позволяет датировать их верхним эоценом, и только верхняя, небольшая по мощности (200–300 м), часть содержит фауну нижнего олигоцена. Верхняя возрастная граница комплекса четко фиксируется глинами майкопской серии среднего олигоцена – нижнего миоцена. Нижняя, менее четкая граница определяется поверхностью контакта с подстилающими образованиями мела–среднего эоцена. В какой момент верхнего эоцена, с самого ли его начала или несколько позднее, начали формироваться отложения изученного комплекса, сказать трудно. Если же учесть, что в породах комплекса, правда не в самых нижних горизонтах, содержатся глыбы пород нижнего, среднего и верхнего эоцена (горизонт с *Lyrolepis caucasica* Rom.) и то, что многие из собранных нуммулитов характеризуют верхние горизонты верхнего эоцена, то нужно будет допустить, что время образования комплекса пород с глыбами соответствует верхней части позднего эоцена – раннему олигоцену.

Комплекс этот, как было неоднократно показано, принадлежит зоне флиша не только пространственно, но и имеет с флишевыми отложениями значительное морфологическое сходство. При этом он легко сопоставляется с аналогичными породами Садзегурской синклинали. Следовательно, вместо латерального ряда из пяти элементов, мы получаем тот же ряд из трех (см.рис. 37). Отложения верхнего эоцена Ксанской чешуи принадлежат зоне Грузинской глыбы. Отложения верхнего эоцена–нижнего олигоцена всей южной полосы выходов (кроме Ксанской чешуи) и Садзегурской синклинали принадлежат флишевой зоне Южного склона Большого Кавказа. Нужно отметить при этом, что в данном районе отсутствуют какие-либо отложения, которые можно было бы считать переходными фациями от отложений зоны Грузинской глыбы к зоне флиша.

Итак, комплекс отложений верхнего эоцена–нижнего олигоцена, представленный мощной толщей песчано–глинистого флиша с горизонтами глыбовых брекчий и с отдельными глыбами, пластинами и покровами более древних пород протягивается вдоль границы флишевого синклинория и Грузинской глыбы на расстояние более чем 200 км. Его фациальный состав, особенно состав основной песчано–глинистой массы, выдержан по простиранию. Состав грубообломочных образований несколько меняется от места к месту, но в целом, особенно в базальных горизонтах, практически неизменен. Напротив, вкрест простирания с юга на север, заметно уменьшение роли грубообломочного материала, увеличение глинистости осадков. Брекчии присутствуют только в виде своих мелкообломочных разностей или в виде прослоев незначительной (1–5 м) мощности. Комплекс осадков верхнего эоцена представляет собой геологическое тело, четко ограниченное в пространстве и во времени. На юге распространение осадков описанного типа ограничивается областью распространения маломощных песчаных разновозрастных отложений зоны Грузинской глыбы (Ксанская чешуя). В северном же направлении распространение верхнеэоценовых отложений заканчивается в районе Садзегурской синклинали. Имея большие (более 1000 м) мощности и тонкий песчано–глинистый состав, они слепо обрываются. По–видимому, они первично существовали и севернее, но были размыты или срезаны надвигами. Снизу породы комплекса ограничены поверхностью контакта, в северных районах нормального, в южных – трансгрессивного с подстилающими образованиями мелового–палеогенового флиша. Верхней границей комплекса служит контакт с толщей глин майкопской серии среднего олигоцена–нижнего миоцена. Отложения Садзегурской синклинали верхнего ограничения не имеют (более высокие горизонты, вероятно, размыты). По простиранию же отложения описанного типа протягиваются вдоль южной границы Флишевого синклинория на сотни километров.

Из описания отложений верхнего эоцена можно видеть, что они представляют собой чрезвычайно гетерогенный комплекс, внутри которого выделяются две составные части: основная масса и включения.

Основная масса сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами, которые закономерно переслоены, образуя ритмичную слоистость типа флишевой. Меньшее, но все-таки заметное место занимают карбонатные разности пород, представленные мергелями, мергелистыми алевролитами и аргиллитами, редко известняками. Песчаники мелко- и среднезернистые, в меньшей степени крупно- и грубозернистые, полимиктовые и кварц-полевошпатовые, реже чисто кварцевые. Породы в нижних горизонтах разреза имеют темный до черного цвет, вверх по разрезу становятся более светлыми, приобретая голубовато-серые окраски. В ряде мест породы битуминозные. В целом, основная масса, следовательно, представлена тонкими песчано-глинистыми, реже карбонатными разностями пород, имеющими в большей своей части отчетливо выраженный флишевый облик.

Включения присутствуют как в виде отдельных глыб, блоков и пакетов, так и в виде фрагментов конгломератов и брекчий, прослой, линзы и мощные горизонты которых заключены в толще песчано-глинистых пород основной массы. Состав пород изолированных обломков и обломков в конгломератах и брекчиях одинаков. Они представлены разнообразными магматическими и осадочными породами. Однако, среди этого разнообразия легко выделяется несколько литологических и возрастных групп пород.

1. Первая представлена обломками магматических пород кислого состава. Они малочисленны, встречаются в виде единичных обломков в моногенных и полигенных брекчиях. Много обломков пород этой группы встречается только в брекчиях, слагающих Аранисский массив и пласт глыбовых конгломератов в отложениях Южной тектонической чешуи, где они представлены розовыми крупно- и мелкокристаллическими гранитами, кварцевыми порфирами, светло-розовыми аплитами и трахитами. Трахиты не отличаются от тех, которые прорывают в данном районе породы лейаса и байоса.

2. В отложениях, слагающих Аркалинскую и, в меньшей степени, Северную и Южную чешуи, а также и в других районах присутствуют как в виде компонентов конгломератов и брекчий, так и в виде отдельных, часто гигантских пластин и блоков многочисленные обломки светло-серых и розовых кварц-полевошпатовых плотных песчаников и темно-серых до черных глинистых сланцев. Облик, петрографический состав и особенности строения песчаников и сланцев типичны для отложений верхнего лейаса. В больших глыбах и блоках удается наблюдать характерные глинистые "конгломераты", конкреции сферо-сидеритов и другие характерные признаки лейасовых пород. Наблюдается и пространственная связь брекчий из обломков этих песчаников и сланцев с фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего лейаса Юрской тектонической чешуи. Более того, в некоторых глыбах, сложенных подобными породами, собрана фауна верхнего лейаса (Мревлишвили, 1957).

3. В третью группу обломков входят различные вулканогенные породы основного состава. Они распространены практически по всему разрезу верхнего эоцена. Это различные андезито-базальтовые порфириты, среди которых выделяются авгит-лабрадоровые и альбитизированные порфириты (спилиты), туфы того же состава, туфогенные песчаники и туффиты. Все эти породы имеют темные зеленовато-фиолетовые и буро-красные окраски. Аналогичными породами сложены пластина, заключенная в отложениях Южной чешуи, и верхние горизонты Юрской чешуи. И хотя в отдельных блоках и обломках среди вулканогенных пород фауны не найдено, облик и петрографический состав позволяют уверенно отождествлять их с фаунистически датированными байосскими образованиями Юрской чешуи и соответственно с порфиритовой свитой байоса Грузинской глыбы. Это сходство было установлено еще К.Н. Паффенгольцем и

В.П.Ренгартеном (1924, 1932), а затем не раз подтверждалось как исследователями отложений верхнего эоцена (Мревлишвили, 1954, 1957, 1960), так и специалистами по геологии вулканогенных образований (Схиртладзе, Коява, 1965).

4. Глыбовые брекчии нижних горизонтов Северной чешуи, массивы Аранисский и Алевис-Кльде и, в значительной степени, другие горизонты верхнего эоцена сложены полностью или включают в состав среди других обломков глыбы серых пелитоморфных и кристаллических часто органогенных известняков. Возраст этих известняков установлен давно и не вызывает сомнений. Во всяком случае, их принадлежность к титонскому ярусу верхней юры устанавливается точно по остаткам *Chlamys strambergensis* Rem., *Chl. portlandica* lotteau, *Aequipecten nebrodensis* Gemm., et Blasi, *Terebratula cf. dobrogiamma* Sim. и др. (по В.П.Ренгартену, 1932, и Н.И.Мревлишвили, 1957).

5. В конгломерато-брекчиях верхнего эоцена встречаются обломки и глыбы серых и зеленовато-серых нуммулитовых известняков с обильной фауной нижнеюрских нуммулитов.

6. Наконец, в резко подчиненном количестве, как правило, только в верхних, но изредка и в нижних горизонтах верхнего эоцена присутствуют обломки и гальки различных зеленых и серо-зеленых мергелей и мергелистых алевролитов и аргиллитов, розовых известняков, серых, и черных кремней. Весь этот набор пород характерен для мелового и палеогенового флиша, особенно розовые известняки и черные кремни. Кремни аналогичны таковым ананурской свиты ( $C_2$ ст<sub>2</sub>-t<sub>1</sub>), а розовые известняки и мергели сходны с породами свиты маргалитис-кльде верхнего турона - нижнего сенона. Обломки этих пород встречаются очень редко и, в основном, только в самых верхних горизонтах разреза верхнего эоцена<sup>1</sup>.

Таким образом, все породы, встречающиеся в обломках в отложениях верхнего эоцена, принадлежат нескольким возрастным группам, которые можно расположить в следующей стратиграфической последовательности:

1. P<sub>g</sub><sup>1</sup>. Серые и зеленовато-серые нуммулитовые известняки.
2. J<sub>3</sub><sup>2</sup>. Серые пелитоморфные и кристаллические, брекчиевидные, часто органогенные известняки.
3. J<sub>3</sub>bj. Лабрадор-авгитовые и альбитовые порфириды и их туфы, туфопесчаники и песчаники, зеленовато-фиолетовые и буро-красные.
4. J<sub>3</sub><sup>3</sup>. Розовые кварц-полевошпатовые песчаники и черные глинистые сланцы с конкрециями сферо-сидеритов.
5. P<sub>z</sub>. Аплиты, кварцевые порфиры, розовые граниты.

Получается более или менее непрерывный стратиграфический разрез от нижней юры до эоцена. Выпадают из разреза только отложения мела. В соответствующих главах отмечалось, что отложения нижнего эоцена, байоса и нижней юры аналогичны одновозрастным отложениям зоны Грузинской глыбы. Равным образом, верхнеюрские породы в таких фациях характерны для разреза зоны Грузинской глыбы, а именно для ее северной окраины - Гагро-Джавской зоны (Кахадзе, 1947; Бендукидзе, 1964; Пайчадзе, 1970; и др.), где они принимают участие в строении мощных рифовых массивов келловей-титонского возраста.

<sup>1</sup>В окрестностях сел. Жинвали (разрез 1) глыбы и блоки пород мелового флиша (кремни ананурской свиты, известняки и мергели верхнего мела) известны и в самых нижних, базальных горизонтах верхнего эоцена. Обломки и глыбы здесь заключены в мергельно-глинистую основную массу, не окатаны, не отсортированы, часто представляют собой куски (до нескольких метров длины) пластов верхнемеловых флишевых пород. Они расположены в местах наиболее глубокого размыва мелового флиша и их появление в верхнеэоценовом осадке связано не с размывом флишевой кордильеры, а с подводным выпаживанием меловых пород при процессах оползания и обрушения.

В районе Дзиркульского кристаллического массива гранитно-метаморфический фундамент сложен разнообразными гранитоидами и метаморфическими сланцами, среди которых заметную роль играют розовые мелко- и крупнокристаллические граниты. Все породы фундамента прорваны многочисленными жилами светло-розовых аплитов, не отличимых от аплитов, которые встречаются в виде обломков в конгломератах верхнего эоцена. На территории Дзиркульского массива в состав фундамента входят также кварцевые порфиры верхнепалеозойского возраста (Схиртладзе, 1964). Таким образом, в обломках, встречающихся в брекчиях и конгломератах верхнего эоцена рассмотренного района, имеются продукты размыва практически всех членов разреза фундамента и осадочного чехла зоны Грузинской глыбы, а именно ее северной окраины, так как только там имеется совершенно аналогичный разрез отложений соответствующих возрастов ("Геология СССР", т. X, ч. I, 1964). Следовательно, можно совершенно уверенно говорить, что грубый обломочный материал в отложениях верхнего эоцена образовался за счет разрушения пород, слагающих северную окраинную зону Грузинской глыбы. Этот вывод касается и больших пластин пород нижней и средней юры, а также и покровной пластины Юрской чешуи. О том, что обломочный материал в бассейне поставлялся с юга, свидетельствует и увеличение в этом направлении грубости обломков и их объема. Что же касается присутствия малочисленных обломков пород зоны флиша, то оно показывает, что частично размывались и флишевые толщи, особенно в поздний этап накопления верхнеэоценовых отложений.

Установив, что грубообломочный материал в отложениях верхнего эоцена сформировался за счет процессов разрушения северной окраины Грузинской глыбы, рассмотрим теперь их строение и морфологию, что позволит понять механизм разрушения и характер процессов отложения осадков.

Обломки всех вышеперечисленных типов пород встречаются и самостоятельно - в виде отдельных блоков и пакетов, и как составные части грубообломочных образований - конгломератов и брекчий.

Отдельные обломки, блоки и пакеты залегают практически во всех горизонтах верхнеэоценовых отложений. Их размеры колеблются в широких пределах от первых сантиметров до многих десятков метров в поперечнике и многих километров в длину. Блоки небольшого размера (от 1 см до 15 м) имеют обычно более или менее изометричную, часто линзовидную форму (рис. 39, 40). Крупные же пакеты, такие как пластина пород нижней юры в отложениях Аркалинской чешуи ( $Pg_2^3C$ ) и пластина байосских эффузивов, заключенная в толщу пород Южной ( $Pg_3^3 - Pg_3^1$ ), резко удлинены и вытянуты по простиранию вмещающих их слоев. Их длина при толщине пластины в 25-150 м достигает 4-6 км. При этом к краям пластина делается тоньше и сходит на нет. В современном положении контакт пластины с окружающими образованиями основной массы оказывается тектонически нарушенным, особенно на нижних гипсометрически границах, тогда как гипсометрически верхний контакт обычно нормальный. В ряде случаев можно наблюдать, как в краевых зонах глыб породы сильно раздроблены. При этом видно, что раздробленность к краю усиливается и постепенно без резкой границы раздробленные породы переходят в нормальные осадочные брекчии.

Мелкие обломки, а также большие блоки и пакеты окружены со всех сторон "обтекающими" их песчано-глинистыми породами верхнего эоцена и как бы плавают в тонкой основной массе. Помимо мелких обломков и больших пластин, погруженным в верхнеэоценовые осадки, подстилаясь и перекрываясь ими, оказывается блок Юрской тектонической чешуи, а также огромные массивы Дашбулагского, Цетели-Цкарройского и Талыстанского утесов. Блок Юрской чешуи, кроме огромных размеров, по морфологии и характеру взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими его отложениями верхнего эоцена ничем не отличается от пластины лейаса в толщах пород Аркалинской чешуи и пластины среднеюрских эффузивов в породах Южной.

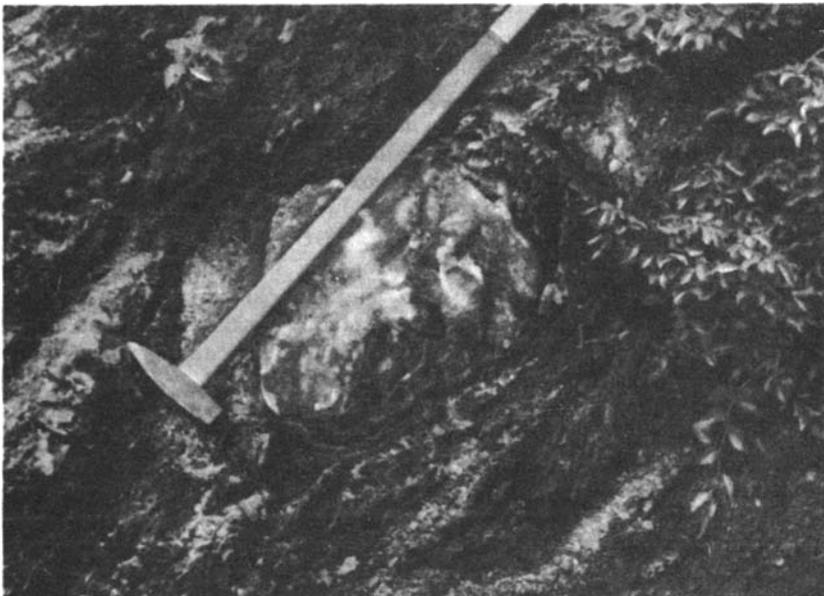


Рис. 39. Глыба верхнеюрского известняка в толще рассланцованных мергелистых аргиллитов горизонта "в" верхнего эоцена (район сел. Жинвали)

Конгломераты и брекчии залегают в песчано-глинистых породах верхнего эоцена в виде линз, прослоев и мощных горизонтов. Контакты пластов и линз брекчий и конгломератов с подстилающими и перекрывающими породами песчано-глинистой основной массы очень отчетливые и резкие (см. рис. 4, 5, 7, 35), обычно без всякого предварительного укрупнения обломочного материала в подстилающем слое. И даже в тех случаях, когда в нижележащем слое появляются отдельные обломки, а затем число их увеличивается и тонкие разности пород сменяются глыбовыми брекчиями, контакт между основным пластом брекчий и подстилающими образованиями резкий (см. рис. 35). При этом песчано-глинистый материал обтекает глыбы, заходя в промежутки между ними. В некоторых случаях можно наблюдать резкий латеральный переход от брекчий к глинистым разностям пород и более постепенный — к песчаным (см. рис. 13).

Мощность горизонтов и линз конгломератов и брекчий колеблется в очень широких пределах, от первых десятков сантиметров до 150 м и более. При этом различаются не только мощности разных горизонтов и пластов, но происходит часто очень значительное, вплоть до выклинивания, изменение мощности в пределах одного слоя. При этом горизонты брекчий оказываются часто выдержанными по простиранию на многие десятки километров (например, горизонт брекчий в основании верхнеэоценового комплекса), в то время как конгломераты распространены более локально в отдельных зонах. То же можно сказать и о распространении брекчий и конгломератов по разрезу. Если первые распространены по всей толще пород верхнего эоцена, то вторые больше тяготеют к верхней части разреза. При этом конгломераты развиты гораздо меньше, чем брекчии, которые слагают примерно 20–30% объема отложений.

Окатанность обломков, слагающих конгломерато-брекчии и брекчии, слабая или отсутствует. Мелкие обломки, обычно, более остроугольные, крупные с закругленными, сглаженными краями. Обломки вулканогенных пород средней юры оказываются почти всегда хорошо окатанными, в результате чего грубообломочные породы с значительной примесью обломков вулканогенно-осадочных пород приобретают вид конгломерато-брекчий и конгломератов. При этом содержащиеся

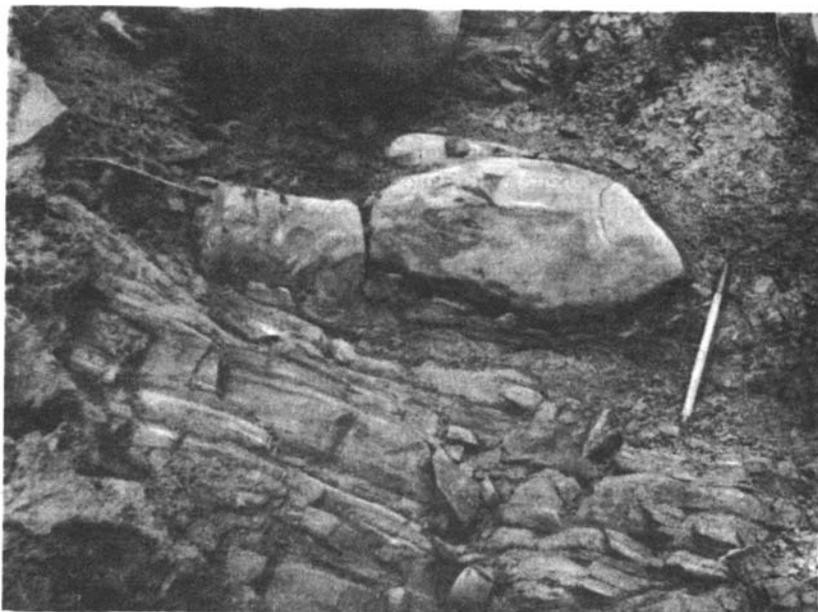


Рис. 40. Слегка разлинзованная глыба темно-серого песчаника ( $J_2bj$ ) в песчано-глинистой толще верхнего эоцена (Южная тектоническая чешуя)

в этих же брекчиях обломки и глыбы верхнеюрских известняков и лейасовых песчаников и сланцев, которые лучше поддаются обработке при транспортировке, оказываются остроугольными или слегка сглаженными. Эта особенность объясняется тем, что в породах байосского яруса одно из главных мест занимают вулканогенно-осадочные брекчии из хорошо окатанных обломков. Естественно, попадая в толщи отложений верхнего эоцена, они здесь даже без дополнительной обработки окажутся лучше окатанными, чем остальные разновидности пород.

Сортировка материала в брекчиях совершенно отсутствует. В глыбовых и крупногалечных конгломератах она несколько лучше, а в мелкогалечных обычно хорошая. Размер обломков в конгломератах и особенно брекчиях колеблется от первых сантиметров до 2 м. В брекчиях из обломков верхнеюрских известняков глыбы достигают размера в 15–20 м и более в поперечнике. В краевых частях больших глыб видна повышенная раздробленность пород. Помимо таких грубообломочных брекчий широко развиты микробрекчии. Они образуют или самостоятельные прослои небольшой (10–30 см, реже более) мощности, или представляют собой нижние части ритмов в породах основной песчано-глинистой массы. Сложены они мелкими (1–3 см) совершенно неокатанными обломочками пород того же состава, что и грубообломочные брекчии. Они по резкой границе с размывом залегают на более тонких породах нижележащего слоя, а вверх по слою быстро сменяются более тонкими песчано-глинистыми породами.

Конгломераты в толще верхнеэоценовых отложений обычно моногенные, т.е. сложены обломками одного состава с незначительной примесью пород иного типа. Они представлены конгломератами, состоящими преимущественно или из гранитной гальки, или из гальки байосских эффузивов. В последнем случае, правда, остается неясным, первична или вторична их окатанность.

Брекчии же представляют собой разнородные образования, среди которых выделяются брекчии моногенные и полигенные.

Моногенные брекчии сложены обломками и глыбами преимущественно одного какого-нибудь типа пород при резко подчиненном развитии или полном от-

сутствии пород иного типа. Моногенны брекчии из обломков верхнеюрских известняков (см. рис. 5) и песчаников и сланцев нижней юры (см. рис. 12). В этих брекчиях особенно заметно отсутствие какой-либо сортировки и окатанности. Они представляют собой глыбовый свал, глыбы плотно пригнаны одна к другой, промежутки между ними заполнены более мелкими обломками. Цемент мало и он представлен в песчано-сланцевых брекчиях песчано-глинистым материалом, по составу соответствующему составу обломков. Обломки и глыбы в известняковых брекчиях цементированы карбонатным материалом при незначительной примеси песчано-глинистого вещества.

Характерна приуроченность моногенных брекчий из обломков нижнеюрских пород к пластине пород того же возраста, заключенной в отложениях верхнего эоцена. При этом брекчии залегают непосредственно ниже, постепенно переходя в раздробленные породы пластины. В меньшей степени развиты моногенные брекчии из обломков среднеюрских вулканогенно-осадочных пород. В них и окатанность и сортировка лучше. Объем заполняющего вещества и цемента увеличен по сравнению с известняковыми брекчиями. Заполняющее вещество представлено глинисто-песчаным материалом с заметным количеством переотложенного туфового материала.

Полигенные брекчии, как правило, включают обломки почти всех выделенных раньше групп пород, но преобладают обломки известняков верхней юры и байосских вулканогенно-осадочных пород. В полигенных брекчиях видна гораздо лучшая окатанность обломков эффузивных пород, тогда как обломки известняков обычно не окатаны. Объем заполняющего вещества и цемента в этих брекчиях сильно меняется. Иногда цемент почти отсутствует, иногда же брекчии имеют пудинговое строение (см. рис. 9), и отдельные глыбы и блоки как бы плавают в песчано-глинистом веществе. В пудинговых брекчиях хорошо видно, что цементирующим веществом является тот же самый глинисто-песчаный материал, который слагает и окружающие толщи тонкообломочных пород основной массы.

Таким образом, комплекс отложений верхнего эоцена в районе междуречья Арагви-Ксани и сопредельных территорий характеризуется, с одной стороны, накоплением тонких песчано-глинистых и карбонатных осадков флишевого типа, с другой — отложением чрезвычайно мощных грубообломочных брекчий, конгломерато-брекчий и конгломератов, а также отдельных обломков, глыб, блоков и пакетов более древних пород, заключенных в тонкую песчано-глинистую основную массу. Грубые разности пород имеют свальный облик. Конгломераты имеют подчиненное в сравнении с брекчиями значение.

Комплекс осадков верхнего эоцена-нижнего олигоцена, для которого характерны рассмотренные черты строения, первично отлагался в флишевом бассейне севернее Грузинской глыбы, где в это время шло накопление маломощных песчаных осадков (Ксанская чешуя). Верхнеэоценовые отложения Грузинской глыбы представлены маломощными кварц-полевошпатовыми грубозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов с хорошо окатанными гальками и минеральными зернами. Все это наряду с тем, что они образовались в области, которая в течение предшествующей истории развития была относительно приподнятой, свидетельствует о мелководности осадков верхнего эоцена этой зоны.

Напротив, отлагавшиеся севернее мощные толщи верхнеэоценовых осадков флишевой зоны характеризуются тонким песчано-глинисто-карбонатным составом основной массы отложений, бедностью органическими остатками, что свидетельствует об их относительно большей глубоководности и удаленности от берега<sup>1</sup>. Более приподнятое положение Грузинской глыбы по сравнению с флишевой зоной подтверждается поступлением грубого обломочного материала во флишевый бассейн именно из этой зоны.

<sup>1</sup>По поводу глубины образования осадков флиша существуют различные мнения, но большинство авторов в настоящее время признают, что флиш образовался на значительных глубинах, во всяком случае за пределами шельфа.

Особенности строения осадков верхнего эоцена свидетельствуют о существовании во время их накопления двух одновременных процессов седиментации. С одной стороны, шло накопление глинисто-карбонатных илов, к которым при-мешивалось то или иное количество песчаного материала. С другой стороны, на фоне этого тонкого, как говорят французские геологи "банального", осадко-накопления спорадически происходило поступление в бассейн огромных масс грубого несортированного обломочного материала, который отлагался в виде линз, прослоев и горизонтов глыбовых брекчий, реже конгломератов. Грубо-обломочный материал поступал не постепенно в течение длительного времени, а в виде единовременных, очень быстрых, неоднократно повторяющихся процессов, так как контакты брекчий с окружающими тонкими песчано-глинистыми разностями пород всегда очень резкие, причем можно видеть, как глыбы вминались в подстилающий, вероятно, еще не консолидированный пластичный осадок. Одновременно в бассейн попадали и огромные блоки и пластины более древних пород, которые по своим размерам могут быть отнесены к находящимся покровам. То, что эти блоки и огромные пластины попадали в верхнеэоценовый осадок в период его образования, подтверждается нахождением их в этом осадке не только в виде самостоятельных блоков, но и в виде компонентов полигенных брекчий и конгломератов, а, главным образом, наличием нормальных стратиграфических контактов пластин древних пород с фаунистически датированными вмещающими их отложениями верхнего эоцена.

Эти пластины дробились в процессе сползания по склону и в свою очередь давали шлейфы грубообломочных брекчий, о чем свидетельствует их пространственная связь с брекчиями. При этом брекчии сложены обломками пород пластины, а переход от пород пластины, которые к внешнему краю делаются более раздробленными, к пласту брекчий постепенный. Образование таких огромных масс грубого, совершенно не сортированного материала среди тонких песчано-глинистых отложений возможно только при интенсивной дезинтеграции области сноса, обрушении и оползании грубого материала в бассейн, где одновременно происходит накопление тонких осадков.

Разрушению и размыву подвергались, как мы видели, породы приподнятой относительно флишевого бассейна Грузинской глыбы, а именно ее северной краевой части, которая представляла собой, по-видимому, крутой уступ, обрывавшийся в сторону флишевого бассейна. Существование крутого уступа подтверждается непосредственным соприкосновением мелководных и более глубоководных фаций, а также отсутствием длительного переноса в мелководном бассейне (обломочный материал не окатан и не отсортирован). Отсутствие окатанности обломочного материала, которое свидетельствует о невозможности длительного существования последнего в зоне мелководья, указывает также на то, что разрушение уступа могло происходить и в подводных условиях. Вероятно, вдоль северной периферии Грузинской глыбы могли существовать цепи островов, кордильер, которые, разрушаясь, поставляли грубый обломочный материал в зону флишевого прогиба. Естественно, что такие массы грубого материала могли образовываться только в условиях интенсивной тектонической деятельности.

Эти тектонические подвижки происходили в пограничной зоне между приподнятой Грузинской глыбой и относительно опущенным флишевым бассейном. При этом снос обломочного материала шел лишь в одну — северную сторону, южнее таких свалов обломочного материала не наблюдается, по крайней мере, в той части, которая доступна наблюдениям (Ксанская чешуя). Это указывает на наличие здесь асимметричного уступа с обрывистым северным краем. Важно, что обломочный материал в конгломератах, брекчиях и отдельных обломках, отлагавшихся у "порога", целиком идентичен по составу породам, слагающим, во-первых, покровную пластину Юрской чешуи и покровы верхнеюрских пород Дашбулагского и других утесов, которые сами заключены в верхнеэоценовый осадок, а, во-вторых, более мелким покровным пластинам лейаса и байоса. Идентичность пород, слагающих покровные пластины, и пород облом-

ков в конгломератах и брекчиях, а также их тесная пространственная и временная связь (продвижение покровов происходило в то же время, что и образование брекчий) указывают и на существование между ними связи генетической: грубообломочные породы (брекчии, конгломераты и отдельные мелкие обломки) образовались за счет разрушения гигантских покровных пластин при их надвигании и сползании во флишевый бассейн. А так как эти пластины являются отторженцами Грузинской глыбы, нужно допустить, вероятно, что на северной окраине Грузинской глыбы в это время имели место тектонические движения, имеющие горизонтальную составляющую, что и привело к образованию этих более мелких покровов. Вероятнее всего, они представляют собой оторванные от корней козырьковые части более крупного надвига Грузинской глыбы, при надвигании которой на флишевый бассейн ее северный край, имеющий крутой склон и представляющий лобовую часть надвига, разрушался и поставлял огромные массы грубообломочного материала во флиш. Наличие горизонтальной составляющей движения находит свое подтверждение и в современной структуре, так как верхнеэоценовые отложения "выплеснуты" на Грузинскую глыбу и сами оказываются перекрытыми породами мелового-палеогенового флиша<sup>1</sup>. Исходя из прямых наблюдений, величину этого перекрытия нельзя считать меньшей 8-10 км, а с учетом большого числа надвигов и складок внутри флишевых толщ, то и гораздо большей. Во всяком случае, разрушающийся северный край глыбы расположен севернее, чем современная граница ее с флишем, который, в значительной степени, находится в алдохтонном залегании.

Кроме того, время образования рассмотренного комплекса осадков совпадает со временем проявления пиренейской фазы складчатости, которая приходится на границу эоцена-олигоцена (Гамкрелидзе, 1960; Милановский, Хаин, 1963).

Все сказанное: своеобразные условия осадконакопления, связь глыбовых включений с породами, слагающими покровы, которые продвигаются в бассейн в период их образования, сильная тектоническая переработка и совпадение времени возникновения этих осадков с временем проявления тектонических движений, приводящих к образованию складчатости и покровов, позволяет связывать образование этих отложений с разрушением фронтальной части продвигающихся покровов, во всяком случае, связь с интенсивными тектоническими движениями несомненна.

Описываемый комплекс отложений верхнего эоцена - нижнего олигоцена пространственно принадлежит зоне, в которой шло в течение длительного времени начиная с поздней юры и до эоцена включительно образование флишевых осадков, и имеет с подстилающими породами стратиграфические взаимоотношения. Помимо чисто пространственных и временных связей комплекс обладает основными, характерными для типичного флиша, чертами. В данной работе не место вдаваться в дискуссию по поводу того, что такое типичный флиш. Тут возможны различные мнения. Напомню только, что практически впервые комплекс верхнеюрских - палеогеновых отложений Южного склона Большого Кавказа описал Н.Б. Вассоевич (1948; и мн. др. работы), который выделил его как единую флишевую формацию, обладающую определенным набором характерных признаков. Он выделил десять признаков, совокупность которых позволит отнести ту или иную серию пород к флишу. С тех пор появилось значительное количество самых различных определений термина "флиш" (Келлер, 1949, Хворова, 1958), но все они так или иначе

<sup>1</sup> Тот факт, что в современной структуре флиш Южного склона Большого Кавказа надвинут на юг, на Грузинскую глыбу, не противоречит движению глыбы в северном направлении. Это надвигание связано со вторичной вергентностью пластичных толщ, которые надвигались на глыбу в результате ее поддвига. Характер же отложений верхнего эоцена свидетельствует об активности глыбы и ее движении к северу.

дополняют характеристику, данную Н.Б.Вассоевичем, не внося по существу ничего принципиально нового.

Комплекс отложений верхнего эоцена по морфологическим признакам полностью соответствует флишу. Действительно, он представляет "... мощную серию морских осадочных образований, характеризующихся регулярным чередованием... двух..., трех основных литологических разновидностей слоев, ... содержащих хотя бы по одному представителю двух главных гранулометрических классов зернистых... и незернистых... пород, независимо от их вещественного состава, образующих закономерные парагенетические сочетания... ритмы. Флишевые породы бедны цельными остатками макрофауны и макрофлоры..., но содержат ... фукоиды и гиероглифы" (Вассоевич, 1948, стр. 112). Верхнеэоценовые отложения изученного нами комплекса связаны пространственно с зоной флиша, надстраивают его разрез и обладают при этом главными характерными признаками флиша. Отложения же, перекрывающие этот комплекс (в данном районе майкопские глины олигоцена – нижнего миоцена) не имеют никаких характерных для флиша черт. С начала олигоцена флишевая седиментация прекращается и начинается образование выдержанных на значительных площадях глинистых и песчанистых отложений майкопской серии, а затем и грубообломочных пород молассового комплекса, которые имеют совершенно иные черты строения, чем описанный комплекс. Таким образом, принадлежность верхнеэоценовых отложений описанного типа к формации флиша Южного склона Большого Кавказа несомненна.

Комплекс описываемых образований верхнего эоцена отлагался на южном борту флишевого бассейна. С юга флишевый бассейн ограничивался относительным поднятием Грузинской глыбы. В северном направлении наблюдается постепенное утонение осадков, уменьшение роли грубообломочного материала. Севернее района Садзегурской синклинали верхнеэоценовые отложения в зоне Южного склона не известны, но, судя по тому, что они представлены в этом крайнем северном выходе мощной (1000 м) толщей песчано-глинистых пород, необходимо допустить, что они первоначально распространялись гораздо севернее. Затем, уже в области Северного склона Большого Кавказа верхнеэоценовые отложения представлены сравнительно маломощными (100–300 м) мергелисто-карбонатными осадками керестинского горизонта и кумской и белоглинской свит, образование которых шло в условиях шельфа (Шущая, 1960). Таким образом, палеогеографический профиль бассейна, в котором шло накопление верхнеэоценовых отложений, может быть представлен в таком виде (рис. 41).

Резюмируя все вышесказанное, можно сделать следующие выводы.

1. В узкой пограничной полосе между флишевой зоной Южного склона Большого Кавказа и Закавказской межгорной зоной, зажатый в надвигах, рас-

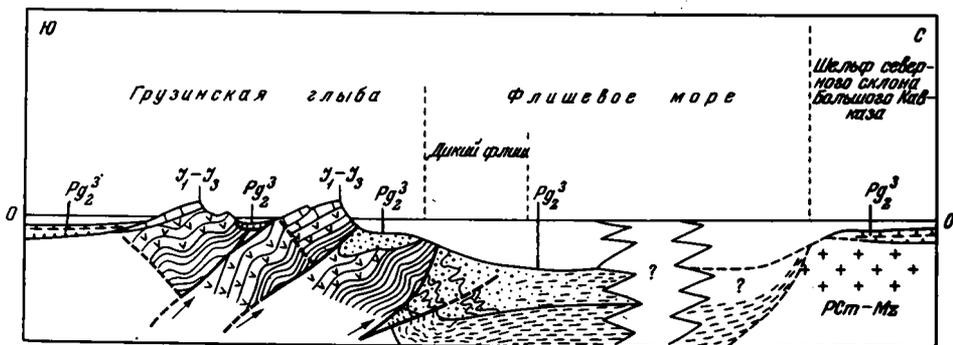


Рис. 41. Схематический палеогеографический профиль через позднеэоценовый бассейн Большого Кавказа

пространен комплекс отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена, представленный мощной толщей песчано-глинистого флиша, в котором заключены горизонты, прослои и линзы глыбовых брекчий и конгломератов, а также отдельные, зачастую огромные глыбы, пластины и покровы, сложенные вулканогенными и осадочными породами, главным образом, мезозойского возраста.

2. Особенности строения этих отложений свидетельствуют о широком развитии в процессе их образования оползневых и обвальных процессов при непрерывном накоплении тонких осадков песчано-глинистого состава в условиях морского бассейна.

3. Обломки в брекчиях и конгломератах и отдельные блоки представлены осадочными породами в фациях Грузинской глыбы, на основании чего можно считать, что разрушению подвергалась северная часть именно этой зоны.

4. Устанавливается пространственная и временная связи между грубообломочными толщами и отдельными глыбами в верхнем эоцене и породами, слагающими покровные пластины, что указывает на существование связей генетических, то есть на то, что образование грубообломочных толщ шло за счет процессов разрушения именно этих покровов.

5. Так как эти крупные покровные пластины являются отторженцами Грузинской глыбы, нужно допустить, что, вероятно, на северной окраине этой структуры на границе эоцена-олигоцена имели место тектонические движения с горизонтальной составляющей. Вероятнее всего, покровные пластины представляют собой оторванные от корней козырьковые части более крупного надвига Грузинской глыбы.

6. Во всяком случае, несомненна связь образований столь мощных грубообломочных толщ с интенсивными тектоническими движениями, что подтверждается также совпадением времени образования этих отложений с временем проявления пиренейской фазы складчатости.

7. Выделенный комплекс обладает всеми характерными свойствами типичных флишевых отложений, пространственно принадлежит зоне флиша Южного склона Большого Кавказа и слагает наиболее верхние его горизонты. С начала олигоцена начинается качественно иной этап осадконакопления.

Но в изученном районе пограничной полосы флишевого синклинория и Грузинской глыбы имеются образования, сходные морфологически с вышеописанными. Тем не менее они имеют ряд отличительных черт, образовались в иной зоне и т.д. К описанию этих отложений я сейчас и перейду.

## ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЙОНА СХАНАРСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

В предыдущих разделах главы говорилось, что к северо-западу от перевала Эрцо тянется узкая полоса отложений верхнего эоцена, которая несколько расширяется в районе правобережья р. Деджора, в области Сханарской синклинали (рис. 42). Геологическое строение этого района описывалось многими исследователями (Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, Зесашвили, 1965; Бендукидзе; 1964; и многими др.), тем не менее специальным изучением отложений верхнего эоцена интересующего нас типа занимался только Ф.Д. Майсадзе (1969, 1970а,б,в), данными которого наряду с собственными наблюдениями я и буду пользоваться при описании геологического строения района.

Район Сханарской синклинали расположен в зоне надвига, по которому флишевые отложения Южного, склона Большого Кавказа надвинуты на образования северной окраины Грузинской глыбы (в рамках, которые последняя приняла после батской консолидации). Зона флиша сложена интенсивно дислоцированными отложениями верхней юры – мела. В строении Грузинской глыбы участвуют песчаники и глинистые сланцы нижней юры и вулканогенно-осадочные образования порфиритовой серии байоса, которые перекрыты субплатформенными верхнеюрскими отложениями. Отложения верхней юры в нижней части (кел-

ловей-нижний оксфорд) сложены терригенными, в верхней (верхний оксфорд-титон) – карбонатными породами, среди которых значительное место занимают рифогенные известняки. Мел также сложен карбонатными породами.

Верхнеэоценовые отложения представлены здесь двумя типами: первый – песчаниками и известняками незначительной мощности, второй – глыбовыми брекчиями.

Известковисто-песчаные отложения (20–150 м), выделенные Ф.Д.Майсадзе (1970 г.) под названием "нормально-осадочная свита", распространены в основном в ядре Сханарской синклинали (см. рис. 42, профиль II–II) а также в окрестностях селений Цедиси и Фасраго. Они представлены преимущественно зеленовато-серыми, слоистыми, средне- и крупнозернистыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Полимиктовые разности сложены зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, слюды и обломками пород. В меньшей степени развиты желто-серые и серые, песчанистые и пелитоморфные известняки, переполненные местами раковинками нуммулитов. В окрестностях сел. Цедиси в песчаниках наблюдаются обломки и большие глыбы верхнеюрских известняков. Отложения верхнего эоцена трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних пород вплоть до средней юры. В ядре Сханарской синклинали они смяты в складки (см. рис. 42, профиль II–II). Верхнеэоценовый возраст этих песчаников и известняков устанавливается на основании собранных в них многочисленных остатков фауны (Гамкрелидзе, Зесашвили, 1965; Качарава, 1964; Майсадзе, 1970в; и др.). С северо-востока распространение отложений нормально-осадочной свиты верхнего эоцена ограничено разломом, по которому они приведены в соприкосновение с породами свиты глыбовых брекчий (Майсадзе, 1970в).

Глыбовые брекчии протягиваются узкой (100–300 м) полосой от перевала Эрцо вдоль русла р. Грамула до долины р. Джджора, где переходит на правый борт долины последней. Западнее область распространения глыбовых брекчий расширяется (до 2,5 км) и они уходят на водораздел, увенчанный вершиной горы Укивлета. Северным ограничением полосы брекчий по всей длине выхода служит надвиг, по которому они перекрываются породами мелового флиша. Этот разрыв входит в систему надвигов, ограничивающих с юга флишевый синклинорий. Крайним юго-западным ограничением распространения глыбовых брекчий является разлом, по которому они приведены в контакт с породами нормально-осадочной свиты.

Глыбовые брекчии чрезвычайно гетерогенны. Для того, чтобы лучше представить себе их строение, приведу описание одного из конкретных разрезов.

По правому притоку р. Джджора в районе сел. Масигуати снизу вверх по склону и с юга на север обнажены следующие слои (рис. 43):

1. Глыбовые брекчии (200 м) из обломков андезито-базальтовых порфиритов, погруженных в туфовый цемент, с прослоями и линзами слоистых песчаников и аргиллитов.
2. Слоистые, серые и зеленовато-серые песчаники и аргиллиты (20 м).
3. Глыбовые брекчии (2 м) из обломков серых верхнеюрских известняков, которые вверх сменяются брекчированными известняками. Последние переходят постепенно в пласт массивного серого известняка верхней юры (20 м).
4. Глыбовые брекчии (20–30 м) из обломков серого известняка и различных порфиритов, цемент песчано-глинистый.
5. Слоистые, зеленовато-черные аргиллиты, серые и зеленые полимиктовые песчаники с прослоями глыбовых брекчий из обломков вулканогенно-осадочных пород средней юры и серых верхнеюрских известняков, с отдельными глыбами и обломками этих пород (350–400 м).
6. Глыбовые конгломерато-брекчии (3–4 м) из обломков известняков верхней юры и эффузивов средней юры.

7. Темно-серые песчаники и черные и зеленые аргиллиты с прослоями глыбовых брекчий, состоящих преимущественно из обломков порфиритов, но и с единичными обломками верхнеюрских известняков (150 м).

Разрыв.

8. Песчаники, алевролиты, аргиллиты мелового флиша.

В приведенном разрезе представлены почти все типы пород, слагающие толщу глыбовых брекчий. Туфовые брекчии, песчаники и аргиллиты, осадочные моногенные и полигенные глыбовые брекчии чередуются между собой без какой-либо видимой закономерности. Среди этих пород залегают отдельные глыбы и обломки (до 20 м) верхнеюрских известняков. Цемент брекчий то туфовый, то песчано-глинистый. Сортировка обломочного материала отсутствует, окатанность слабая, но в заметном количестве присутствуют и хорошо окатанные обломки. Брекчии обычно пудингового типа. Соотношение объемов цемента и обломков от места к месту меняется зачастую очень резко.

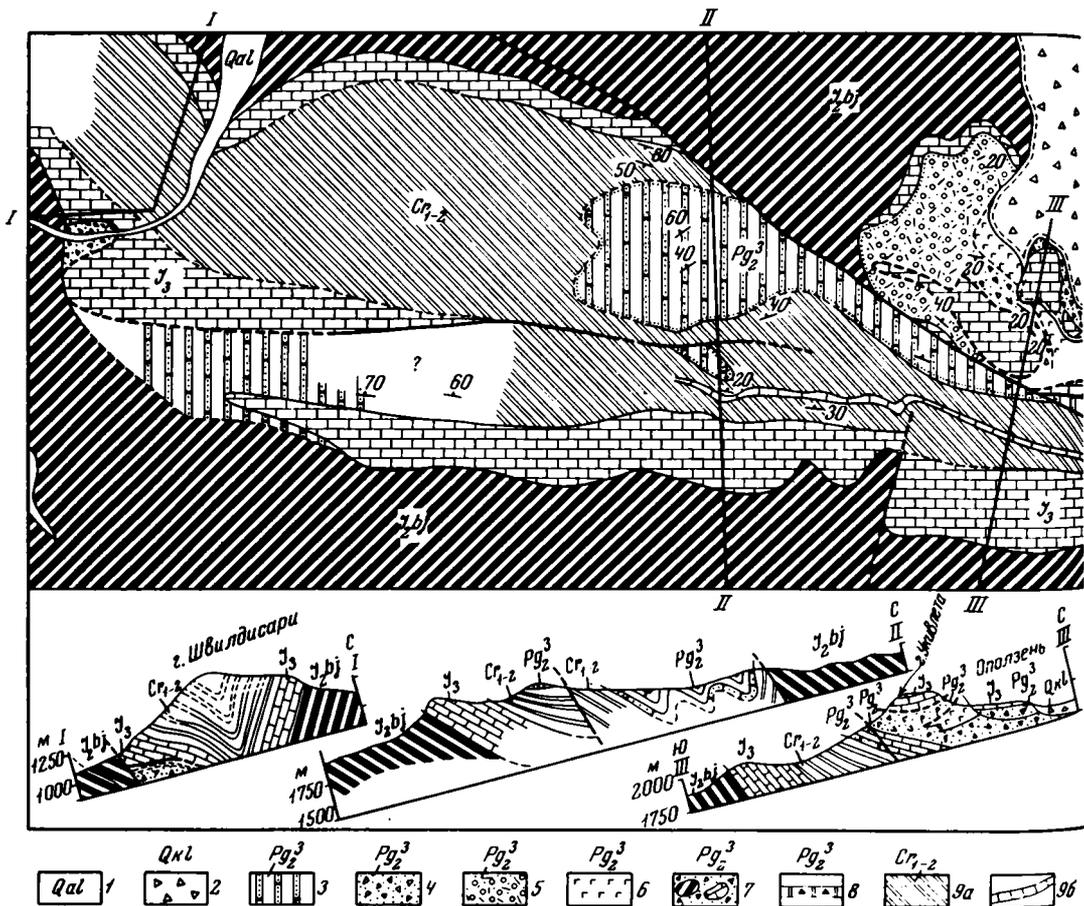
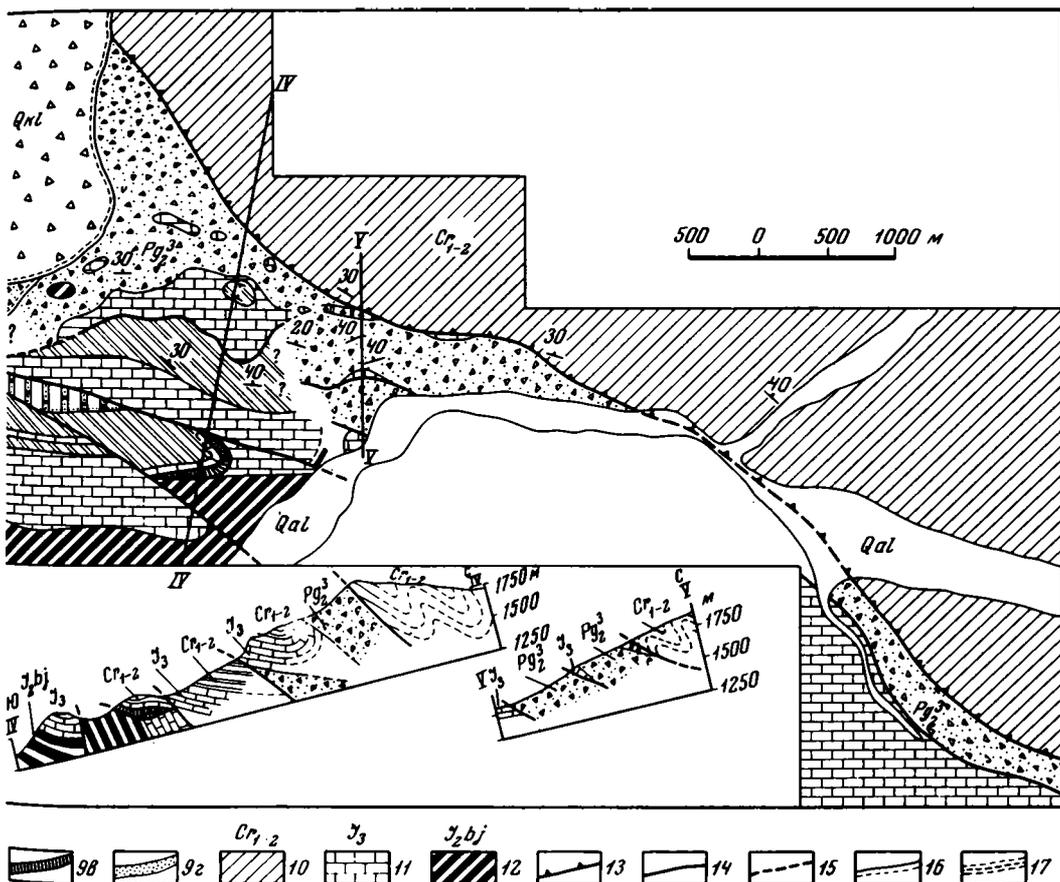


Рис. 42. Геологическая карта района Сханарской синклинали.

Четвертичные отложения: 1 - аллювий; 2 - коллювий. Верхний эоцен: 3 - песчаники и известняки "нормально-осадочной" свиты; 4 - полигенные глыбовые брекчии; 5 - вулканогенно-осадочные брекчии; 6 - мицдалекаменные базальты; 7 - крупные глыбы и пакеты верхнеюрских известняков и байосских порфиритов в глыбовых брекчиях; 8 - известняковые брекчии; 9 - меловые отложения: а - нерасчлененные, б - красные известняки (турон), в - чер-

Регулярно встречаются прослои и линзы брекчий исключительно из обломков верхнеюрских известняков. В западном и восточном направлении от описанного разреза толщи глыбовых брекчий имеют сходное строение. К западу глыбовые брекчи поднимаются на водораздельный хребет, где большую роль начинают играть слоистые, зеленовато-серые и зеленые полимиктовые и аркозовые, слюдяные мелко-, средне- и крупнозернистые, слегка карбонатные песчаники с прослоями глины. Эти песчаники по облику и составу аналогичны таковым нормально-осадочной свиты. В песчаниках содержатся местами отдельные гальки и обломки серых пелитоморфных известняков верхней юры и прослои (30 см – 1 м) брекчий и конгломератов из обломков (до 20 см) среднеюрских порфиритов и верхнеюрских известняков. Слоистость средняя, реже грубая, иногда очень не отчетливая.

Толщи этих песчаников и вниз и вверх по разрезу, а также и в латеральном направлении сменяются глыбовыми брекчиями из обломков перечисленных ранее пород, а также остроугольных обломков черных глинистых сланцев,



ные кремни и силиты (верхний сеноман – нижний турон), г – зеленые граувакковые песчаники (нижний сеноман); 10 – ниже-верхнемеловой флиш; 11 – массивные рифовые известняки верхней юры (кимеридж-титон); 12 – вулканогенно-осадочные породы байосского яруса средней юры; 13 – надвиг флиша Южного склона Большого Кавказа; 14 – прочие надвиги и разрывы; 15 – срывы; 16 – граница оползня; 17 – зона милонитизации

которые заключены в туфо-песчаный цемент. Местами роль заполняющего вещества и цемента выполняют кварц-полевошпатовые песчаники, аналогичные рассмотренным выше. Объем цемента от места к месту сильно меняется. Глыбовые брекчии и песчаники сменяют друг друга по простиранию и по разрезу, причем на очень коротких расстояниях.

В глыбовых брекчиях и в толщах песчаников залегают огромные глыбы и пластины известняков верхней юры (рис. 44). Толщина пластин может достигать 100 и более метров. Они залегают согласно с напластованием песчаников и брекчий. Нижние поверхности пластин брекчированы и часто подстилаются брекчиями исключительно из пород пластины. Сверху пластины перекрыты по резкой четкой границе брекчиями, содержащими как обломки пластины, так и обломки других пород.

Брекчии тянутся в район вершины горы Укивлета, массив которой сложен верхнеюрскими известняками (100-150 м) – см. рис. 42, профиль III-III. Нижняя граница известняков четко следует изгибам рельефа и приурочена примерно к одной горизонтали. Ниже по склону залегают глыбовые брекчии, в которых в огромном количестве содержатся обломки и глыбы этих известняков. Пласты брекчий наклонены под массив известняков. В обрывах по северному склону горы на расстоянии 1-1,5 км можно наблюдать контакт глыбовых брекчий и находящихся выше известняков. Контакт представлен практически горизонтальной плоскостью разрыва, наклоненного на юг под углом 10-15°. Таким образом, занимая наиболее возвышенные части хребта, имея с подстилающими образованиями извилистую границу, которая следует выходу на поверхность плоскости, близкой к горизонтальной, известняковый массив горы Укивлета представляет собой тектонический покров. Он залегают на более молодых отложениях, так как подстилающие его глыбовые брекчии содержат обломки вышележащих верхнеюрских известняков. Аналогичные взаимоотношения удастся наблюдать еще раз ниже по склону. Здесь залегают огромная оползневая пластина, которая сложена верхнеюрскими известняками. Известняки залегают на глыбовых брекчиях, которые содержат обломки этих известняков. Эта пластина оторвалась от "коренного" массива горы Укивлета и сползла вниз по склону.

По поводу того, когда был надвинут покров горы Укивлета на подстилающие его образования верхнего эоцена, во время ли их накопления или позже, что-нибудь определенное сказать трудно. Но то, что в верхнеэоценовых отложениях

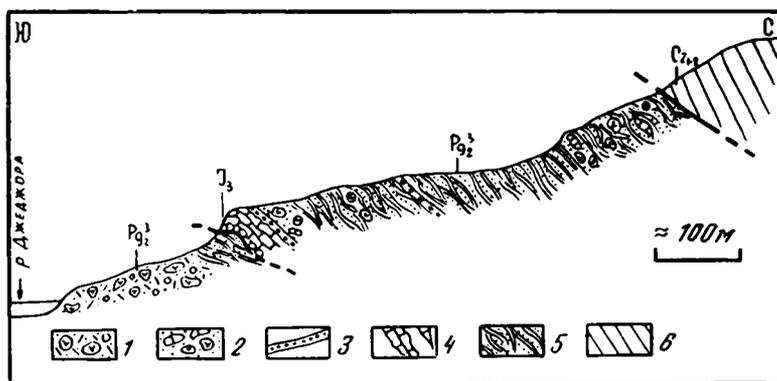


Рис. 43. Стрoение толщи глыбовых брекчий верхнего эоцена в районе сел. Масигуати

- 1 – брекчии с туфовым цементом; 2 – полигенные брекчии;  
 3 – пласты конгломератов; 4 – глыбы и обломки известняков верхней юры; 5 – песчаники, алевролиты, глины; 6 – нижне-верхнеэоценовый флиш

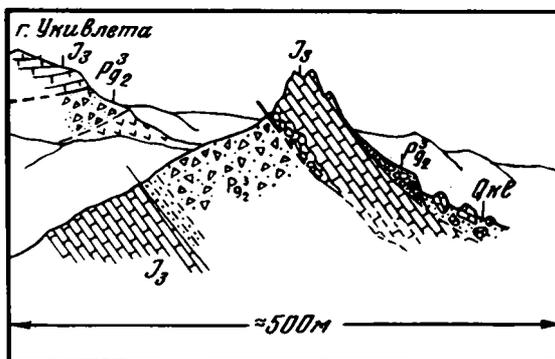


Рис. 44. Блок верхнеюрских известняков в толще глыбовых брекчий верхнего эоцена (к востоку от вершины горы Укивлета)

содержатся обломки пород, которые образуют надвинутый на них покров, указывает на генетическую связь образования брекчий с разрушением этого покрова. Этот покров, а также и другие пластины являются, вероятно, отторженцами верхнеюрских массивов, расположенных южнее (хр. Велуанта и др.).

Брекчии, подстилающие покров Укивлета, сложены глыбами и обломками известняков и различных вулканогенных пород основного состава, погруженных в туфовый, местами в лавовый цемент. Они представляют собой нормально-осадочные, а также туфовые и лавовые брекчии. В западном направлении они очень быстро сменяются брекчиями из обломков только вулканогенно-осадочных пород. На северном склоне горы Укивлета под туфовыми брекчиями обнажаются миндалекаменные темные порфириды андезито-базальтового состава. Их положение не очень ясно из-за недостаточной обнаженности, но, вероятно, они генетически связаны с туфовыми и лавовыми брекчиями. Кроме того, эффузивы основного состава обнажены и в других местах в толще пород верхнего эоцена (Майсадзе, 1970в). Ф.Д.Майсадзе, который специально занимался детальным изучением вулканогенно-осадочных образований данного района, устанавливает, что вулканогенная часть глыбовых брекчий, сложена агломератовыми туфами и туффитами, а также авгит-лабрадоровыми и авгит-битовнитовыми порфиритами и оливиновыми базальтами, которые аналогичны верхнеэоценовым образованиям Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Глыбовые брекчии (как их нормально-осадочные разности, так и вулканогенно-осадочные) залегают с нормальным стратиграфическим контактом на размытой поверхности более древних образований зоны Грузинской глыбы. Так в западной части области распространения глыбовых брекчий они залегают на толще известняков верхней юры. Также они с размывом залегают на верхнеюрских известняках и восточнее в долине р. Грамула. Следовательно, глыбовые брекчии рассматриваемого района принадлежат зоне Грузинской глыбы, ее северной периферии.

Возраст толщи глыбовых брекчий в настоящее время всеми исследователями устанавливается как позднеэоценовый (Гамкрелидзе, Зесашвили, 1965; Майсадзе, 1970в). И хотя фауны в этих отложениях не найдено, представляется, что позднеэоценовый возраст этих образований может быть достаточно уверенно установлен на основе следующих соображений.

1. Заполняющее вещество, цемент в брекчиях, а также песчано-глинистые прослои аналогичны по составу и облику породам нормально-осадочной свиты, возраст которой устанавливается на основании фауны.

2. В обломках глыбовых брекчий содержатся породы среднего эоцена (Майсадзе, 1970в). Более же молодые – олигоценовые и миоценовые – отложения представлены в этой зоне в совершенно иных фациях.

3. Глыбовые брекчии занимают сейчас структурную позицию, сходную с таковой отложений верхнего эоцена в более восточных районах, где они морфологически сходны.

Таким образом, в области, прилегающей с востока к Сханарской синклинали, отложения верхнего эоцена представлены мощным комплексом (500–700 м) глыбовых брекчий, среди которых выделяются нормально–осадочные брекчии и вулканогенно–осадочные и вулканогенные образования в виде агломератовых туфов, туффитов и эффузивов основного состава. Большая часть глыбовых образований представлена нормально–осадочными брекчиями, которые представляют собой свал обломков различной величины (до десятков метров в поперечнике), погруженных в песчано–глинистый цемент, часто с весьма значительной примесью туфового материала. Брекчии сложены обломками, главным образом, верхнеюрских известняков и среднеюрских вулканогенно–осадочных пород, в меньшей степени черными глинистыми сланцами типа верхнелейасовых, мергелями среднего эоцена и породами мелового флиша. Комплекс глыбовых брекчий характеризуется сильной фашиальной изменчивостью: брекчии и по разрезу и по простиранию на коротких расстояниях сменяются песчанистыми разностями пород, распределение обломков в брекчиях резко не равномерно. Верхнеэоценовые глыбовые брекчии трансгрессивно перекрывают различные горизонты пород Грузинской глыбы и являются принадлежностью именно этой зоны.

Как можно видеть, комплекс верхнеэоценовых отложений, помимо значительного сходства с одновозрастными образованиями зоны флиша, которая была описана раньше, имеет и некоторые (часто существенные) черты отличия. Различие выражено в принадлежности к иной зоне – зоне Грузинской глыбы, сильной фашиальной изменчивости, отсутствии флишевых отложений, проявлении вулканизма. Сходство определяется, прежде всего, накоплением огромных объемов грубообломочного, несортированного материала в виде брекчий, конгломератов и отдельных, часто огромных, глыб. Более того, сходство обнаруживается и в присутствии тесно связанных с этим комплексом отложений тектонических покровов. Генетически комплекс отложений района Сханарской синклинали и комплекс верхнеэоценовых отложений флишевой зоны являются аналогами. Различие же их обусловлено тем, что они образовались в разных структурно–формационных зонах: один – в субплатформенных условиях относительно приподнятого жесткого массива Грузинской глыбы, другой – в зоне флишевого прогиба.

Отложения рассмотренного типа как в зоне флиша, так и краевой части Грузинской глыбы не представляют исключительного случая. Подобные образования распространены достаточно широко в пределах Альпийского складчатого пояса. Они известны уже с конца прошлого столетия на территории Швейцарских Альп, где прекрасно изучены и описаны. Представляется интересным и полезным для лучшего понимания строения и происхождения этих образований дать описание их в различных районах и, прежде всего в области Швейцарских Альп.

## ДИКИЙ ФЛИШ ШВЕЙЦАРСКИХ АЛЬП

В 70–90 гг. прошлого столетия внимание альпийских, главным образом швейцарских, геологов было привлечено к своеобразному комплексу отложений, характерной чертой которого, с одной стороны, являлось наличие в тонкой песчано-глинисто-известковой основной массе горизонтов и линз грубообломочных конгломератов и брекчий, а также отдельных блоков и глыб различных осадочных и магматических пород, достигающих огромного размера, и сильная тектоническая их переработка – с другой (Kaufmann, 1878, 1886; Schardt, 1898a, б).

Классической областью изучения этих образований стал район мульды Хабкерн, расположенной в северной части Центральной Швейцарии, между Тунским и Фирвальдштетским озерами (рис. 45), где Ф.Кауфман (Kaufmann, 1886) дал им наименование "Wildflysch" – "дикий флиш". Вскоре стало известно, что подобные образования развиты и в других районах Альп.

Описанию дикого флиша посвящено большое количество работ. В результате изучения этой группы осадков в конце прошлого – начале нынешнего века сформировались основные представления о их тектонической позиции, стратиграфии, характере и происхождении включений и т.д. (Beck, 1911, 1912; Boussac, 1912; Schider, 1913; Lugeon, 1916; Gagnebin, 1917; Oberholzer, 1917; Heim, 1921; Tercier, 1928a, б, 1934; Kraus, 1932; и др.),

Нет необходимости говорить об истории изучения описываемых здесь образований: интереснее проследить ее в процессе последующего изложения материала. Нужно отметить только, что внимание геологов к дальнейшему изучению альпийского дикого флиша не ослабело и до настоящего времени (Cadisch, 1953; Gigon, 1952; Geiger, 1956; Kraus, 1951; Трюмпи, 1965; и др.). Образования дикого флиша приурочены к Ультрагельветским покровам<sup>1</sup> и протягиваются вдоль внешнего края Альп на расстояние более чем 200 км от Женевского озера на юго-западе до оз. Валлен на северо-востоке. Наиболее полно они развиты и лучше всего изучены в зоне Хабкерн.

## СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ХАБКЕРН

Между озерами Тунским на западе и Фирвальдштетским на востоке, севернее Бриенцкого и Зарненского озер, расположена крупная синклиналичная структура, выполненная флишевыми образованиями мела-палеогена Ультрагельветских покровов (рис. 46, 47). Эта структура получила у альпийских геологов наименование "мульда Хабкерн" по названию расположенного в западной части района одноименного населенного пункта. Собственно мульдой данная структура названа только благодаря наличию в этой области тектонического покрова Шлирового флиша, который имеет форму запрокинутой к северу синклинали и со всех сторон обрамлен толщами верхнеэоценового флиша. В целом же мульда Хабкерн представляет собой узкую полосу флишевых образований верхнего эоцена, тектонически зажатую с юга и севера аллохтонными элементами

<sup>1</sup> При дальнейшем описании используется терминология альпийских геологов.

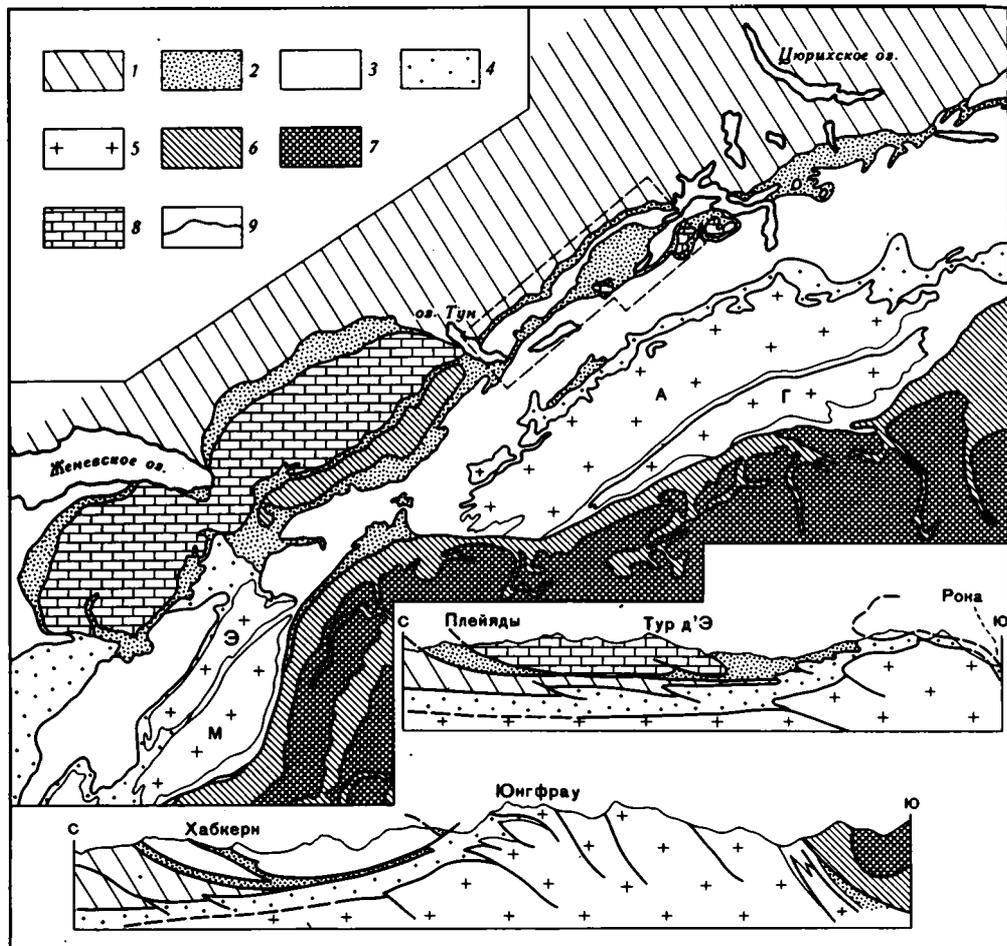


Рис. 45. Тектоническая схема северной части Швейцарских Альп (на основе Carte geologique de la Suisse, 1951)

1 - молассовая зона; 2 - Ультрагельветские покровы (включающие дикий флиш); 3 - Гельветские покровы; 4 - автохтонный и параавтохтонный чехол герцинских массивов; 5 - кристаллические ядра герцинских массивов (А - Аарский, Г - Готтардский, Э - Эгюй-Руж, М - Мон-Блан); Пеннинские покровы: 6 - породы чехла; 7 - породы кристаллического основания; 8 - покровы Преальп; 9 - границы покровов. Врезка - контуры карты рис. 47

Гельветских покровов, сложенных породами мезозойского и палеогенового возраста, поэтому, мне кажется, будет правильнее именовать данную структуру не мульдой, а зоной Хабкери. Границы зоны Хабкери совпадают с границами распространения верхнеэоценового флиша, составной частью которого является и дикий флиш.

Зона Хабкери, а следовательно и интересующие нас образования верхнеэоценового дикого флиша, на северо-западе ограничена пологим разрывом, по поверхности которого осадочные породы зоны надвинуты на мезозойские и палеогеновые образования гельветского элемента Шраттенфлю-Пилатус. С юга зона Хабкери ограничена надвинутой на нее аллохтонной массой пород лобовой части гельветского покрова Друзберг-Вильдхорн, в строении которого принимают участие отложения от юры до верхнего эоцена включительно.

Внутренняя структура зоны характеризуется сложным чешуйчатым строением. Помимо нескольких тектонических чешуй внутри толщи пород верхнеэоценового флиша, о которых речь пойдет впереди, выделяется крупный тектонический покров уже упоминавшегося Шлирового флиша, залегающий на флише верхнего эоцена. Шлировый флиш сложен породами верхнего мела — палеоцена и принадлежит также Ультрагельветским покровам.

Важным элементом зоны Хабкери являются останцы покрова Клиппов, который некогда был распространен очень широко в Альпийской зоне, но в настоящее время большие площади занимает только в составе покровов Средних Препальп в районе Женевского озера. В зоне Хабкери сохранились останцы этого покрова, которые аллохтонно залегают на нижележащих образованиях дикого и Шлирового флиша. Покров Клиппов сложен в основном карбонатными породами мезозоя и палеогена.

Интересующие нас образования верхнеэоценового дикого флиша не ограничены в своем распространении только площадью зоны Хабкери. Они протягиваются на юго-запад до района Женевского озера и на северо-восток до Австрийских Альп на расстояние более чем 200 км. Ультрагельветские покровы (см. рис. 45), с которыми связаны образования дикого флиша, протягиваются вдоль внешнего края Альп, занимая промежуточное положение между зоной альпийских моласс на севере и более южными тектоническими элементами Альп. Если толщи верхнеэоценового флиша зоны Хабкери с севера граничат с образованиями Гельветских покровов, то западнее и восточнее за пределами зоны они непосредственно надвинуты на краевой субальпийский флиш, который, как можно будет видеть в дальнейшем, связан с флишем зоны Хабкери не только пространственно. Все описанные тектонические единицы в настоящее время представляют собой элементы крупных шарьяжей, оторваны от своих корней и находятся в аллохтонном залегании, перекрывая частично автохтонные образования мезозоя-палеогена, частично отложения альпийской молассы. Область образования осадков Ультрагельветских покровов находилась южнее зоны кристаллических герцинских массивов в зоне, перекрытой в настоящее время Пеннинскими покровами (см. рис. 45).

Таким образом, в районе зоны Хабкери в поперечном направлении с севера на юг выделяется несколько разнородных, но тесно связанных один с другим тектонических элементов (см. рис. 47): зона краевого субальпийского флиша, надвинутого на образования альпийской молассы; зона гельветского элемента Шраттенфлю-Пилатус, сложенного породами юры — верхнего эоцена и надвинутого на толщи краевого флиша; собственно зона Хабкери, выполненная отложениями верхнеэоценового дикого флиша и связанными с ним образованиями. На толщах дикого флиша залегают тектонический покров верхнеэоценового-палеогенового Шлирового флиша и останцы покрова Клиппов; зона гельветского покрова Друзберг-Вильдхорн, лобовая часть которого надвинута на отложения зоны Хабкери.

Геологическое строение зоны Хабкери и прилегающих к ней территорий прекрасно изучено (Kaufmann, 1886; Schardt, 1898a,б; Beck, 1912; Lugeon, 1916; Tercier, 1928a; Bentz, 1948; Furrer, 1949; Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; и мн. др.), но описание пород, принадлежащих дикому флишу, для одних районов более полное, чем для других, что объясняется как направленностью проводимых работ, так и характером обнаженности.

В зоне Хабкери выделены (Bentz, 1948; Furrer, 1949; Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; и др.): А — флиш Хабкери, Б — останцы покрова Клиппов, В — Шлировый флиш.

О Шлировом флише и останцах покрова Клиппов уже упоминалось, и о них речь пойдет еще впереди. Под флишем Хабкери понимается развитый в одноименной зоне комплекс верхнеэоценовых отложений, которые и представляют собой интересующий нас дикий флиш.

А. Флиш Хабкери. Толщи флиша Хабкери не подразделялись на более дробные единицы. Но в настоящее время некоторыми авторами внутри

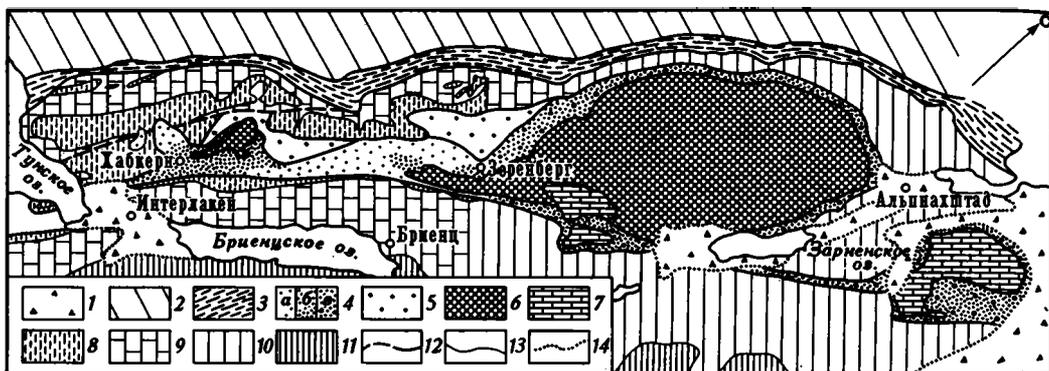


Рис.46. Схема геологического строения области Хабкеры-Альпнах (по данным Bentz, 1948; Gigon, 1952; Soder, 1949; Geiger, 1956; Furrer, 1949).

1 - четвертичные отложения; 2 - альпийская моласса; 3 - субальпийский флиш (приабон). Флиш зоны Хабкеры; 4,а - дикий флиш нерасчлененный, 4,б - с пакетами верхнемеловых слоев Лаймерн, 4,в - собственно дикий флиш с горизонтами брекчий, конгломератов и включениями различных пород; 5 - флиш базальной чешуи (4,а 4,б, 4,в и 5 - верхний эоцен); 6 - шпировый флиш (верхний мел-нижний эоцен); 7 - покров Клиппов. Гельветские покровы (Вильдхорн, Друзберг, Нидерхорн); 8 - эоцен, 9 - мел, 10 - мел-эоцен нерасчлененные, 11 - юра; границы: 12 - тектонические, 13 - стратиграфические, 14 - четвертичных отложений

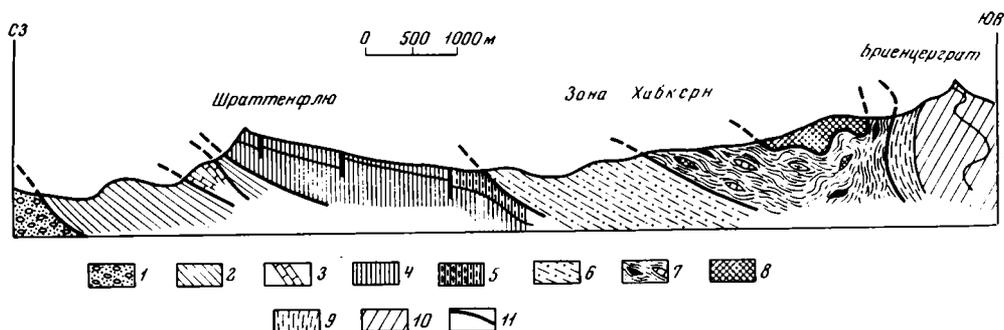


Рис.47. Схематический поперечный профиль через мульду Хабкеры в районе г. Зеренберга (Furrer, 1949; Soder, 1949)

1 - альпийская моласса; 2 - краевой субальпийский флиш (приабон); 3 - тектонический блок известняков; краевой гельветский элемент Шарттенфлю-Питаус; 4 - юра - мел, 5 - верхний эоцен; Зона Хабкеры: 6-зюдельбахская серия (флиш базальной чешуи) - приабон, 7 - собственно дикий флиш - приабон, 8 - Шпировый флиш - верхний мел-нижний эоцен; гельветский покров Друзберг-Вильдхорн: 9 - эоцен, 10 - юра - мел; 11 - надвиги

флиша Хабкерн выделяется несколько элементов. Так, В. Жигон (Gigon, 1952) рассматривал три составные части, которые являются по существу тектоническими чешуями, надвинутыми одна на другую в северном направлении. Контакты между ними представлены, как правило, надвигами. Флиш Хабкерн, по В. Жигону, можно разделить на: 1) флиш базальной чешуи, 2) флиш с пакетами слоев Лаймерн, 3) собственно дикий флиш (см. рис. 46, 47).

1. Флиш базальной чешуи образует нижнюю тектоническую пластину флиша зоны Хабкерн и представлен толщей мергелей. Значительная толщина пластины, достигающая 1200 м, не отражает истинной мощности мергелей, а обусловлена сложной складчатостью и множеством мелких надвиговых чешуй. Толща обнажена в западной части района северо-восточнее Зеренберга, где по поверхности надвига перекрывает верхнеэоценовые и более древние образования гельветского элемента Шраттенфлю-Пилатус. В свою очередь с юга она перекрывается надвинутыми сверху породами более высокой чешуи флиша с пакетами слоев Лаймерн. К северо-востоку от г. Хабкерн толща флиша базальной чешуи представлена (Gigon, 1952) однообразными светлыми и темными, иногда пятнистыми песчанистыми мергелями с прослоями и линзами тонкозернистых песчаников, конгломератов и брекчий. В одной из таких линз встречен блок гранита до 1,5 м в диаметре. В толще встречаются небольшой мощности линзы и прослои брекчий, состоящие из обломков раковин фораминифер. Среди обломков определены многочисленные милиолиды, нуммулиты, роталиды, оперкулины, глобигерины и др. Характер пород флиша базальной чешуи идентичен по всей площади его развития. Данную толщу П. Зодер (Soder, 1949) описал под названием зюдельбахской серии глобигериновых мергелей. Фауна, определенная из этой толщи, по мнению ряда авторов (Soder, 1949; Gigon, 1952), свидетельствует о позднеэоценовом возрасте (приабон) флиша базальной чешуи.

2. Флиш с пакетами слоев Лаймерн в "чистом" виде встречается только в западной части района, где он по пологому надвику перекрывает флиш базальной чешуи, а в некоторых местах и мезо-кайнозойские породы, слагающие краевой хребет Шраттенфлю-Пилатус. Флиш с пакетами слоев Лаймерн перекрывает образованиями собственно дикого флиша. Между ними контакт тектонический, но в ряде мест невозможно четко установить характер границы. В. Жигон указывает на наличие и нормального стратиграфического контакта между флишем с пакетами слоев Лаймерн и собственно диким флишем, правда, он при этом оговаривается, что не вполне уверен в достоверности этого контакта. В восточном направлении флиш с пакетами слоев Лаймерн не обособляется, что, вероятно, связано с худшей изученностью этих отложений. Флиш с пакетами слоев Лаймерн состоит главным образом из серых глинистых и песчанистых мергелей с многочисленными чешуйками слюды, с прослоями тонкозернистых песчаников, иногда довольно мощными, с прослоями и линзами полигенных брекчий. В массу мергелей включены мелкие обломки и блоки, а также и крупные пакеты слоев Лаймерн, мощность которых достигает иногда нескольких десятков метров (рис. 48). Слои Лаймерн в этом районе впервые были описаны Ф. Кауфманом (Kauffmann, 1886). Они неизвестны в коренном залегании, а представляют собой отдельные иногда маленькие обломки, иногда громадные блоки и пакеты пестрых, красных и зеленых мергелей и известняков. Для характеристики литологического состава приведу разрез одного из блоков, данный в работе В. Жигона (Gigon, 1952). Снизу вверх здесь отмечаются: зеленовато-серые мергели, мергели с линзами известняков, преимущественно светлые плотные известняки, мергели, исключительно известняки, мергели, красные мергели, зеленые и красные мергели и известняки, красные мергели и известняки, светло-серые до зеленоватых пятнистые мергели. Общая мощность пакета достигает 60 м.

Слои Лаймерн содержат многочисленную фауну: *Gumberlina*, *Globigerina cretacea* d'Orb., глоботрунканы группы *Lapparenti*, *Globotruncana leopoldi* Ball. и др. (Gigon, 1952; Soder, 1949), которая указывает, по мнению многих

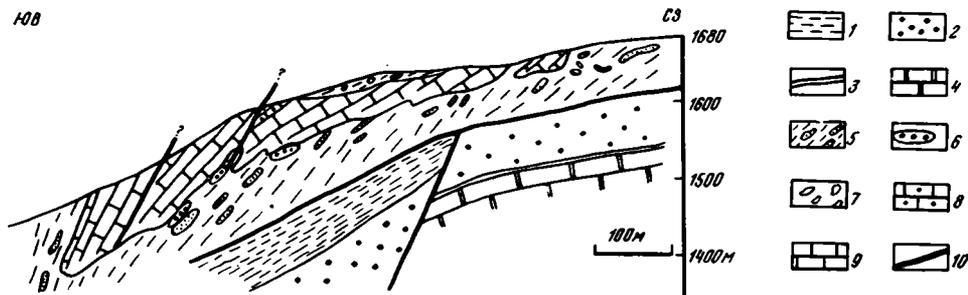


Рис. 48. Геологический разрез флиша с блоком слоев Лаймерн (Gigon, 1952)

Покров Вильдхорн: 1 – глобигериновые мергели, 2 – песчаники, 3 – слои с дискоциклинами, 4 – Шраттовый известняк; 5 – приабонный флиш; 6 – линзы из обломков слоев Лаймерн; 7 – маленькие пакеты слоев Лаймерн; большой пакет слоев Лаймерн: 8 – маастрихт, 9 – турон–кампан; 10 – разрывы. Огромный пакет, сложенный известняками и мергелями слоев Лаймерн, со всех сторон окружен осадками верхнего эоцена и как бы плавает в них. Кроме большого пакета в флишевой толще присутствуют мелкие обломки известняков и мергелей слоев Лаймерн

авторов, на турон–маастрихтский возраст больших пакетов и дат–палеоценовый – маленьких (Brückner, 1952; Gigon, 1952; Soder, 1949; и др.). Мергели же и песчаники, а также полигенные брекчии основной массы содержат фауну фораминифер верхнего эоцена (приабон). Таким образом, в верхнеэоценовых отложениях заключены глыбы более древних пород верхнего мела – палеогена.

Залегающие в тонкой песчано–мергелистой основной массе блоки имеют как округлую, так и угловатую форму. Чаще всего окатанность отсутствует. Иногда они имеют форму линз и пакетов, вытянутых по простиранию слоев основной массы. Породы слоев Лаймерн образуют не только самостоятельные блоки, но и являются компонентами полигенных брекчий и конгломератов. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до многих десятков и сотен метров в поперечнике. Снизу и сверху блоки “окутаны” осадками верхнего эоцена, слои которых иногда обтекают блок, иногда резко обрываются на границе с ним. Крупные блоки как бы “плавают” в тонких мергелях и песчаниках верхнего эоцена, причем часто переход от мергелей слоев Лаймерн к мергелям верхнего эоцена почти незаметен, граница между ними устанавливается в таких случаях лишь по находкам остатков фауны. По этому поводу М.Гейгер (Geiger, 1956), например, отмечал, что, если в зеленых мергелях твердо установлены глоботрунканы группы *Lapparenti*, речь идет о меловых слоях Лаймерн. А.Буксторф (Vuxtorf, 1943) в районе Альпнахштада (восточная часть зоны Хабкерт) описал нормальный контакт между пакетом слоев Лаймерн и твердо установленным верхним эоценом. На серых пятнистых мергелях и известняках, в которых были собраны глоботрунканы, указывающие на меловой возраст пород, залегает пласт конгломератов из обломков и галек мергелей и известняков слоев Лаймерн. Мощность пласта конгломератов 20–25 см. Основная масса мергелисто–глинистая. Вверх по разрезу конгломерат сменяется мергелисто–глинистыми сланцами верхнего эоцена. Возраст конгломератов и сланцев основной массы устанавливается по находкам дискоциклин, астероциклин и мелких нуммулитов как позднеэоценовый. Остатки фауны собраны в цементе конгломератов. Но часто нормальные контакты оказываются нарушенными последующими тектоническими движениями. Блоки пород слоев Лаймерн также зачастую бывают деформированы совместно с вмещающими их сланцами верхнего эоцена, которые интенсивно дислоцированы.

Слой мергелей с пакетами слоев Лаймерн, как уже говорилось, образует тектонический контакт с подстилающей пластиной флиша базальной чешуи.

Тем не менее они очень сходны между собой литологически; в том и в другом случае — это глинистые и песчаные мергели с прослоями тонких песчаников, прослоями и линзами полигенных брекчий. Отличаются они только наличием пакетов слоев Лаймерн в верхней чешуе (Gigon, 1952).

Ф.Кауфман, выделивший впервые слои Лаймерн, не дал никакого объяснения появлению меловых пород среди более молодых образований. В дальнейшем многие исследователи по-разному объясняли происхождение более древних осадочных пород в мергелистом флише приабона. Одни геологи считали, что пакеты слоев Лаймерн попали в верхнеэоценовые осадки тектоническим путем как тектонические чешуи (Tercier, 1928a), другие полагали их останцами покровов, в частности покрова Клиппов (Beck, 1911, 1912); и, наконец, третьи утверждали, что блоки и пакеты слоев Лаймерн являются оползневыми массами, которые отрывались от крутых подводных или надводных уступов и сползали по илистому осадку в бассейн накопления флиша (Gagnebin, 1917; Lugeon, 1916; Soder, 1949; Gigon, 1952; Cadisch, 1953; Geiger, 1956; Трюмпи, 1965; и др.).

Некоторые исследователи отмечали, что нельзя сказать уверенно, каким путем попали слои Лаймерн в приабоновый осадок: тектоническим или осадочным (Bentz, 1948). Действительно, последующая интенсивная тектоническая переработка сильно затрудняет решение этой проблемы, но тем не менее имеется ряд наблюдений и фактов, которые, как мне кажется, позволяют однозначно трактовать происхождение большинства включений слоев Лаймерн в верхнеэоценовой осадочной толще. Авторы, которые придерживаются мнения, что Лаймерн-пакеты являются пластинами, сползшими в бассейн накопления верхнеэоценовых осадков, приводят многочисленные доводы в пользу этого взгляда. Это прежде всего тот факт, что породы слоев Лаймерн образуют не только самостоятельные блоки, но являются компонентами полигенных брекчий и конгломератов. Снизу и сверху они "окутаны" осадками верхнего эоцена, причем переход от пород верхнего мела к отложениям верхнего эоцена часто совершенно не заметен. Решающим доказательством поступления меловых пород в бассейн в период осадконакопления является описанный А.Буксторфом (см. выше) контакт между пакетом слоев Лаймерн и отложениями твердо установленного верхнего эоцена.

Все приведенные факты указывают на поступление глыб и пакетов слоев Лаймерн в бассейн непосредственно во время накопления мергелистых илов основной массы флиша в результате развития оползневых процессов.

Таким образом, флиш с пакетами слоев Лаймерн представляет собой толщу интенсивно дислоцированных слоистых мергелей с прослоями песчаников, алевролитов, конгломератов и брекчий позднеэоценового возраста. Главной отличительной чертой этих осадков является наличие большого количества глыб, блоков и пакетов мергелей и известняков верхнего мела — палеоэоцена, которые получили название "слои Лаймерн". Этот флиш образует тектоническую пластину, надвинутую в северном направлении на породы флиша базальной чешуи, с которыми обнаруживает большое литологическое сходство. Флиш с пакетами слоев Лаймерн многими исследователями рассматривается в составе толщ дикого флиша, с которым он сходен и по морфологии осадка и по его структуре. После описания собственно дикого флиша можно будет видеть, что эти два флиша действительно тесно связаны.

3. Собственно дикий флиш. Уже говорилось, что термин "дикий флиш" ввел Ф.Кауфман (Kaufmann, 1886). Под этим названием он описал комплекс темных до черных мягких мергелей, тонкослоистых и сланцеватых, чередующихся с прослоями песчаников, с обломками чуждых пород. Толща этих пород по Ф.Кауфману осложнена многочисленными синклинальными и антиклинальными складками.

Позднее дикий флиш неоднократно описывался многими геологами, причем вышеописанные толщи флиша с пакетами слоев Лаймерн всегда рассматривались в составе дикого флиша. Но в 1952 г. В.Жигон выделил в составе этой

единой толщи дикого флиша флиш с пакетами слоев Лаймерн и собственно дикий флиш (Gigon, 1952).

Собственно дикий флиш выделяется в самостоятельную единицу только в западной части района и представляет собой наиболее верхнюю и южную тектоническую чешую зоны Хабкерн. С подстилающими образованиями Гельветских покровов, а также флишем базальной чешуи и флишем с пакетами слоев Лаймерн зоны Хабкерн собственно дикий флиш имеет тектонические контакты, образованные пологим надвигом, по которому толщи пород собственно дикого флиша перекрывают выше названные тектонические единицы. Но, по свидетельству В. Жигона (Gigon, 1952), местами наблюдается и нормальный стратиграфический контакт между толщами собственно дикого флиша и подстилающими его образованиями. Как уже говорилось, контакт этот не может считаться однозначно установленным.

Толщи собственно дикого флиша на всей территории своего распространения имеют, судя по описаниям, весьма сходный облик и представлены интенсивно дислоцированными темными и черными мергелями и песчаниками с прослоями брекчий и конгломератов, а также с включенными в основную массу блоками и глыбами различных пород. Чтобы лучше представить характер толщ дикого флиша, приведу описание некоторых конкретных разрезов из различных районов описываемой области.

Разрез дикого флиша в долине р. Ломбах (западная часть зоны, по Gigon, 1952). Снизу вверх (рис. 49) здесь выделяются<sup>1</sup>:

1. Темно-серые алевролиты, песчаники, песчаные мергели от светло-серых до черных, сильно перемятые.

2. Конгломераты: гальки нижнего горизонта вдавлены в мергели нижележащего слоя, размер галек от одного до нескольких сантиметров, среди конгломератов линзы и прослои черных мергелей, вверх по разрезу конгломераты переходят в грубозернистые песчаники с отдельными гальками размером с кулак; галька в конгломератах: светло-серые, мягкие известняки, темно-серые известняки, буровато-голубые выветрелые доломиты, тонкозернистые темно-бурые песчаники, ойлкварциты<sup>2</sup>, белые кварциты, светлые биотитовые граниты, зеленые кристаллические сланцы.

3. Яснослоистые тонкозернистые песчаники.

4. Черные мергели с многочисленными линзами тонкозернистых песчаников, с глыбами гипса размером до 1 м.

Разрез в верхнем течении р. Берзельбах (центральная часть района, западнее г. Зеренберга (Soder, 1949). С севера на юг (рис. 50) здесь обнажаются:

1. Глобигериновые сланцы зюдельбахской серии (флиш базальной чешуи).

2. Пятнистые, богатые известью сланцы с глобигеринами, с прослоями темных известняков, содержащих радиолярии.

3. Темные сланцы с прослоями радиоляриевых известняков.

4. Темные сланцы, подобные слою 3, с сильно изогнутыми прослоями алевролитов.

5. Известковистые, сланцеватые породы слоев Лаймерн.

6. Четко ограниченный пласт алевролитов.

7. Полигенные брекчии и конгломераты с большими блоками гранитов Хабкерн<sup>3</sup>.

<sup>1</sup>Номера слоев в тексте соответствуют номерам слоев на рис. 49 и 50.

<sup>2</sup>Ойлкварциты – мелкозернистые, имеющие жирный блеск кварцевые песчаники и кварциты (мелового возраста), встречаются в основании шлирового флиша (Трюмпи, 1965).

<sup>3</sup>Граниты Хабкерн – содержащиеся в диком флише блоки и обломки гранитов с крупными кристаллами красного полевого шпата, желтого и зеленого кварца, белого олигоклаза, черного биотита (коренные выходы не известны).

8. Темные сланцы, переслоенные радиоляриевыми известняками с включениями алевролитов, полигенных брекчий, гранитов Хабкерт, литотамниевых брекчий, темных известняков и обломков пород слоев Лаймерн.

9. Светлые глобигериновые сланцы и темные мергельные сланцы с включениями алевролитов и мощных пакетов слоев Лаймерн.

10. Сланцы с включениями маленьких пакетов слоев Лаймерн, в подчиненном количестве — прослой темных известняков.

11. Карбонатно-сланцевые слои Лаймерн, частично раздробленные, с многочисленными кальцитовыми жилками.

12. Темные сланцы, алевролиты и грубые брекчиевидные богатые кварцем песчаники с редкими обломками дискошклин.

Рис. 49. Разрез дикого флиша в долине Ломбаха (Gigon, 1952)

1 — алевролиты, песчаники; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — черные мергели; 5 — глыбы гипса. Следует обратить внимание на глыбы гипсов в песчано-мергелистой толще приабона

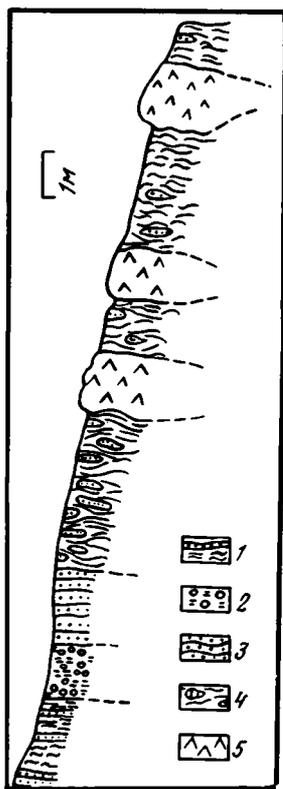
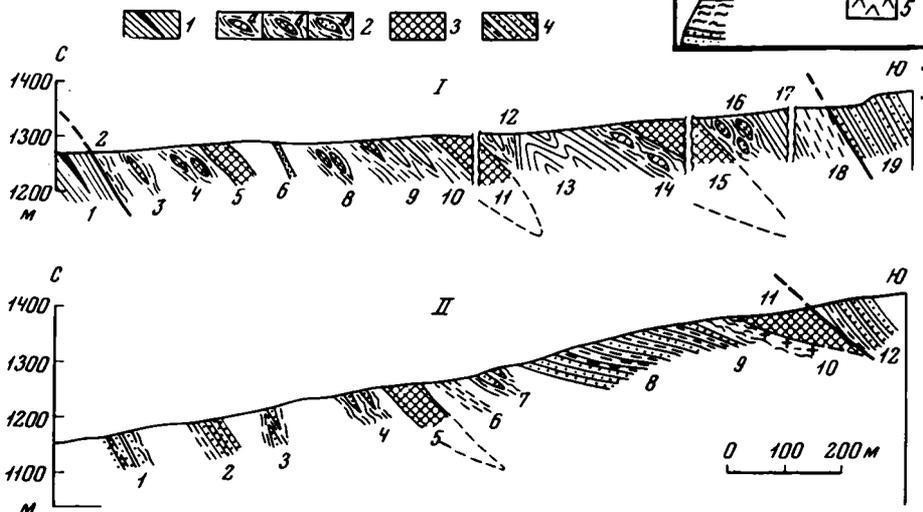


Рис. 50. Разрезы дикого флиша в районе г. Зоренберга (Soder, 1949)

I — профиль по р. Берзельбах; II — профиль по р. Швендибах;

1 — глобигериновые мергели (флиш базальной чешуи, Gigon, 1952); 2 — дикый флиш: а — с обломками известняков, б — с пакетами слоев Лаймерн, в — с конгломератами; 3 — пакеты слоев Лаймерн; 4 — Шлировый флиш; 1-19 на разрезах — номера слоев в тексте



13. Песчанистые глобигериновые сланцы с прослоями песчаников; они образуют две запрокинутые на север складки.

14. Темные сланцы с включениями алевролитов и песчаников.

15. Мощный пакет слоев Лаймерн.

16. Сланцы частично светлые, богатые глобигеринами, частично темные с включениями алевролитов и экзотических брекчий; брекчии содержат обломки хлоритизированных гранитов.

17. Сланцы темные, мергельные, известняки и алевролиты, толща переслоенных песчаников, кварцитов и алевролитов, содержащих остатки глоботрункан и орбитондов (слой 17 принадлежит Шлировому флишу, который залегает на породах дикого флиша в виде тектонического покрова).

Аналогичный или во всяком случае сходный разрез описан П.Зодером (Soder, 1949) по р. Швендибах около Зеренберга. Здесь с севера на юг и снизу вверх по разрезу обнажены (см. рис. 50):

1. Сланцы темные, бурые и зеленоватые, мергельные, с прослоями тонкозернистых, частично углистых алевролитов; пласты сильно развальцованы.

2-3. Темные мергельные сланцы и алевролиты.

4. Алевролит.

5. Серые и зеленые сланцеватые слои Лаймерн.

6. Алевролиты и светлые тонкоплитчатые известняки и сланцы с фукоидами.

7. Темные мергельные сланцы с линзами брекчий из различных осадочных пород и гранитов; среди глыб осадочного происхождения встречены: известняки ургона (нижний мел), обломки верхнемеловых известняков; в цементе брекчий наряду с типичными эоценовыми нуммулитами, дискоциклинами и астероциклинами находятся роталиды и глоботрунканы.

8. Переслаивание тонкозернистых, богатых известью глинистых песчаников с пластами сланцев, местами с прослоями брекчий и конгломератов (размер обломков до 5 см); состав обломков: ургонские известняки, верхнемеловые известняки, доломиты и бурые известняки, граниты; в основной массе — остатки мелких нуммулитов.

9. Грубые конгломераты.

10. Темные мергельные сланцы с прослоями полигенных брекчий, похожих на слой 8; в брекчиях: роталиды, нуммулиты, дискоциклы, литотамниевые водоросли, мшанки; комплекс фауны указывает на верхний эоцен; в верхней части слоя баритовые конкреции.

11. Светлые сланцеватые известковистые породы слоев Лаймерн.

12. Тонкие до грубозернистых песчаники, переходящие местами в светлые чистые известняки; эти породы относятся к Шлировому флишу.

В районе Зарненского озера дикий флиш наиболее полно описан Ф.Бентцем и М.Гейгером (Bentz, 1948; Geiger, 1956; рис. 51). Здесь в темные сильно дислоцированные сланцы включены различные чуждые компоненты как в отдельных блоках, так и в качестве составных частей прослоев и линз брекчий. В брекчиях темно-серая основная масса содержит плохо окатанные угловатые обломки осадочных и кристаллических пород. Особенно много желто-голубых выветрелых доломитов и зеленых хлоритовых сланцев, кроме того, присутствуют мальмские и Шраттовые известняки<sup>1</sup>. Среди крупных включений нужно назвать чешуи известняков Лаймерн и известняков Ванг<sup>2</sup>. Большинство обломков развальцовано и окатано последующими тектоническими движениями.

<sup>1</sup>Шраттовые известняки — светло-серые до серо-буроватых песчанистые и оолитовые известняки барремского возраста; принимают участие в строении Гельветских покровов.

<sup>2</sup>Известняки Ванг — песчанистые, мергелистые, иногда микробрекчиевые известняки (верхний кампан — средний маастрихт), участвующие в строении гельветских покровов.

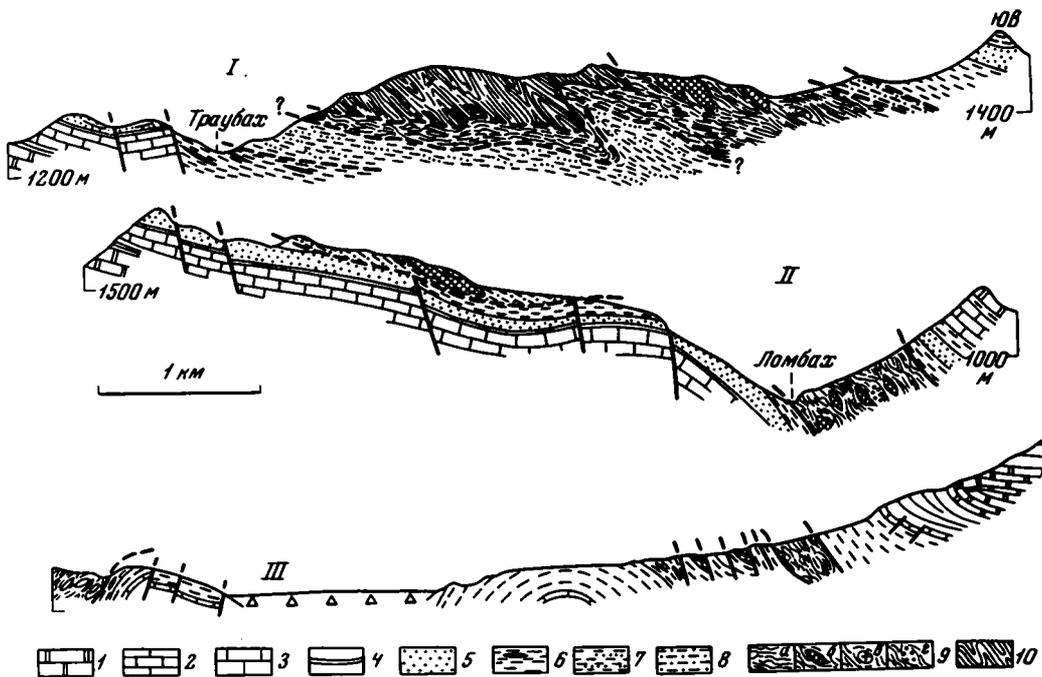
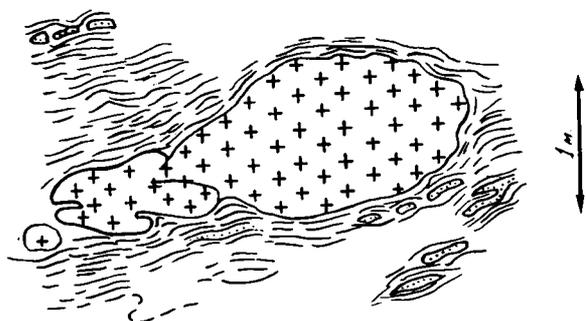


Рис. 51. Геологические профили через зону Хабкерна (I, II - по Gignon, 1952; III - Bentz, 1948)

Покров Вильдхорн-Друзберг: 1, 2, 3, 4, 5 - горизонты нижнего мела - среднего эоцена, 6 - песчаники и мергели с глобигеринами (приабон); зона Хабкерна (Приабон): 7 - флиш базальной чешуи, 8 - флиш с пакетами слоев Лаймерн, 9,а - собственно дикий флиш, 9,б - с пакетами слоев Лаймерн, 9,в - с гранитами, 9,г - с баритовыми конкрециями; 10 - Шлировый флиш

Рис. 52. Блок гранитов Хабкерна в сланцах дикого флиша (Heim, 1921)



Описанные разрезы расположены в различных частях зоны Хабкерна и достаточно полно характеризуют строение флиша всей этой площади. Во всех разрезах мы имеем дело с толщей серых до черных, реже светлых мергелей, иногда превращенных в мергельные сланцы. Мергели переслаиваются с алевролитами, а также тонко- и грубозернистыми песчаниками и темными известняками. В эту основную массу заключены линзы и прослои полигенных и моногенных брекчий и конгломератов, состоящих из обломков и галек различных осадочных и магматических пород. Большую роль играют также включения отдельных обломков, глыб и блоков, часто достигающих огромного размера, разнообразных пород как осадочных, так и кристаллических. Толща характеризуется интенсивной дислоцированностью. Нужно отметить, что образования дикого флиша на всем протяжении зоны Хабкерна имеют сходный облик.

Из рисунков, описания и данных многочисленных авторов (кроме ранее упоминавшихся: Hubnoff, 1921; Cornelius, 1924; Kraus, 1932; Tercier, 1928a, b, 1947; Бубнов, 1960) можно заключить, что дикий флиш является чрезвычайно гетерогенным образованием, в котором можно выделить основную массу и включения.

Основная масса состоит из серых и черных блестящих сланцеватых мергелей с подчиненным количеством светлых мергелей, пятнистых или зеленоватых, иногда превращенных в мергелистые сланцы. Мергели часто песчанистые, содержат многочисленные линзы и прослои алевролитов, тонко- и грубозернистых песчаников, темных известняков с радиоляриями; значительное место принадлежит глобигериновым сланцам. Все авторы, изучающие эти образования, применяют к ним термин "флиш". О правомерности использования этого термина речь пойдет ниже.

Включения присутствуют как в виде отдельных обломков, глыб и блоков, так и компонентов полигенных брекчий и конгломератов, прослои и линзы которых в изобилии встречаются в толще дикого флиша.

Глыбы и обломки представлены комплексом разнообразных кристаллических и осадочных пород. Среди кристаллических пород выделяются: граниты Хабкерн (рис. 52), светлые биотитовые граниты, зеленые щелочные граниты, хлоритизированные граниты, гнейсы, кварцевые порфиры, порфириты, хлоритовые и слюдястые сланцы. Наиболее многочисленны граниты Хабкерн. Разнообразны представители осадочных пород: это прежде всего обломки и глыбы слоев Лаймерн, известняки средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, триасовые доломиты, эоценовые известняки с нуммулитами, зеленые песчаники нижнего лютета, ойлкварциты и сланцы. Некоторые типы пород, встречающиеся в диком флише, будут охарактеризованы позднее при обсуждении вопроса о их происхождении. Размеры обломков колеблются в широких пределах — от первых сантиметров до метров и многих десятков метров в поперечнике. Пакеты слоев Лаймерн часто достигают в длину многих сотен метров и могут быть выделены картографически (Soder, 1949). Один из гранитных блоков достигает объема 13 000 м<sup>3</sup> (Трюмпи, 1965; Heim, 1921). Окатанность обломков разнообразна. Встречаются совершенно неокатанные обломки и блоки. С другой стороны, в пластах конгломератов можно видеть прекрасно окатанные гальки.

В основную мергелисто-песчаную массу дикого флиша включены многочисленные прослои и линзы брекчий и конгломератов. Как правило, и те, и другие являются полигенными, состоящими из обломков пород различного происхождения, но встречаются и моногенные брекчии, в которых присутствуют обломки какой-нибудь одной породы, например гранитные брекчии. Цемент конгломератов песчанистый, брекчий — известковистый, реже песчанистый. В ряде случаев цемент почти полностью отсутствует. Конгломераты и брекчии содержат обломки и гальки пород, описанных выше. Размеры их резко различны и колеблются от одного сантиметра до нескольких метров в поперечнике. Сортировка отсутствует. В конгломератах гальки часто прекрасно окатаны, в брекчиях, напротив, преобладают угловатые, остроугольные обломки. Часто в брекчиях встречаются тектонически переработанные, разлинзованные доски мергелей, известняков и алевролитов. Известны литотамниевые брекчии и брекчии с большим количеством обломков раковин, в частности устриц. Иногда внутри пласта брекчий встречаются блоки хорошо сцементированных, по-видимому, более древних, чем брекчии, конгломератов. Конгломераты, судя по описаниям, находятся в подчиненном по сравнению с брекчиями положении. Брекчии в ряде случаев по простиранию замещаются песчаниками.

О характере взаимоотношений основной массы и включений уже говорилось, но, как справедливо отметил П.Бек (Beck, 1911), одна фотография дикого флиша может заменить несколько страниц текста, поэтому я привожу эту фотографию из работы П.Бека, которая прекрасно отражает некоторые характерные черты строения этих образований (рис. 53).

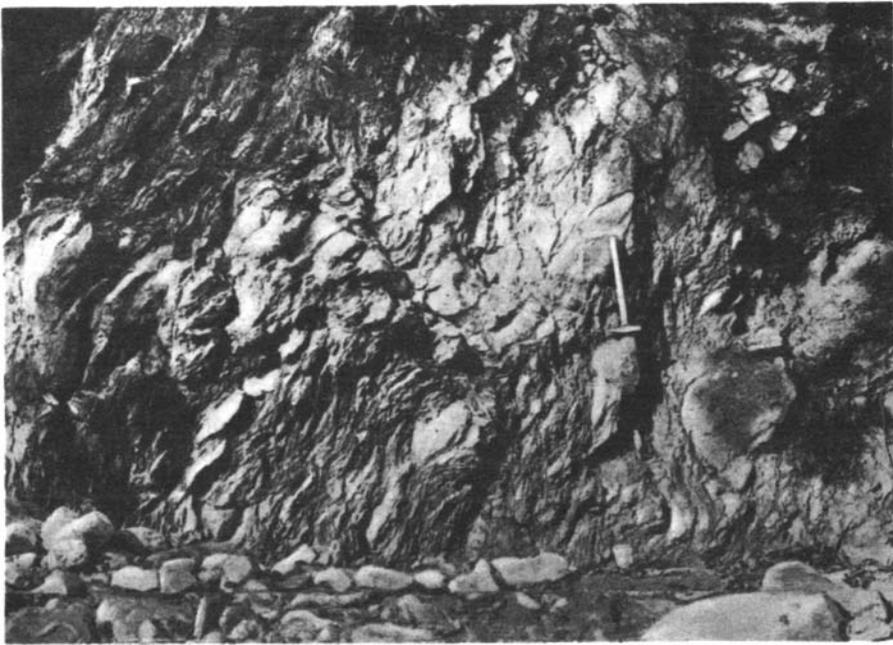


Рис. 53. Сланцы верхнеэоценового дикого флиша с глыбами гранитов и верхнемеловых известняков зоны Хабкери, Швейцария (Беск, 1911)

Видна сильная рассланцовка основной массы мергелей и песчаников и хаотическое, беспорядочное залегание в ней глыб мезозойских известняков и гранитов. Внешне эти отложения обнаруживают большое сходство с аналогичными образованиями Кавказа, изображенными на рис. 28

Все авторы, занимающиеся изучением дикого флиша, отмечают его сильную тектоническую переработку, выраженную прежде всего в наличии большого количества тектонических чешуй, интенсивной складчатости, сильной рассланцовке основной массы, наличии огромного количества зеркал скольжения. Прослои алевролитов, песчаников и известняков будинированы, расташены и разлинзованы, изогнуты и искривлены. Иногда степень тектонической переработки столь велика, что уже невозможно отличить раздробленные и окатанные тектонически породы дикого флиша от чуждых, включенных в дикий флиш, элементов. П.Зодер (Soder, 1949) отмечает, что дикий флиш сейчас представляет собой тектоническую смесь. Но мергели собственно дикого флиша всегда оказываются сильнее рассланцованными и более смятыми, чем породы остальных серий (Gigon, 1952). Здесь же необходимо отметить и тот факт, что толщи пород дикого флиша везде имеют с окружающими образованиями тектонические контакты.

Возраст дикого флиша на основании собранных многочисленных остатков различных фораминифер в настоящее время единодушно признается позднеэоценовым - приабон (Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; Bentz, 1948; Трюмпи, 1965; и др.). Ископаемые остатки собраны как в мергелях, песчаниках и алевролитах основной массы, так и в цементе брекчий и конгломератов.

Интересно отметить, что по поводу возраста дикого флиша вначале высказывались различные точки зрения, так как различные исследователи находили в нем остатки разновозрастной фауны. Иногда они были собраны в блоках, включенных в массу мергелей дикого флиша. Со временем выяснилось, однако, что в диком флише содержится огромное количество ископаемых остатков,

переотложенных из более древних отложений. Возраст стал определяться на основании находок остатков самой молодой фауны. Фауны моложе позднего эоцена не встречено.

Описанные выше флиш базальной чешуи, флиш с пакетами слоев Лаймерн и собственно дикий флиш, как можно было видеть из этих описаний и как свидетельствует автор, их выделивший (Gigon, 1952), имеют много общего. Все три типа отложений характеризуются в основном известковистыми породами с прослоями алевролитов и песчаников, с линзами и прослоями брекчий и конгломератов, а также с включениями отдельных блоков и глыб различных, более древних, чем основная масса, пород и имеют один и тот же позднеэоценовый возраст. Некоторые авторы вообще не отделяют собственно дикий флиш В. Жигона от флиша с пакетами слоев Лаймерн, объединяя их в одну серию дикого флиша (Soder, 1949). Я уже говорил, что остатки ископаемой фауны, собранные во всех трех сериях флиша зоны Хабкертн, свидетельствуют о их позднеэоценовом возрасте; более точное определение на основании собранной фауны фораминифер невозможно. Близкое фашиальное сходство флиша базальной чешуи и флиша с пакетами слоев Лаймерн и их одинаковый возраст, а также то, что последний залегает непосредственно на первом, приводят к выводу, что флиш с пакетами слоев Лаймерн отлагался непосредственно южнее флиша базальной чешуи (Gigon, 1952). Относительно собственно дикого флиша вышеуказанный автор допускает две возможности:

- 1) дикий флиш образовывался южнее, чем флиш с пакетами слоев Лаймерн;
- 2) он мог отлагаться над флишем с пакетами Лаймерн и частично над флишем базальной чешуи. Первый вариант, однако, по мнению В. Жигона, не может объяснить, каким образом крупные пакеты слоев Лаймерн переносились через зону отложения собственно дикого флиша. Автор склоняется ко второму варианту: дикий флиш немного моложе, чем более северные фашии, и налегает на них сверху. Об этом свидетельствует и наблюдаемый в истоках р. Эммы стратиграфический контакт собственно дикого флиша с другими сериями. Однако в большинстве случаев между диким флишем и образованиями северных фаший контакт тектонический. Мне представляется наиболее вероятным, что собственно дикий флиш в нижних горизонтах фашиально замещался в северном направлении флишем с пакетами слоев Лаймерн, так как в обеих сериях содержится большое количество глыб и обломков Лаймерн-слоев. Проскальзывание же отдельных блоков через область отложения собственно дикого флиша связано с тем, что плоские большие пакеты слоистых пород легче скользили по илистому осадку, не зарываясь в него, подобно лыжам, тогда как более тяжелые и неправильной формы блоки гранитов и других пород задерживались ранее, будучи погруженными в тот же полужидкий осадок. Обгон большими блоками двигающейся вместе с ними массы грубозернистого материала для флиша Альп в настоящее время установлен (Хиллс, 1967). О фашиальном замещении свидетельствует и их одновозрастность, и то, что собственно дикий флиш впоследствии оказался надвинутым на флиш с пакетами слоев Лаймерн и флиш базальной чешуи. Самые верхние горизонты дикого флиша, как указывают нормальные стратиграфические контакты, перекрывали северные фашии флиша базальной чешуи и флиша с пакетами Лаймерн-слоев и были несколько моложе их, т.е. здесь, вероятно, существовала скользкая во времени граница (рис. 54).

На севере флиш базальной чешуи по надвигу граничит с верхнеэоценовыми мергелями гельветского элемента Шраттенфлю-Пилатус, которые отличаются от сланцев флиша зоны Хабкертн только тектоническим положением (Soder, 1949; Gigon, 1952). Серия этих слоев образовывалась севернее, чем все предыдущие фашии верхнего эоцена (Gigon, 1952).

Таким образом, устанавливается, что в позднем эоцене существовал достаточно обширный морской бассейн, в котором накапливались тонкие глинисто-карбонатные осадки. В южной части бассейна в этих осадках появляются все более многочисленные прослои и линзы брекчий и конгломератов и отдельные блоки и глыбы, особенно многочисленные в самой южной фашии их — соб-

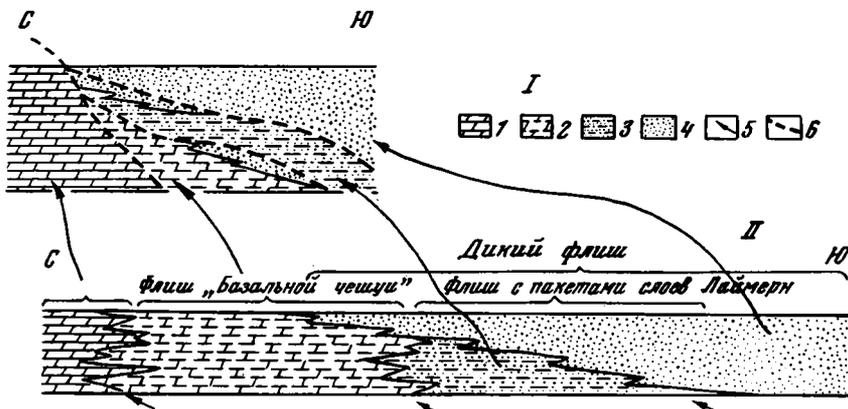


Рис. 54. Принципиальная схема взаимоотношения фаций верхнего эоцена зоны Хабкерн

1 - глобигериновые мергели гельветского элемента Шраттенфлю-Пилатус; 2 - флиш базальной чешуи; 3 - флиш с пакетами слоев Лаймерн; 4 - собственно дикий флиш; 5 - предположительные места тектонических срывов; 6 - разрывы. I - современное положение, II - в верхнем эоцене

ственно диком флише. Кроме того, весьма вероятно, что толши пород собственно дикого флиша, распространяясь к северу, с течением времени перекрывали все более молодые отложения. Представляется весьма правомерным, учитывая сходство всех трех флишевых фаций зоны Хабкерн и описанные только что взаимоотношения их между собой, выделять их в едином комплексе под названием "дикий флиш". При последующем изложении материала я и буду понимать под этим названием весь комплекс флиша зоны Хабкерн, исключая, конечно, Шлировый флиш.

Помимо описанных отложений дикого флиша в западной части зоны Хабкерн некоторыми авторами выделяется еще один комплекс осадков, известный под названием "флиш основания Клиппов" (Geiger, 1956). Эти отложения подстилают обычно останцы покрова Клиппов и представлены комплексом светло-серых тонкослоистых глинистых или слегка песчаных мергелей, которые содержат чешуйки слюды, с прослоями алевролитов, песчаников и литотамниевых брекчий. В песчаных прослоях встречаются глобигерины, лагениды, роталиды, на основании которых возраст отложений устанавливается как позднеэоценовый (приабон; Geiger, 1956). Наряду с пластами песчаников встречаются многочисленные обломки и глыбы известняков Лаймерн, темных кремнистых известняков с остатками радиолярий, доломитов, известняков и мергелей толши "Couches rouges"<sup>1</sup>, которые обнаруживают большое сходство с породами слоев Лаймерн (Schardt, 1898a, б; Gigon, 1952; Geiger, 1956; и др.). Кроме того, в толщах этого флиша содержатся блоки пород, принадлежащие гельветским элементам. В целом комплекс этих пород залегает сравнительно спокойно, но в ряде мест, особенно вблизи покрова Клиппов, в мергелях основной массы наблюдается интенсивная складчатость, прослой песчаников разорваны и изогнуты, куски пород Лаймерн и кремнистых известняков развальцованы и разлинзованы. В ряде случаев наблюдаются тектонически окатанные обломки различных пород.

Можно видеть, что флиш основания Клиппов очень похож на типичный дикий флиш, описанный ранее. Это сходство отмечает и М.Гейгер (Geiger,

<sup>1</sup> "Couches rouges" - "красные слои", мергелистые известняки красные, зеленоватые, с пелагическими фораминиферами, верхний мел - палеоцен покрова Клиппов.

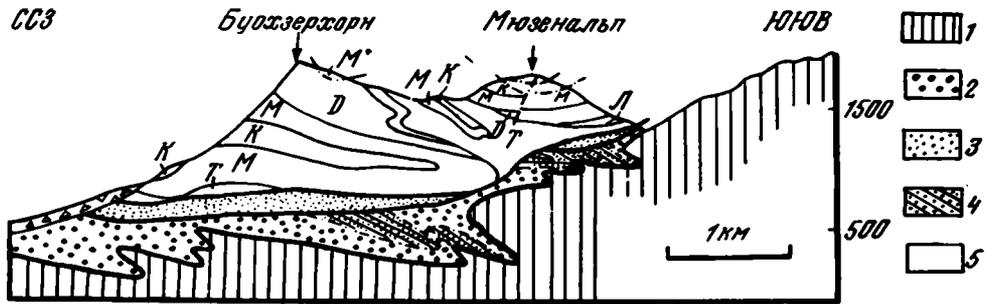


Рис. 55. Схематический профиль через один из клиппов Центральной Швейцарии (Geiger, 1956)

1 - Гельветский покров Друзберг; 2 - дикий флиш; 3 - флиш основания Клиппов; 4 - Шлировый флиш; 5 - покров Клиппов: К - мел, М - мальм, Д - доггер, Л - лейас, Т - триас. Останец покрова Клиппов, сложенный породами мезозоя, залегает на верхнеэоценовом флише основания Клиппов и диком флише, в которых содержатся обломки и глыбы пород покрова Клиппов

1956, стр. 442), который пишет, что "... при прямом налегании обеих флишевых единиц четкое разделение их невозможно". Кроме морфологического сходства не менее важно и то, что оба флиша имеют одинаковый возраст (позднеэоценовый). Ф.Бентц (Bentz, 1948) вообще не отделяет эти две единицы и описывает их вместе как единую толщу дикого флиша, что, конечно, совершенно правильно.

Отличается флиш основания Клиппов от дикого флиша только своим положением: он вместе с клиппами ложится сверху по поверхности надвига и на дикий флиш, и на флиш Шлировый, но в этом нет ничего удивительного, так как тектоника этой зоны необычайно сложна, и различные отложения перекрывают друг друга неоднократно. Достаточно вспомнить, что дикий флиш в южных районах описываемой территории также лежит выше Шлирового флиша, перекрывая последний по поверхности надвига. Таким образом, мне кажется вполне правомочным вслед за Ф.Бентцем флиш основания Клиппов включать в единый комплекс дикого флиша.

Б. Останцы покрова Клиппов. В областях Хабкерн - Альпнахштада (рис. 55) в рельефе резко выделяются скальные вершины, сложенные известняками, мергелями и доломитами мезозойского возраста, которые являются останцами (клиппами) некогда обширного покрова Клиппов, входящего в состав серии покровов Срединных Преальп. В описываемом районе находятся клиппы Гешвиллершток, Штанзерхорн; восточнее, вокруг Фирвальдштетского озера, расположено еще несколько таких же клиппов: Буохзерхорн, Клевенальп, Мюзенальп и другие, описанные в специальной работе М.Гейгера (Geiger, 1956), данные которого и будут использованы в последующем изложении.

Останцы покрова Клиппов залегают на различных горизонтах дикого флиша (в частности на флише основания Клиппов) и на Шлировом флише, и имеют со всеми этими образованиями тектонические контакты. Взаимоотношения останцов с подстилающими образованиями хорошо видно из рис. 55. Западнее описываемой зоны в районе Женевского озера покров Клиппов, составляя единое целое с покровами Срединных Преальп, залегает, имея тектонические границы, прямо на сложно дислоцированных толщах верхнеэоценового дикого флиша. Отложения, слагающие покров Клиппов, имеют следующую стратиграфическую последовательность:

Триас. Светлые мягкие доломиты и пестрые мергели, кавернозные доломиты, гипсы.

Рэт. Переслаивание серых доломитизированных известняков и мергелистых сланцев.

Нижний лейас. Буро-серые песчанистые известняки, иногда оолитовые, доломитовые брекчии и органогенные известняки, состоящие из обломков иглокожих.

Средний лейас. Темно-серые плотные кремнистые известняки.

Верхний лейас. В основном черные кремнистые сланцы с члениками криноидей; в верхней части кремнистые известняки с прослоями мергелей.

Доггер. Серые известняки с прослоями мергелей, серые оолитовые известняки, локально — пласты конгломератов с гальками кристаллических пород; верхний доггер — серые песчанистые известняки.

Мальм. Кремнистые, песчанистые известняки с глауконитом, светло-серые зоогенные брекчии, рифовые известняки.

Нижний мел. Светло-серые мягкие пятнистые мергели с линзами кремней, с кальционеллами и радиоляриями.

Верхний мел. Мягкие серо-зеленые и красные известняки толщи "Couches rouges".

В толщах дикого флиша (во всех его разновидностях) наблюдается большое количество обломков пород, хорошо сопоставимых с породами покровов Клиппов. Это блоки и глыбы гипсов, кремнистых известняков, доломитов, известняков и мергелей толщи "Couches rouges". При этом сходство не ограничивается только литологической общностью — во многих блоках и глыбах собрана фауна, которая позволяет установить и возрастные эквиваленты.

В. Упоминание о Шлировом флише носит формальный характер, но оно уместно, так как толщи этой разновидности флиша являются составной частью описываемой зоны. Шлировый флиш слагает крупный тектонический покров, залегающий на образованиях дикого флиша; этот покров образует синклинальную структуру, собственно мульдугу Хабкерн. Сложен Шлировый флиш толщей темных мергелистых сланцев, известняков, переслаивающихся песчаников и алевролитов. Нижние горизонты представлены образованиями типа дикого флиша. Возраст Шлирового флиша определяется как поздний мел — ранний эоцен (Vonderschmitt, Schaub, 1944).

Прежде чем переходить снова к проблемам дикого флиша, хотелось бы коснуться вопроса об образованиях ему родственных, во всяком случае очень сходных морфологически и, вероятно, генетически. Такими образованиями являются толщи краевого субальпийского флиша.

Краевой субальпийский флиш в районе Хабкерн выходит севернее гельветского элемента Шраттенфлю-Пилатус, отделяя его от зоны развития альпийской молассы (см. рис. 46, 47). И с молассой, и с более южными гельветскими элементами краевого флиш контактирует по крупным надвигам. Его распространение, однако, не ограничено только зоной Хабкерн, но он протягивается к северо-востоку и юго-западу, занимая везде аналогичную позицию. Только в районе Женевского озера этот флиш не отделен от дикого флиша гельветским элементом, а непосредственно подстилает его (рис. 56; Трюмпи, 1965; Tercier, 1928a, b). Судя по описаниям (Beck, 1911, 1912; Schider, 1913; Furrer, 1949), краевой флиш имеет много общего с толщами дикого флиша. Он представлен главным образом светлыми, мягкими, слюдистыми, мергелистыми сланцами большой мощности с прослоями песчаников. В сланцах отмечается большое количество глобигерин. Толща пород интенсивно дислоцирована. В основной мергелистой массе заключены многочисленные включения различных пород, среди которых можно выделить: тектонические включения, состоящие в основном из обломков пород гельветского элемента Друзберг; включения, попавшие во флиш в результате обрушения и оползания в период накопления флиша, которые имеют много общего с породами покрова Клиштов — это прежде всего блоки слоев Лаймерн и гипсов (Schider, 1913; Furrer, 1949).

Возраст краевого флиша разными исследователями определялся по-разному, но в результате специально проведенных работ, во время которых был собран богатый комплекс фауны, окончательно определен как позднеэоценовый (Furrer, 1949). Учитывая разновозрастность образований дикого флиша и краевого

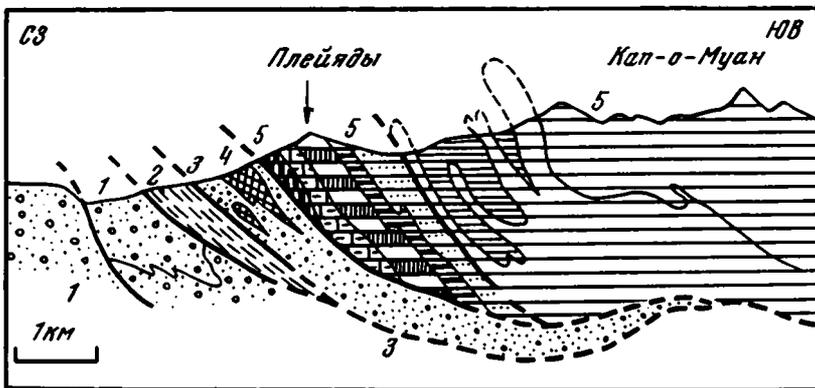


Рис. 56. Геологический профиль краевой зоны Преальп западнее реки Роны (Трюмпи, 1965)

1 – альпийская моласса; 2 – краевой субальпийский флиш; 3 – собственно дикий флиш; 4 – пластины верхнемеловых пород в диком флише; 5 – различные горизонты юрских и меловых пород покрова Срединных Преальп. Верхнеэоценовый дикий флиш залегает в пограничной зоне между альпийской молассой и более южными элементами покрова Срединных Преальп, тесно связан с близкими морфологическими и тождественными по возрасту отложениями краевого субальпийского флиша

субальпийского флиша, а также морфологическое сходство, на которое обращали внимание геологи, его изучавшие (Schider, 1913), мне кажется, можно допустить, что и краевой флиш отлагался в том же бассейне, что и разновозрастные серии дикого флиша, описанные ранее, но только севернее, может быть в промежуточной зоне между флишем базальной чешуи и верхнеэоценовыми мергельными сланцами элемента Шраттенфлю–Пилатус. Данные построения являются, конечно, сугубо гипотетичными, но на основании имеющегося материала представляются мне весьма вероятными.

Вернусь снова к типичному дикому флишу. Распространение дикого флиша не ограничивается рамками зоны Хабкерн. В аналогичных фациях, сходных до деталей с описанными, дикий флиш протягивается в составе Ультрагельветских покровов вдоль фронта Альп на расстояние более чем 200 км от западной окраины Женевского озера до Австрийских Альп на востоке. При этом он везде занимает строго определенную тектоническую позицию в пограничной полосе между образованиями альпийской молассы на севере и гельветскими покровами и покровами Срединных Преальп на юге (Трюмпи, 1965; Furger, 1928в; и др.; см. рис. 45).

Таким образом, в районе Швейцарских Альп наблюдается комплекс осадков верхнего эоцена, который развит в узкой полосе, вытянутой вдоль края Альпийского горного сооружения на значительное расстояние. Ширина выхода комплекса то достигает десятков километров, то сокращается до нескольких сотен метров.

Комплекс представлен мощной толщей мергелей и мергельных сланцев с прослоями темных известняков с радиоляриями, песчаников и алевролитов, которые составляют основную массу отложений. Наряду с этими тонкими разновидностями пород значительную роль играют породы грубообломочные: брекчии и конгломераты, а также включения отдельных глыб, блоков и пакетов различных древних пород как осадочного происхождения, так и магматических. Брекчии и конгломераты характеризуются плохой сортировкой материала или ее полным отсутствием. Размер обломков и галек варьирует от первых сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Количественно брекчии преобладают над конгломератами, т.е. неокатанный обломочный материал играет за-

метно большую роль в строении толщи. Размер отдельных блоков также, как можно было видеть из описания, резко различен и достигает гигантских величин – до многих тысяч кубических метров. Распределение обломочного материала в толще резко неравномерно: то преобладают тонкие разности пород, то основную роль играют грубообломочные разности, которые образуют линзы, прослои и более или менее мощные горизонты внутри мергелисто-глинистой основной массы. Состав брекчий изменяется: можно наблюдать брекчии полигенные, сложенные обломками самых различных пород, в ряде мест, напротив, преобладают брекчии моногенные, в частности гранитные или известняковые. Но какой-либо определенной закономерности в распределении грубого материала по простиранию толщ дикого флиша, судя по литературным материалам, подметить не удастся. Напротив, вкрест простирания толщ дикого флиша наблюдается довольно четкое изменение фашиального состава: в южных частях происходит обогащение грубообломочным материалом, причем заметно и большее его разнообразие; при движении к северу количество грубого материала становится все более незначительным, состав его делается более однообразным, и, наконец, в самых северных фашиях отложений верхнего эоцена грубого материала практически не наблюдается (см. рис. 54).

Одним из характерных свойств данного комплекса осадков является его интенсивная тектоническая переработка, гораздо более сильная, чем в тектонически его подстилающих и перекрывающих образованиях.

Все изложенное приводит к мысли, что речь здесь идет о наличии достаточно протяженного геологического тела, сложенного характерным комплексом тектонически сильно переработанных осадков с выдержанным фашиальным составом по простиранию и с определенным его изменением вкрест простирания. В настоящее время данное тело представляет собой наиболее сложно построенный покров из комплекса Ультрагельветских покровов, который залегает на разных горизонтах автохтонных образований Альп и альпийской молассы, тектонически перекрываясь в свою очередь покровными элементами более южных районов Альп.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДИКОГО ФЛИША

Основная масса дикого флиша, как показывает однообразный мергелисто-глинистый состав отложений, присутствие прослоев известняков с радиоляриями и пелагических фораминифер, вероятно, отлагалась на довольно значительных глубинах в условиях открытого морского бассейна и в удалении от берега (Hsu, 1960), во всяком случае за пределами шельфа. В эти тонкие осадки заключены большие и маленькие обломки и блоки различных более древних пород и прослои брекчий и конгломератов. По поводу того, как попадали в тонкий осадок эти грубые включения, высказывались различные мнения. При описании флиша с пакетами слоев Лаймерн уже говорилось, что существуют в основном две точки зрения на генезис включений: осадочная и тектоническая. На примере слоев Лаймерн было показано, что имеются весьма убедительные факты того, что эти включения попали в верхнеэоценовые осадки в период их образования. То же можно сказать и о большинстве других компонентов, так как они встречаются не только в виде отдельных блоков, подстилаемых и перекрываемых осадком верхнего эоцена, но и в качестве составных частей брекчий, в цемент которых собраны позднеэоценовые фораминиферы. Тем не менее существуют включения и иного происхождения. Рассматривая этот вопрос, Ж.Кадиш (Cadisch, 1953) выделил среди включений: 1 – чуждые включения осадочного происхождения; 2 – тектонически захваченный материал; 3 – тектонически окатанные обломки осадочных пород верхнего эоцена.

1. Чуждые включения осадочного происхождения – это прежде всего пакеты слоев Лаймерн, глыбы гранитов Хабкерн и глыбы и обломки других, ранее описанных пород. Породы этой группы попадали в бассейн в результате обвалов и оползней одновременно с отложением верхнеэоценовых осадков.

2. Вторая группа характеризуется породами, захваченными во флиш при тектонических процессах, происходящих во время или после отложения осадков. Таковыми являются, по мнению Ж.Кадиса, некоторые обломки догерских, мальмских и некоторых других пород, которые оказались оторванными от основания Гельветских покровов и покрова Клиппов. Ф.Бентц (Bentz, 1948) относит к таким чисто тектоническим чешуям блоки известняков Зевер, некоторые большие чешуи Ванг (кампан-маастрихт), блоки нуммулитовых известняков нижнего лютета.

3. Твердые пласты пород (известняки, песчаники, алевролиты), залегающие в сланцах верхнего эоцена в виде прослоев, в результате тектонических движений растаскиваются на отдельные будины, растрескиваются и под влиянием тектонических напряжений принимают караваеобразную или шаровидную форму. При этом они становятся часто неотличимы от обыкновенных галек. В принципе такой же классификации придерживался и А.Гейм (Heim, 1921).

Вызывал разногласия и механизм переноса осадочных включений. Так, А.Гейм считал их перенесенными плавающими льдами. Б.Штудер полагал, что порфириды, габбро и другие магматические породы являются продуктами извержения во время образования флиша. В настоящее время большинство исследователей, учитывая характер основной массы и включений, а также их взаимоотношения, пришли к выводу о том, что подавляющая часть глыб и блоков является продуктами обрушения и оползания подводной или надводной части крутого уступа или кордильеры. Блоки, глыбы и пакеты различных пород после обрушения частично оставались на мелководье, перерабатывались, образуя толщи конгломератов и брекчий, а частично сползали в глубь флишевого бассейна по илистому осадку и вновь перекрывались непрерывно осаждающимся илом (Gagnebin, 1917; Lugeon, 1916; Soder, 1949; Cadisch, 1953; Жинью, 1952; Трюмпи, 1965). В настоящее время образование дикого флиша связывается с оползнями, которые сопровождаются мутьевыми потоками, при этом некоторые глыбы опережают двигающуюся вместе с ними грубообломочную массу (Хиллс, 1967). Существование крутого уступа подтверждается огромным размером глыб, отсутствием сортировки материала и незначительным перемещением его в зоне мелководья, о чем свидетельствует плохая окатанность обломков или чаще полное ее отсутствие. Отмеченное выше незначительное развитие конгломератов в сравнении с брекчиями, вероятно, показывает, что участки размываемой суши были незначительны, шельф узкий, и что обрушение шло главным образом в подводных условиях. Мне представляется, что выводы альпийских геологов очевидны и что данный механизм является, по-видимому, единственно возможным для образования толщ, подобных дикому флишу. Вероятнее всего, что такое обрушение может происходить только в условиях повышенной сейсмической активности зоны обрушения.

Если исследователи дикого флиша единодушно связывают его образование с разрушением крутого надводного или подводного уступа и оползанием огромных масс вместе с мутьевыми потоками вниз по склону в бассейн накопления тонких илистых осадков, то по вопросу о том, где располагался этот уступ, что он собой представлял и каков был режим тектонических движений во время образования дикого флиша, мнения часто расходятся, хотя преобладающее число геологов придерживается сходных точек зрения.

Проблема происхождения материала усложняется еще тем, что некоторые разновидности пород, которые в изобилии встречаются в диком флише в виде так называемых экзотических глыб, нигде в коренном залегании в Альпийской зоне не обнаружены, как, например, граниты Хабкерна.

Г.Шардт (Schardt, 1898a, б) связал образование толщ дикого флиша с разрушением лобовой части покрова Клиппов, обратив внимание на тот факт, что в непосредственной близости от клиппов в подстилающих их образованиях дикого флиша содержатся обломки и глыбы пород в фашиях покрова Клиппов. Как отмечает Р.Трюмпи (1965, стр. 88), из этой гипотезы следовало, что

"... экзотические валуны в верхнеэоценовом диком флише Ультрагельветских покровов генетически связаны с внутренними зонами и могли некогда принадлежать Пеннинским или Австро-Альпийским покровам". В дальнейшем большинство геологов придерживалось взгляда о южноальпийском происхождении экзотического материала за счет разрушения Пеннинских и Австро-Альпийских покровов (Bubnoff, 1921; Tercier, 1928a, b; Kraus, 1932; Cadisch, 1953; Бубнов, 1960; и др.). М.Люжон (Lugeon, 1916) считал, что существовал гранитный порог в переходной зоне между Ультрагельветской и Пеннинской областями, который, разрушаясь, поставлял обломки в дикий флиш. Эту точку зрения поддержал В.Леопольд (Leopold, 1942), выдвинувший идею о существовании Ультрагельветского порога, южнее которого располагался бассейн накопления Шлирового флиша. Можно будет видеть в дальнейшем, что эта гипотеза несколько не исключает шарьяжной, как совершенно справедливо считает Р.Трюмпи (1965).

Гипотеза же происхождения грубообломочного материала в результате разрушения фронтальной части надвигающегося на флишевое море покрова находила все больше сторонников среди альпийских геологов (Beck, 1911; Gigon, 1952; Kraus, 1932, 1951; Sujkowski, 1957).

И даже те геологи, которые не признают подобной трактовки, все-таки вынуждены отмечать вероятность действия этого механизма и связь дикого флиша с крупными покровами (Жинью, 1952; Трюмпи, 1965; Hsu, 1960). Так, Р.Трюмпи отмечает, что ... "флишевые кордильеры несут следы складчатости и надвигообразования" (1965, стр. 106) или ... "кордильеры флишевой стадии представляют собой обрывистые островные дуги, образованные сжимающими стрессами" (там же, стр. 110). В пользу образования дикого флиша за счет разрушения покровов свидетельствует прежде всего тот факт, что наблюдается перемещение флишевого бассейна с течением времени по направлению к внешней стороне Альп (Трюмпи, 1965). Наличие большого количества глыб и обломков различных пород в фашиях налегающего на дикий флиш покрова Клиппов (Schardt, 1898a, b; Beck, 1911; Gigon, 1952; Geiger, 1956; и др.), сам факт перекрытия толщ дикого флиша покровами более древних отложений, последующая интенсивная тектоническая переработка, гораздо более сильная, чем в других флишевых единицах, а также совпадение времени образования толщ дикого флиша с временем значительных шарьяжных перемещений, вероятно, позволяют решить вопрос об образовании толщи дикого флиша и связать его (образование) с разрушением фронта продвигающегося покрова<sup>1</sup>.

Кроме гранитов и кристаллических сланцев обломочный материал экзотических блоков представлен различными осадочными породами. Многие осадочные образования обнаруживают уверенное сходство с породами покрова Клиппов - это прежде всего триасовые доломиты и гипсы, различные известняки средней и верхней юры и нижнего мела (Schardt, 1898a, b; Beck, 1911; Geiger, 1956; и др.). Но основная масса больших пластин и блоков, а также мелких обломков представлена породами слоев Лаймерн, и восстановление источника именно этих отложений должно дать ответ, где же располагался и чем был сложен порог, поставляющий грубый материал в дикий флиш (Geiger, 1952). Одни геологи считают их аналогами известняков и мергелей слоев Зевер<sup>2</sup> гельветских покровов Друзберг-Вильдхорн (Heim, 1921; Leopold, 1942). Другие исследователи относят породы слоев Лаймерн к фашии "Couches

<sup>1</sup>В Альпах устанавливается фаза шарьяжеобразования на рубеже позднего эоцена - раннего олигоцена; во время ультрагельветской фазы в конце эоцена произошло перемещение покровов до среднего Гельветикума (Трюмпи, 1965; Brückner, 1952).

<sup>2</sup>Слон Зевер - кремневые, зеленовато-серые известняки с тонкими прослоями мергелей (возраст от сеномана до, предположительно, сенона), принадлежащие Гельветским покровам.

rouges" покрова Клиппов Срединных Преальп (Schardt, 1898a, 6; Beck, 1911; Kraus, 1951; Gigon, 1952; Geiger, 1956). П. Зодер (Soder 1949) считает, что отложения слоев Лаймерн образовались в области, промежуточной между бассейном накопления известняков Зеевер и фации "Couches rouges". Все авторы основывались в своих выводах прежде всего на литологическом сходстве комплекса слоев Лаймерн с той или иной группой близких по возрасту или одновозрастных осадков. При описании флиша с пакетами слоев Лаймерн можно было видеть, что эти породы представлены пестрыми серыми, зелеными, красными мергелями и известняками, возраст которых на основании многочисленных находок фауны определяется в интервале от турона до палеоцена включительно. Исходя из возрастных соотношений, от сравнения слоев Лаймерн с известняками Зеевер нужно, конечно, отказаться, как и считает В. Жигон (Gigon, 1952), поскольку последние оказываются древнее. Отложения слоев Лаймерн, обнаруживая большое литологическое сходство с породами фации "Couches rouges", имеют, как и они, возраст от турона до палеоцена (Berliat, 1942), что указывает на родство этих двух групп осадков. Бассейн отложения слоев Лаймерн, по мнению В. Жигона (Gigon, 1952), детально изучившего эти образования, связан непосредственно с таковым толщи "Couches rouges", хотя и не является полностью идентичным.

Таким образом, в диком флише мы видим отторженцы как нижних членов разреза покрова Клиппов (триас, юра – нижний мел), так и более высоких (верхний мел – палеоцен) горизонтов. Учитывая также, что этот покров во многих местах подстилается диким флишем (Geiger, 1956; Bentz, 1948), можно считать связь образования дикого флиша с разрушением именно этого покрова достаточно очевидной.

Чтобы закончить изложение материала по дикому флишу Швейцарских Альп, необходимо остановиться еще на некоторых, в значительной степени достоверных, но часто и достаточно гипотетичных проблемах общей палеогеографии бассейна, в котором отлагался дикий флиш, а также на терминологических вопросах, связанных с применением к этим образованиям названия "флиш".

В прекрасной работе, посвященной геологии альпийского флиша, Ж. Терсье (Tercier, 1947) обратил внимание на тот факт, что по существу ... "дикий флиш является в обычной седиментации флиша особым случаем. Он является в самом деле флишем, который его (флиша. – М.Л.) практически лишен".

Действительно, из описания комплекса дикого флиша вовсе не вытекает, что эти отложения обладают полным набором признаков, характерных для типичного флиша. Некоторые исследователи считают, что вообще никакой связи между флишем и диким флишем не существует, и что это – совершенно различные образования (Brückner, 1956). Тем не менее в Альпийской области толщи верхнеэоценового флиша образуют наиболее верхние горизонты флишевого комплекса внутренних зон (Ультрагельветской; Hsu, 1960). Флишевая седиментация сохраняется в постэоценовое время только во внешней автономной зоне Альп и то лишь до конца олигоцена (Трюмпи, 1965). Практически одновременно с образованием толщ дикого флиша и сразу же вслед за ним происходят надвиговые движения ультрагельветской фазы (поздний приабон; Brückner, 1952), во время которой происходит перемещение покровов с юга до среднего Гельветикума и флишевая седиментация в Ультрагельветской зоне прекращается. С олигоцена начинается качественно новый этап – молассовый, который характеризуется совершенно иным типом осадконакопления и стилем тектонических движений (Жинью, 1952; Трюмпи, 1965).

Учитывая историческое единство толщ дикого флиша с флишем вообще, нельзя ставить их в отрыве один от другого только потому, что первый не обладает некоторыми необходимыми для типичного флиша чертами (ведь он и называется "дикий флиш", а не просто флиш). Гораздо важнее то, что обе эти группы осадков знаменуют собой определенный этап развития крупной тектонической зоны. Диким же флишем верхнего эоцена фактически заканчивается флишевая стадия развития Альпийского региона.

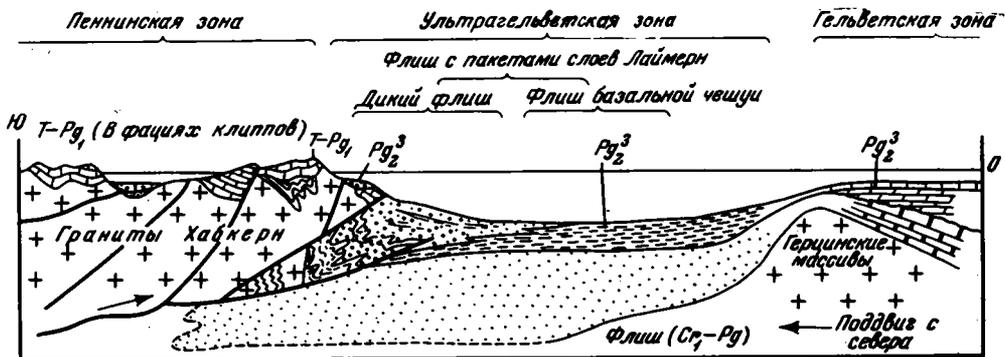


Рис. 57. Схематический палеогеографический профиль через верхнеэоценовый бассейн Швейцарских Альп (использованы представления М. Жинью, Е. Крауса, К. Сю) в интерпретации автора (масштабы не выдержаны)

Уже отмечалось, что образования дикого флиша связаны с Ультрагельветскими покровами. Осадки, слагающие эти покровы, отлагались в бассейне, который располагался к югу от герцинских массивов, в области, ныне перекрытой Пеннинскими покровами, в частности, покровом Большой Сан-Бернар (Hsu, 1960). В южной части этого бассейна существовал барьер, образованный надвигающимися с юга на флишевое море покровами, за счет разрушения которых и образовался дикий флиш. Исходя из состава обломков, нужно считать, что фундамент этого покрова состоял из гранитов типа Хабкерна, других гранитоидов и различных метаморфических сланцев. Осадочный чехол был представлен главным образом (во всяком случае лобовая часть уступа) различными мезозойскими породами типа "Couches rouges" и в меньшей степени другими типами пород (Gigon, 1952).

К сожалению, связь толщ типа "Couches rouges" с гранитно-метаморфическим фундаментом нигде не установлена. Сейчас трудно решить однозначно, где именно располагался этот уступ, однако представляется, хотя и гипотетичным, но весьма вероятным, что он в значительной степени развивался из Суббриансонской и Бриансонской зон, которые представляли собой относительно приподнятый элемент на границе Ультрагельветской и Валисской зон на севере и эвгеосинклинальной Пьемонтской зоны на юге (Трюмпи, 1965). Правда, развитие покровов из определенных палеогеографических элементов в стиле классических построений Э. Аргана отрицается некоторыми исследователями (Трюмпи, 1965). Но то, что мы видим в диком флише элементы пород чехла Бриансонской и Суббриансонской зон (породы покрова Средних Препальп, как считают альпийские геологи, образовались именно в этих зонах; Трюмпи, 1965) подтверждает эту точку зрения. Присутствие же в диком флише элементов Австро-Альпийских покровов свидетельствует, вероятно, о том, что ко времени образования дикого флиша нижние Пеннинские и Нижневосточноальпийские покровы значительно сдвинулись к северу и примыкали прямо к Ультрагельветскому бассейну (Cadisch, 1953). Палеогеографический профиль через бассейн накопления дикого флиша с учетом всего сказанного выше, а также представлений различных авторов (как сторонников шарьяжной гипотезы происхождения дикого флиша, так и ее противников) рисуется в том виде, как он показан на рис. 57. Подводя итог всему изложенному, нужно отметить следующее.

1. На территории северной части Швейцарских Альп, в пограничной зоне между образованиями альпийской молассы на северо-западе и внутренними элементами Альп на юго-востоке, получил распространение принадлежащий Ультрагельветским покровам комплекс осадков верхнего эоцена (приабон), который характеризуется:

- наличием тонкой глинисто-известковой основной массы, в которую вклю-

Сравнительная таблица отложений верхнего эоцена Южного склона Большого Кавказа и дикого флиша Швейцарских Альп

Кавказ	Признаки	Альпы
На границе молассовой зоны и шарьированных на нее более древних отложений зоны флиша	Современное структурное положение	На границе молассовой зоны и шарьированных на нее отложений более южных элементов Альп
Песчано-глинистый флиш с горизонтами, прослоями и линзами брекчий и конгломератов, а также с отдельными глыбами и покровными пластинами, заключенными в песчано-глинистую основную массу. Сильная тектоническая переработка	Морфология осадка	Песчано-мергелисто-глинистые отложения с горизонтами, линзами и прослоями брекчий и конгломератов, с отдельными глыбами и наектами более древних пород. Сильная тектоническая переработка
Относительно приподнятая зона с эпиплатформенным режимом развития (Грузинская глыба), которая являлась южным ограничением флишевого бассейна.	Что разрушалось	Относительно приподнятая зона (Бриансонская и Суббриансонская), которая являлась южным ограничением флишевого бассейна
Бурное развитие оползневых и обвальных процессов на фоне накопления тонких песчано-глинистых флишевых отложений	Особенности седиментации	Бурное развитие обвальных и оползневых процессов на фоне накопления тонких глинисто-известковистых осадков
С интенсивными тектоническими движениями, приводящими к образованию покровов, с разрушением фронтальных частей двигающихся покровов	С какими процессами связано непосредственно образование грубообломочного материала	С разрушением фронтальной части покровов, образовавшихся в результате тектонических движений ультрагельветской фазы
Пространственно связан с зоной флиша и надстраивает флишевый разрез, образуя его верхние горизонты	Связь с определенной структурно-фациальной зоной	Образует наиболее верхние горизонты флишевого разреза Ультрагельветской зоны
В основном верхние горизонты верхнего эоцена	Возраст	Верхний эоцен (скорее его верхние горизонты)
?	Название	Дикий флиш

чены отдельные глыбы и блоки пород различного возраста и происхождения, а также пласты и линзы грубообломочных брекчий и конгломератов;

– интенсивной тектонической переработкой этих образований, выраженной в образовании тектонических чешуй, надвигов, интенсивной складчатости, разлинзовании и будинировании пластов компетентных пород и т.д.

2. Условия осадконакопления этих отложений характеризуются бурным развитием обвальных и оползневых процессов на крутом склоне при непрерывном накоплении тонкого глинисто-известкового осадка в достаточно глубоководных частях обширного морского бассейна. Но имеются и признаки наличия прибрежных образований (конгломераты с хорошо окатанной галькой).

3. Устанавливается определенная связь пород, представленных в блоках и глыбах, с породами, развитыми в покровах (в частности в покрове Клиппов).

4. Наличие столь своеобразных условий осадконакопления, связь включений с породами, слагающими покровы, которые в настоящее время перекрывают эту характерную группу осадков, необычно сильная последующая тектоническая переработка, гораздо более интенсивная, чем в других сериях, а также совпадение времени возникновения этих отложений со временем интенсивных тектонических движений, приводящих к образованию шарьяжей, позволяют связывать образование этих отложений с разрушением фронтальной части продвигающегося покрова.

5. Комплекс, который получил название "дикий флиш", венчает разрез флишевых отложений внутренних Альпийских зон. С начала олигоцена начинается новый – молассовый этап развития Альпийской области.

#### СРАВНЕНИЕ ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА С ДИКИМ ФЛИШЕМ ШВЕЙЦАРСКИХ АЛЬП

Отложения верхнего эоцена Южного склона Большого Кавказа (исключая район Сханарской синклинали) обладают всеми характерными чертами дикого флиша Швейцарских Альп. Для того чтобы убедиться в этом, достаточно взглянуть на приведенную таблицу, в которой суммированы все главные особенности верхнеэоценовых отложений указанных регионов. По-видимому, комментировать эту таблицу необходимости нет. Как можно видеть, образования верхнего эоцена, развитые на территории Южного склона, тождественны отложениям дикого флиша и по положению в определенной зоне и в разрезе, и по морфологии, и по генезису, и, что особенно важно, по возрасту.

Учитывая большое сходство, практически тождество дикого флиша с образованиями верхнего эоцена Кавказа, последние также можно отнести к категории дикого флиша, тем более, что этот термин широко распространен не только среди альпийских геологов, но и среди исследователей других стран, в том числе и Советского Союза.

Характерный комплекс отложений, который выделяется на Кавказе и в Швейцарских Альпах под названием "дикий флиш", имеет в обоих регионах одинаковый, а именно позднеэоценовый возраст, тяготея к верхним частям разреза верхнего эоцена. В связи с этим возникает вопрос, случайно такое совпадение или оно является отражением какой-то более общей закономерности. Ответить на этот вопрос можно, вероятно, рассмотрев особенности строения верхнеэоценовых отложений и в других районах Альпийского складчатого пояса. Изучение литературного материала позволило установить ряд районов, в которых развиты отложения, имеющие морфологическое сходство с ранее описанными толщами дикого флиша. К сожалению, в этих районах в отличие от Альп образования типа дикого флиша не стали предметом специального и направленного изучения, что затрудняет в значительной степени понимание их строения, их тектонической позиции и генезиса. Тем не менее основные черты строения в ряде мест удается видеть вполне удовлетворительно.

## ДИКИЙ ФЛИШ ЗАПАДНОГО БЕЛУДЖИСТАНА (ИРАН)

На юго-востоке Ирана, в области, расположенной южнее впадины Джаз-Муриан, известны образования, которые, судя по имеющимся данным, обнаруживают сходство с ранее описанным диким флишем Кавказа и Швейцарских Альп. По этому району, особенно по интересующим нас образованиям, специальных работ практически нет, весьма скуден также и картографический материал. Однако несмотря на недостаточность данных, вполне определенно удастся подметить главные черты строения этой характерной группы осадков, основываясь даже на тех немногих работах, которые имеются по геологии Западного Белуджистана (Clapp, 1940; Stöcklin, 1968; Gansser, 1959). В зоне, расположенной между впадиной Джаз-Муриан на севере и Оманским заливом на юге с запада на восток более чем на 250 км протягивается полоса флишевых образований эоцен-олигоценового возраста. С севера область развития флиша ограничена крупным надвигом, по которому ее перекрывают образования, известные под названием "Colored melange" — "пестрая смесь"<sup>1</sup> и частично метаморфические толщи Иранского массива. С юга флиш, в свою очередь, надвинут на молассовые отложения олигоцен-миоценового возраста. В западном направлении полоса выходов флиша суживается, в восточном, напротив, расширяется и сливается с аналогичными флишевыми толщами Макранской зоны. Я располагаю материалами только по западной части развития флиша.

К юго-западу от впадины Джаз-Муриан и несколько севернее г. Минаб, в области юго-восточного окончания зоны Загроса, с юга на север выделяются следующие структурно-формационные зоны, каждая из которых характеризуется определенным набором выполняющих ее образований (рис. 58): 1 — зона молассы, 2 — зона флиша, 3 — зона меланжа, 4 — зона метаморфических образований Иранского массива.

Молассовая зона выполнена образованиями олигоцен-миоцена и более молодыми, которые покрывают преимущественно карбонатные отложения мела-палеогена. Породы этой зоны смяты в пологие изометричные складки, слегка запрокинутые на юг и разбитые серией продольных разломов. По крупному надвигу на зону развития молассового комплекса надвинуты толщи терригенного флиша, возраст которого на геологических картах указан как эоценовый. Однако в этом районе А.Ганссер (Gansser, 1959) выделяет две толщи флиша. Одна из них, более молодая, имеющая олигоценовый возраст, сложена нормальным флишем. Другая представляет собой, по определению А.Ганссера, "флиш с глыбами". Толщи флиша с глыбами имеют, как пишет А.Ганссер, позднеэоценово-олигоценый возраст (иногда, возможно, до среднего эоцена). К сожалению, автор не приводит никакой аргументации в пользу устанавливаемого им возраста флиша, кроме наличия во флише глыб эоценовых нуммулитовых известняков. Флиш с глыбами характеризуется наличием в песчано-глинистой основной массе многочисленных обломков, глыб и блоков различных пород, среди которых описаны эоценовые (вероятно, ранне- и среднеэоценовые) нуммулитовые известняки, различные известняки мезозойского возраста, мраморы,

<sup>1</sup>В отечественной литературе для подобных образований прочно утвердился термин "меланж", которым я и буду пользоваться в дальнейшем.

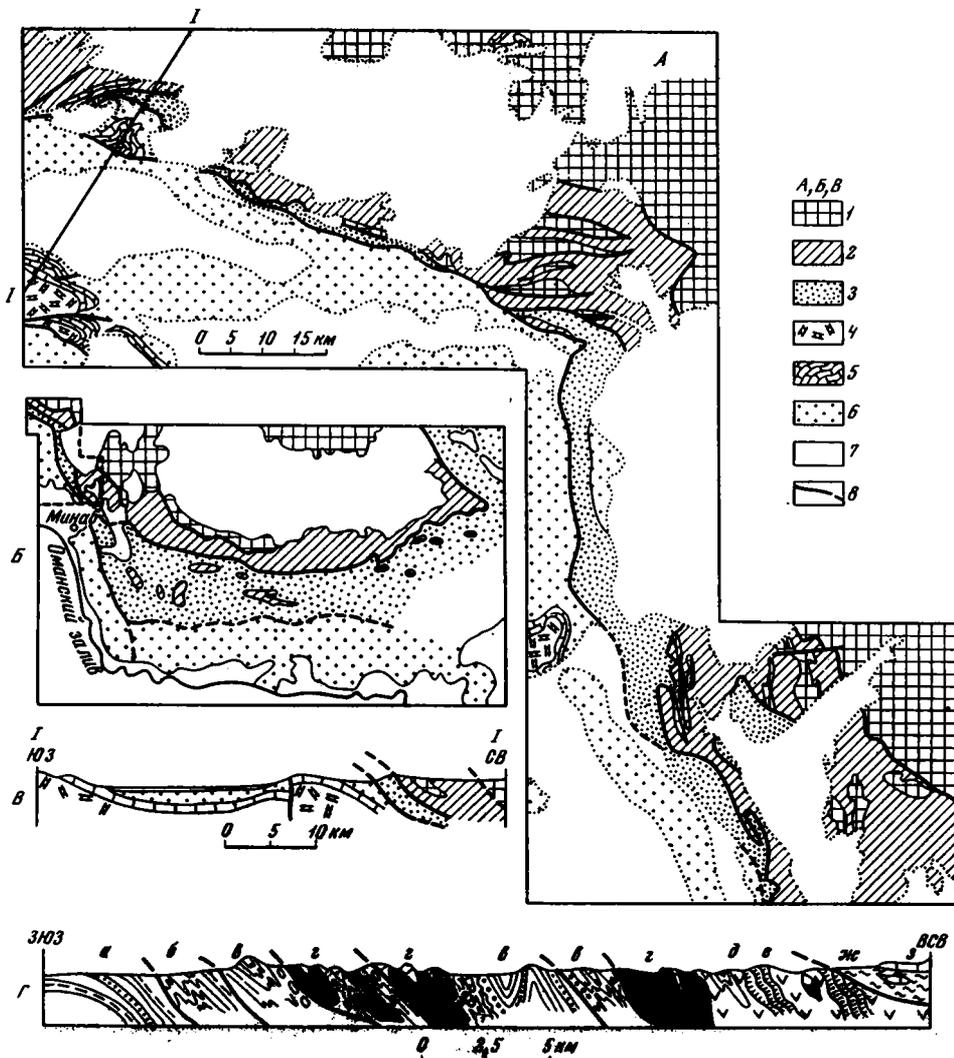


Рис. 58. Схема геологического строения:

А - зоны "пестрой смеси" северо-западнее г. Минаб, Б - Юго-Западного Ирана, В, Г - геологические разрезы через зоны флиша и "пестрой смеси" А, Б, В - с карты British Petroleum Company Ltd, 1963, Г - Gansser, 1959).

1 - гранитно-метаморфический фундамент, палеозойские и мезозойские отложения платформенного чехла Иранского массива; 2 - зона "пестрой смеси"; 3 - эоценово-олигоценый "флиш с глыбами"; 4 - меловые и юрские отложения платформенного типа; 5 - эоценовые известняки; 6 - олигоцен-миоценовая моласса; 7 - четвертичные отложения; 8 - главные надвижки

а также радиолариты, кремнистые сланцы и серпентиниты. Блоки часто имеют огромные размеры и как бы плавают в основной массе. Флиш характеризуется необычайно сильной дислоцированностью. Дислоцированность толщ флиша настолько велика, что на геологической карте (см. рис. 58) эта зона наряду с более северной зоной меланжа выделена специальным знаком как зона тектонической переработки повышенной интенсивности. С севера толщи флиша по надвижку перекрыты образованиями меланжа, которые представляют собой

сложно дислоцированный, интенсивно переработанный вплоть до образования сплошных тектонитов комплекс радиоларитов и темных кремнистых сланцев, красных и розовых известняков, мраморов, различных метаморфических пород, а также серпентинитов и подушечных лав. Возраст этой группы осадков определяется, как позднемеловой (Gansser, 1959). В последнее время появились и иные взгляды на возраст этих образований. Но важно, что он в любом случае остается древнее, чем возраст описанного флиша.

На образования флиша и меланжа надвинута пластина, сложенная гранитами, различными метаморфическими сланцами и мраморами, которая является частью жесткого Иранского массива, погребенного здесь в значительной степени под четвертичными отложениями впадины Джаз-Муриан. Осадочный чехол массива в данном районе сложен комплексом отложений платформенного типа, в основном различными карбонатными образованиями юрского – эоценового возраста.

Толщи верхнеэоценового–нижнеолигоценового флиша оказываются зажатыми между образованиями зоны моласс с юга и более древними образованиями зоны меланжа и гранитно–метаморфического цоколя Иранского массива с севера. Обломки, блоки и глыбы различных пород, которые заключены во флиш, представлены типами пород, слагающими более северные, надвинутые на флиш элементы. Это прежде всего различные породы меланжа – серпентиниты, радиолариты, андезиты, кремнистые сланцы и известняки. Кроме того, это глыбы и обломки различных известняков мезозойского возраста, нуммулитовые известняки эоцена, которые образуют осадочный чехол Иранского массива. Следовательно, в толщи флиша заключены продукты разрушения надвинутых на него покровов.

Судя по геологической карте (см. рис. 58,Б), зона развития флиша с глыбами протягивается более чем на 250–300 км вдоль южного фронта Иранского массива. В восточном направлении он сливается с флишевыми образованиями Макранской зоны.

Приведенная характеристика строения зоны выхода флиша с глыбами, конечно, очень схематична. Тем не менее она позволяет установить многие, во всяком случае главные, черты сходства этого флиша с образованиями типичного дикого флиша. Действительно, флиш с глыбами занимает аналогичную тектоническую позицию между зоной развития моласс и надвинутыми на флиш более древними образованиями; он имеет большое сходство с диким флишем по характеру внутреннего строения, выраженное в наличии большого количества обломков и глыб различных пород, заключенных в песчано–глинистую основную массу, и интенсивной дислоцированности. Обломки представлены породами, слагающими покровы, которые перекрывают флиш. Это, вероятно, может свидетельствовать со всем сказанным о том, что образование толщи “флиша с глыбами” обусловлено процессами разрушения фронтальной части надвинувшегося на флишевый бассейн покрова. И, что особенно важно, флиш с глыбами имеет приблизительно одинаковый с диким флишем Кавказа и Альп, а именно позднеэоценовый, или во всяком случае очень близкий к нему, возраст.

Все это, как мне кажется, позволяет отнести южноиранский “флиш с глыбами” к категории типичного дикого флиша.

## ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОЙ БОЛГАРИИ

В предыдущих главах были рассмотрены образования дикого флиша, которые непосредственно связаны с отложениями флишевой формации и являются членами ее разреза. Исключением были верхнеэоценовые глыбовые брекчии, развитые в районе Сханарской синклинали (Южный склон Большого Кавказа), сформировавшиеся в краевой части жесткого массива Грузинской глыбы. Подобные этим брекчиям отложения верхнего эоцена имеются и в других районах, в частности на территории Болгарской Народной Республики, в ее южной части, где они получили широкое распространение. Выходы верхнеэоценовых отложений подобного типа распределены, хотя и спорадически, но довольно равномерно на значительной площади Родопского кристаллического массива в Крайштидах, а также в более северных районах полосы Казанлык—Бургас (рис. 59). Знаниям по геологии эоценовых отложений этих районов мы обязаны исследованиям Ст. Бончева, Е. Белмустакова, И. Боянова, В. Вълкова, Ю. Карагюлевой, Д. Минчева, С. Московского, В. Шопова и других болгарских геологов.

Наибольший интерес для настоящей работы представляют образования верхнего эоцена, развитые на территории Родопского массива и по его окраинам, и в зоне Крайштид, где они выполняют систему ограниченных разломами грабенообразных структур и сложены толщами глыбовых конгломератов и брекчий, песчаников, глин и известняков, среди которых встречаются линзы и прослои углей, туфов и туффитов. Верхний эоцен залегает несогласно и трансгрессивно на подстилающих докембрийских, палеозойских и мезозойских породах массива. Вверх по разрезу толши пород верхнего эоцена постепенно сменяются отложениями нижнего олигоцена. Наиболее полно изучены отложения верхнего эоцена восточных окраин Родопского массива и области Крайштид.

На территории Восточных Родоп верхнеэоценовые отложения известны в окрестностях городов Хасково, Кырджали, Асеновград, Крумовград (Боянов, Маврудчиев, 1959—1960; Белмустаков, 1968; Вълков, 1967), где они залегают в понижениях грабенов, ограниченных, как правило, разломами типа нормальных сбросов, и подразделяются на четыре литологически различных горизонта: горизонт конгломерато—брекчий, флишеподобный горизонт, горизонт известняков и вулканогенно—осадочный горизонт.

Горизонт конгломерато—брекчий (рис. 60) располагается несогласно и трансгрессивно на различных сериях метаморфических пород фундамента Родопского кристаллического массива. Но в большинстве мест граница между докембрийским фундаментом и породами верхнего эоцена тектоническая. Горизонт конгломерато—брекчий выполняет обычно только центральную часть грабенов и имеет ограниченное распространение. Представлен этот горизонт главным образом брекчиями и конгломерато—брекчиями с прослоями конгломератов, песчаников, аргиллитов и с мелкими линзочками угля. Цемент конгломератов и конгломерато—брекчий обычно глинисто—песчаный, реже известковисто—песчаный. Размер глыб и обломков колеблется от первых сантиметров до нескольких метров в поперечнике, иногда они достигают размера огромных блоков (до 200—300 м<sup>3</sup>). Сортировка обломочного материала практически отсутствует. Форма обломков неправильная, угловатая, обломки брекчированы,

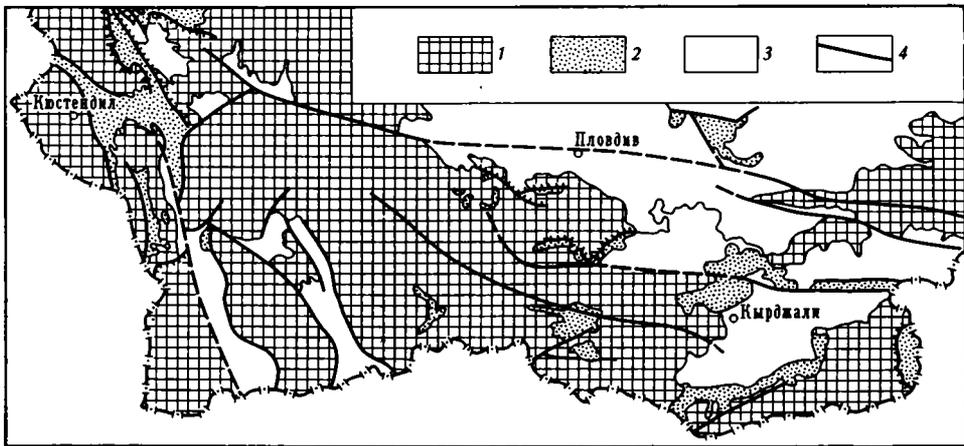


Рис. 59. Схема расположения отложений верхнего эоцена на территории Родопского массива и в зоне Крайштид

1 - доверхнеэоценовые отложения; 2 - отложения верхнего эоцена; 3 - олигоцен-четвертичные отложения; 4 - основные разломы

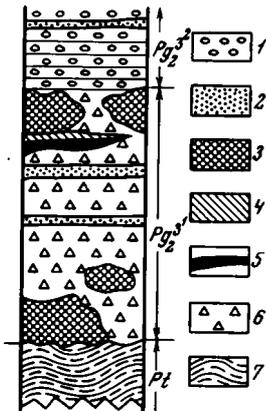


Рис. 60. Обобщенный профиль первого горизонта верхнего эоцена южнее г. Крумовград, Восточные Родопы (Вълков, 1967)

1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - крупные блоки метаморфических пород; 4 - аргиллиты; 5 - угли; 6 - конгломерато-брекчии; 7 - докембрийские метаморфические породы

раздроблены. Блоки часто как бы плавают в основной песчано-глинистой массе, но в целом объем основной массы в сравнении с объемом глыбового материала незначителен. Представлены обломки различными метаморфическими породами: биотитовыми и мусковитовыми гнейсами, мраморами, известняковыми сланцами, амфиболитами, различными гранитами и разнообразными вулканогенными породами. Состав обломков и глыб аналогичен составу расположенных поблизости метаморфических пород кристаллического массива, но встречаются обломки пород, не известные сейчас в обнаженном доверхнеэоценовом основании (Боянов, Маврудчиев, 1959-1960). Наиболее крупные включения глыб приурочены к двум уровням, разделенным толщей преимущественно конгломератов и песчаников. Мощность горизонта конгломерато-брекчий в данном районе сильно варьирует (в пределах 30-350 м).

Флишеподобный горизонт вверх по разрезу совершенно согласно сменяет горизонт конгломерато-брекчий, но распространен он более широко, так как трансгрессивно перекрывает также различные горизонты метаморфических пород массива. Этот горизонт сложен конгломератами, песчаниками, мергелями, песчанистыми известняками и аргиллитами с тонкими редкими прослоями углей. В ряде мест толща имеет типичный флишевый облик, мощность ее 750-800 м.

Горизонт известняков имеет ограниченное распространение и нормально перекрывает флишеподобный горизонт. Он сложен органогенными, местами рифовыми известняками. Известняки залегают как на подстилающем флишевом горизонте, так и на породах цоколя.

Вулканогенно-осадочный горизонт трансгрессивно залегает на предыдущих двух, а в некоторых местах выплескивается на гранитно-метаморфический фундамент. Породы этого горизонта подразделяются на два подгоризонта. Нижний, базальный подгоризонт представлен грубообломочными фациями глыбовых брекчий и конгломератов с гигантскими глыбами метаморфических пород величиной до 200, реже 500 м<sup>3</sup> и более. Цементированы обломки песчано-глинистым веществом. Состав брекчий меняется: то они состоят только из обломков кристаллических сланцев, то в них присутствуют обломки и других типов пород. В брекчиях также отмечены единичные лапилли и вулканические бомбы андезитов. По облику брекчии описываемого горизонта сходны, как считают болгарские геологи, с таковыми первого горизонта. Мощности их 100–200 м. Выше постепенно, но достаточно быстро нижний комплекс брекчий сменяется серией песчаников, мергелей, туффитов, туфов и известняков, имеющей флишеидный облик. В самых верхних частях разреза резко преобладают туфы и лавы андезитового состава. Мощности этого подгоризонта достигает 500 м.

Во всех горизонтах собрана богатая фауна нуммулитов и фораминифер, указывающая совершенно определенно на позднеэоценовый возраст отложений. Среди них такие типично позднеэоценовые формы, как *Nummulites fabianii* Prev., *N. incrassatus* de la Harpe. Вверх по разрезу верхнеэоценовые отложения постепенно сменяются вулканогенными толщами нижнего олигоцена.

Данные по дислоцированности описанных толщ в работах по верхнему эоцену практически отсутствуют, однако анализ картографического материала показывает, что залегание толщ верхнего эоцена достаточно спокойное, но осложнено пологими складками с углами падения на крыльях порядка 10–40°, реже 50–60°. Количество же разрывных нарушений весьма велико, разломы представлены нарушениями типа сбросов, реже взбросов, надвигов и сдвигов.

Аналогичные образования развиты также в западной части Болгарии, в области Крайштид, где отложения верхнего эоцена выполняют ряд грабенообразных структур. В частности, в районе города Кюстендилово известно несколько подобных структур: Ветренский, Тишанаво-Цырварицкий и Пиянецкий грабены, верхнеэоценовые отложения которых подразделяются на три свиты (Московски, Шопов, 1965):

1) ветренская песчаниковая свита составляет основание разреза верхнего эоцена, ее распространение ограничено. Она представлена полимиктовыми песчаниками, мергелями, дацитовыми туфами. Мощности ее порядка 80 м;

2) пиянецкая олистостромовая свита залегает или на породах ветренской свиты или прямо на более древних породах основания, представлена она толщей брекчий и конгломератов, брекчии состоят из обломков различных метаморфических сланцев, известняков триасового возраста и других пород. Средняя мощности ее около 100 м;

3) пиянецкая флишеподобная свита венчает разрез верхнеэоценовых отложений и имеет широкое распространение. Свита сложена переслоенными полимиктовыми песчаниками и алевритами при подчиненном количестве конгломератов, туфов и известняков. Мощности свиты около 1000 м.

Для нас наибольший интерес представляет вторая свита, в составе которой выделяются три литологические пачки: пачка брекчий из обломков различных метаморфических сланцев, пачка конгломерато-брекчий и пачка известняковых брекчий. Пачка брекчий из обломков сланцев нормально залегает на подстилающих породах песчаниковой свиты и имеет с ней постепенные переходы. Брекчия состоит почти исключительно из обломков и глыб нижнепалеозойских пород (филлитов, различных метаморфических сланцев, кварцитов и др.). Размер их колеблется от нескольких сантиметров до 1–2 м в поперечнике. Глыбовый материал резко преобладает, цемента очень мало. Цемент глинисто-известковистый и железистый. Мощности пачки сильно колеблется и составляет 100–180 м.

Пачка конгломерато-брекчий располагается выше предыдущей, а местами залегает прямо на допалеогеновых породах. В частности, там, где она лежит

прямо на известняках среднего триаса, в основании пачки обнажается пласт абразионной брекчии из обломков исключительно этих известняков мощностью 2–5 м. Выше по разрезу конгломерато-брекчии состоят из галек и обломков известняков, полимиктовых песчаников и алевролитов, диоритов, гнейсов и других пород. Местами встречены маломощные прослои песчаников, аргиллитов и углей. Мощность пачки составляет 30–250 м.

Пачка известняковых брекчий местами располагается нормально и с постепенным переходом на пачке сланцевых брекчий и состоит преимущественно из обломков и глыб среднетриасовых известняков. В других местах породы этой пачки тесно связаны с образованиями средней пачки. Мощность пачки 50–100 м.

Таким образом, все три пачки олистостромовой свиты, сменяясь снизу вверх по разрезу, замещают также одна другую и в латеральном направлении. Вверх по разрезу породы олистостромовой свиты постепенно сменяются отложениями флишевого типа. Возраст описанных свит определяется на основании находок фауны в верхней, флишеподобной, свите, в нижней части которой были собраны *Nummulites fabianii* Prev., *N. budensis* V. Hantken, *N. pulchelus* V. Hantken, свидетельствующие о позднеэоценовом возрасте. В более высоких горизонтах найдена фауна, характерная для пограничных слоев позднего эоцена–олигоцена и олигоцена (Московски, Шолов, 1965). Учитывая постепенный переход от флишеподобной свиты к подстилающим образованиям песчанниковой и олистостромовой свит, и по аналогии с более восточными районами, возраст последних также считается позднеэоценовым.

Из описания разрезов можно видеть, что основной чертой верхнеэоценовых отложений, развитых в Восточных Родопах и Крайштидах, является развитие нормальных песчано-глинистых и карбонатных осадков, имеющих часто, особенно в верхних частях разреза, флишеидный облик, среди которых расположены мощные горизонты глыбовых конгломератов, конгломерато-брекчий и брекчий. Обломки и глыбы в брекчиях совершенно не отсортированы, размер их колеблется от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике. Большинство глыб совершенно не окатаны. Большие блоки как бы плавают в песчано-глинистой основной массе. Переход от пластов брекчий к подстилающим и перекрывающим образованиям иногда резкий, иногда постепенный, но всегда достаточно быстрый. Состав пород в блоках и обломках, как правило, идентичен такому гранитно-метаморфического фундамента и его осадочного чехла: это прежде всего различные метаморфические сланцы, граниты, диориты, известняки и песчаники триасового возраста и другие типы пород. В разрезе устанавливается два уровня, на которых развиты грубообломочные толщи: один приурочен к низам разреза, второй находится в средней части пород верхнего эоцена.

Породы верхнего эоцена, аналогичные описанным, помимо западных и восточных окраин распространены в промежуточных районах как центральной части массива, так и его северной периферии, где они выступают в виде отдельных небольших пятен, которые представляют собой остатки, вероятно, некогда единой зоны их развития, переработанной впоследствии тектоническими движениями. Отложения верхнего эоцена представлены здесь песчано-глинистыми, часто флишеподобного облика толщами с горизонтами конгломератов и брекчий и отдельными глыбами различных метаморфических пород. Возраст устанавливается на основании собранных в ряде мест фауны позднеэоценовых нуммулитов.

Уже говорилось, что верхнеэоценовые отложения в настоящее время сохранились только в грабенах. Разломы, ограничивающие борта грабенов, являются в основном сбросами. Реже, но все-таки достаточно часто они представляют собой взбросы и надвиги. При этом древние метаморфические толщи сокола и осадочного чехла массива и зоны Крайшtid оказываются надвинутыми на верхнеэоценовые отложения. В этом отношении особенно показательны район сел. Дрянново севернее г. Чепеляре, район г. Кюстендил и особенно область сел. Кричим к юго-западу от г. Пловдива, описанию которой посвящена

специальная работа Е. Белмустакова, Е.К. Бончева, М. Йорданова (1951). Здесь, на северной окраине Родопского массива (рис. 61), по данным названных авторов, проходит крупный сложный надвиг. Аллохтонное крыло его сложено мраморами, кварцитами, филлитами и различными метаморфическими сланцами "низкокристаллической" свиты протерозойского возраста, которые залегают на автохтонных толщах гнейсов, двуслюдяных и мусковитовых сланцев с прослоями мраморов и телами серпентинитов, а также на осадочных и вулканогенных образованиях верхнего эоцена и олигоцена. Во многих местах породы аллохтонной серии превращены в милониты и тектонические брекчии.

Отложения верхнего эоцена представлены серией песчано-глинистых пород флишoidного облика с прослоями конгломератов. Конгломераты состоят из галек и обломков различных кристаллических и метаморфических пород: кварцитов, мраморов, гранитов и гнейсов. Обломки достигают часто довольно значительной величины. В некоторых местах в отложения верхнего эоцена заключены огромные блоки метаморфических пород аллохтонной серии.

Олигоцен представлен осадочными песчано-глинистыми породами, а также риолитовыми эффузивными телами, занимающими большие площади.

Образования "низкокристаллической" свиты протерозоя залегают на осадках верхнего эоцена и олигоцена в виде тектонического покрова (рис. 62), но в ряде мест наблюдается "запечатывание" этого покрова отложениями олигоцена. Так, риолиты и частично нормальные осадочные толщи олигоценового возраста ложатся на покров. Из этого факта авторы, изучавшие эти взаимоотношения (Белмустаков и др., 1951), делают вывод, что существовало две фазы шарьяжных движений. Первая фаза приходится на конец позднего эоцена — самое начало олигоцена, вторая же произошла после олигоцена и привела к повторному надвиганию шарьяжей на риолиты и осадочные породы олигоцена.

Следовательно, в данном районе четко устанавливается, что сразу же вслед за образованием характерных осадков верхнего эоцена, имеющих флишoidный облик и содержащих прослой глыбовых конгломератов и отдельные блоки пород, происходит тектоническое их перекрытие покровами пород основания.

Все болгарские геологи, изучавшие верхнеэоценовые образования (Боянов, Маврудчев, 1959–1960; Боянов и др., 1963; Вълков, 1967; Московски, Шопов, 1965; и др.), связывают возникновение грубообломочных конгломератов и отдельных глыб и блоков в отложениях верхнего эоцена с обрушением бортов грабенов, развивающихся конседиментационно в теле жесткого массива, в условиях интенсивных тектонических движений, которые соответствовали пиренейской фазе складчатости конца позднего эоцена — начала олигоцена. Образование толщ верхнего эоцена шло вначале в условиях мелкого пресноводного бассейна, о чем свидетельствуют находки пресноводных рыб, окаменелых остатков пресноводных и солоноватоводных моллюсков, наличие линз и прослоев угля. Но в последующем море все глубже проникло на территорию Родоп, и отложение верхних горизонтов приабона происходило в условиях хотя и мелководного, но обширного морского бассейна с отдельными островными участками суши (Белмустаков, 1968; Бошев и др., 1956), т.е. образование толщ осадков верхнего эоцена связано с обрушением бортов грабенов, развивающихся в условиях морской трансгрессии. Принято считать, что грабены, ограниченные сбросами, образуются в условиях растяжения (Де Ситтер, 1960; Белоусов, 1962; Хиллс, 1954, 1967; Хаин, 1964; и др.). Но конец позднего эоцена на территории Болгарии — это время проявления крупных складкообразовательных и шарьяжных движений, соответствующих пиренейской тектонической фазе (Белмустаков и др., 1951; Яранов, 1960). Во время этих движений, которые характеризовались значительными тангенциальными напряжениями (Яранов, 1960), сформировались многие надвиговые структуры, перекрывшие верхнеэоценовые осадки, и, в частности, система покровов у сел. Дряново (см. выше). Представляется очевидным с учетом этих факторов образование

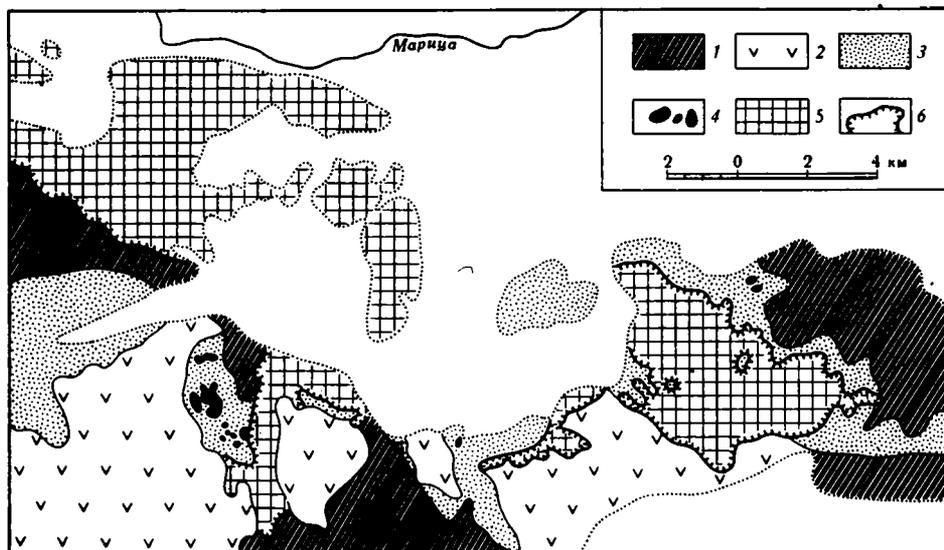


Рис. 61. Схематическая геологическая карта района сел. Кричим (Белмуस्ताков, Бончев, Йорданов, 1951)

1 - автохтонные серии цоколя Родопского массива; 2 - верхнеэоценовые - олигоценовые вулканогенные породы (риолиты); 3 - верхнеэоценовые отложения с глыбовыми брекчиями; 4 - отдельные крупные блоки метаморфических пород в осадках верхнего эоцена; 5 - аллохтонные толщи "низкокристаллической" серии протерозоя; 6 - границы покровов. Толщи пород "низкокристаллической" свиты протерозоя залегают в аллохтоне на песчано-глинистых флишидных отложениях верхнего эоцена, содержащих обломки и глыбы пород аллохтонной серии

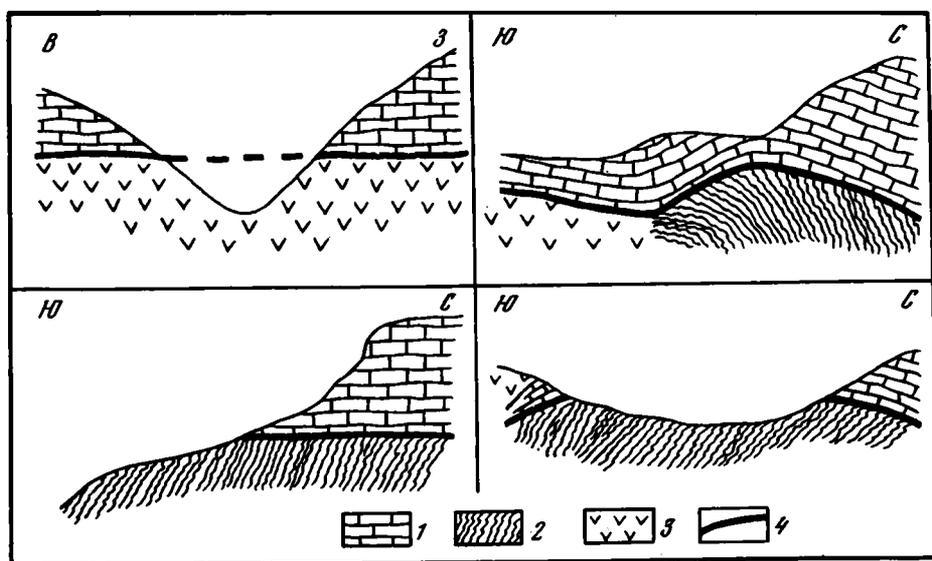


Рис. 62. Аллохтонное залегание мраморов "низкокристаллической" свиты протерозоя на осадочных отложениях верхнего эоцена и вулканитах верхнего эоцена - олигоцена (Белмуस्ताков, Бончев, Йорданов, 1951)

1 - мраморы (протерозой); 2 - верхний эоцен; 3 - верхний эоцен - олигоцен; 4 - надвиги

отложений верхнего эоцена в области Родопского массива и Крайштид связывать с возникновением грабенообразных структур и обрушением их бортов в результате движений, обусловленных общим сжатием. При этом подобные грабены могли возникать в локальных зонах растяжения, но образовывались, вероятно, и грабены "сжатия". Кстати, в таких структурах должно было происходить более интенсивное накопление грубого материала за счет разрушения и обвала карнизов, образованных козырьками надвигов.

К сожалению, материал по верхнеэоценовым отложениям Болгарии небольшой, многие вопросы, связанные с морфологией осадка, его генезисом, структурной приуроченностью, не освещены в достаточной степени, поэтому по вопросу о генезисе этих отложений трудно сказать что-нибудь определенное. Твердо установленным можно считать, что они связаны с обрушением крутых бортов развивающихся конседиментационно грабенов в условиях интенсивных тектонических движений. Совпадение же времени образования этой группы осадков с временем проявления пиренейской фазы складчатости и шарьяжеобразования и, как результат, перекрытие осадков верхнего эоцена породами основания указывают на возможную генетическую связь этих процессов. Современный облик грабенов сформирован последующими молодыми тектоническими движениями, имеющими главным образом значительную вертикальную составляющую.

Таким образом, на территории Родопского массива и прилегающих к нему областей развиты отложения верхнего эоцена, которые представлены комплексом осадочных песчано-глинистых пород, имеющих частично флишиидный облик, с горизонтами глыбовых конгломератов и брекчий, с огромными глыбами и блоками более древних пород, заключенных в тонкую основную массу, а также вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями: туфитами, туфами, туфовыми брекчиями и телами андезитов и андезито-дацитов. Проявления вулканизма приурочены к самым верхним частям разреза. Формирование этого комплекса шло в начале в пресноводном и солоноватоводном бассейне, а затем в условиях мелкого, но обширного морского бассейна, который существовал в это время на территории Родоп. Необходимо отметить, что не смотря на присутствие в разрезе пачек пород отчетливо флишиидного облика верхнеэоценовые отложения данной области никакой связи с флишевыми формациями не обнаруживают. Они образовались в иной зоне, не в прогибе флишевого типа, а в системе грабенов, заложившихся в теле жесткого и единого кристаллического массива. Отмечается и слабая дислоцированность описанных толщ осадков.

Верхнеэоценовые отложения Родопского массива и области Крайштид отличаются от рассмотренных ранее толщ дикого флиша Альп, Кавказа и Белуджистана явными признаками мелководности, большой фашиальной изменчивостью, проявлением вулканизма и непричастностью к формации флиша, что объясняется их положением в зоне относительно жесткого Родопского массива. В то же время они обнаруживают и сходство, выраженное помимо одинакового возраста в накоплении значительных масс грубообломочного и глыбового материала и возможной связи его образования с разрушением козырьков надвигов. Совершенно же аналогичными оказываются отложения верхнего эоцена Болгарии одновозрастным породам района Сханарской синклинали (Кавказ). И в том, и в другом случае глыбовые толщи накапливались в зоне относительно приподнятых, жестких массивов (Грузинская глыба и Родопский массив), морфологически они практически тождественны, и для тех, и для других характерны проявления вулканизма. Происхождение их также связано с одинаковыми процессами — процессами разрушения козырьковых частей надвигов.

Еще одним очень показательным примером отложений, сходных с описанными в Альпах и на Кавказе толщами дикого флиша, являются глыбовые толщи Ионической зоны Внешних Динарид. Здесь (Белостоцкий, 1970) выделяется горизонт глыбовых образований, который отвечает границе эоценовой и олигоценовой флишевых толщ и прослеживается по простиранию на террито-

ях Албании и Грузии на расстоянии 120–150 км. Горизонт (до 1000 м) представлен хаотическим нагромождением глыб и валунов гипербазитов, габбро, диабазов и радиаритов, известняков мела и эоцена и других пород. Снизу и сверху горизонт перекрыт флишевыми толщами. Причем, и подстилающие, и перекрывающие слои содержат один и тот же комплекс фораминифер, отвечающий по возрасту самым верхам эоцена или самым низам олигоцена. Начало формирования этой гигантской глыбовой брекчии связано с самыми интенсивными шарьяжными перемещениями (Белостоцкий, 1970), т. е. и в данном случае морфологически и генетически глыбовые образования во флише аналогичны таковым Кавказа и Альп. Но если в Альпах и на Кавказе образования дикого флиша заканчивают собой разрез флиша, то в Динаридах, так же как и в Западном Белуджистане (Иран), толщи дикого флиша попадают внутрь флишевого разреза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал по геологии верхнеэоценовых образований некоторых районов Альпийского складчатого пояса позволяет сделать следующие выводы.

1. Во многих регионах Альпийского складчатого пояса – Альпах, Динаридах, Балканах, Кавказе, Белуджистане (рис. 63) выделяется своеобразный комплекс отложений верхнего эоцена, который характеризуется наличием огромных масс грубообломочного материала в виде глыбовых брекчий, конгломератов, отдельных, часто достигающих гигантского размера блоков и пластин, а также присутствием среди этих отложений конседиментационных покровов.

2. Своеобразные условия осадконакопления, связь включений с породами, слагающими покровы, которые перекрывают эту характерную группу отложений, интенсивная тектоническая переработка, совпадение времени возникновения этих осадков со временем интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, позволяют связать образование этих отложений с разрушением фронтальной части продвигающихся покровов, во всяком случае связь с интенсивными тектоническими движениями несомненна.

3. Этот характерный комплекс осадков, связанный с интенсивными тектоническими движениями, формировался строго одновременно на огромных пространствах Альпийского пояса.

4. Это дает возможность проследить по наличию подобных комплексов определенные тектонические фазы, связанные, вероятно, с покровообразованием, и кроме того установить достаточно строго одновременность проявления этих фаз.

5. Тектонические движения конца эоцена – начала олигоцена, которые устанавливаются как по наличию комплекса описанных отложений, так и методами структурной геологии, накладываются на различные структурно-формационные зоны и различные этапы развития этих зон, не считаясь с их предысторией. Так верхнеэоценовые отложения рассматриваемого типа в зоне Южного склона Большого Кавказа и в Ультрагельветской зоне Альп слагают самые верхние горизонты флишевых отложений. Практически сразу же вслед

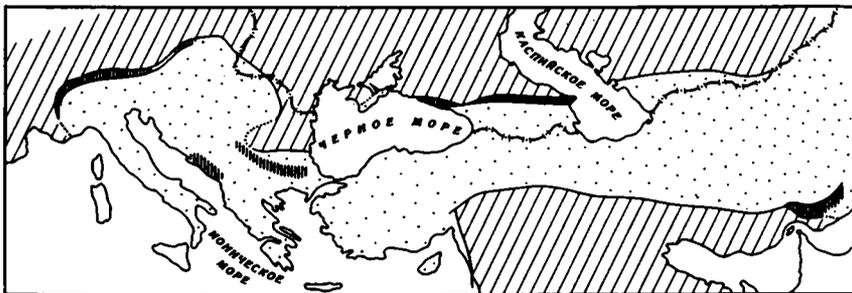


Рис. 63. Схема распространения верхнеэоценового дикого флиша и сходных с ним образований (вертикальная штриховка) в пределах Альпийского складчатого пояса (точечный крап)

за их образованием начинается качественно иной – молассовый этап развития. В Западном Белуджистане (Иран) и в Динаридах эти глыбовые осадки попадают внутрь разреза флиша, который продолжает накапливаться и позднее – в олигоцене и миоцене. В Болгарии же данный комплекс отлагается в зоне жесткого Родопского массива, где в течение длительного времени вообще не происходило отложения осадков.

6. Генетически отложения всех рассмотренных регионов являются представителями единого комплекса, но с точки зрения морфологии осадка и приуроченности его к определенным зонам могут быть выделены два типа отложений:

а) первый тип отложений (Альпы, Кавказ, Динариды, Белуджистан) представлен в основной массе тонкими песчано-глинистыми и известковистыми осадками флишевого типа, в которые погружены отдельные блоки и пластины, прослой брекчий и конгломератов. Эти образования характеризуются всеми или во всяком случае главными признаками типичного флиша и являются членами флишевой формации:

б) второй тип, к которому относятся отложения, развитые на северной окраине Грузинской глыбы и на территории Родопского кристаллического массива, представлен несколько иным комплексом осадков, для которого характерна большая фашиальная изменчивость, проявления вулканизма и принадлежность к относительно приподнятым зонам древних массивов.

7. Отложения первого типа в Альпах получили наименование "дикий флиш". Мне представляется, что учитывая его образность, точность и широкую популярность среди геологов всех стран, необходимым сохранить его за этим типом отложений, при этом исключительно за комплексом грубообломочных, несортированных пород с хаотичным напластованием и структурой, которые пространственно связаны с толщами флиша и являются членами разреза флишевой формации<sup>1</sup>. Толщи пород второго типа в настоящее время чаще всего называют олистостромами, подразумевая под этим различные хаотичные обвальноподолзневые нагромождения глыбового материала. Для отдельных же блоков принято название "олистоолиты" (Венео, 1956; Московски, Шопов, 1965; Белостоцкий, 1970; и мн. др.). При этом в понятие "олистостром" включается обычно и дикий флиш. Дикий же флиш представляет собой флиш с телами олистостромов или олистоолитов.

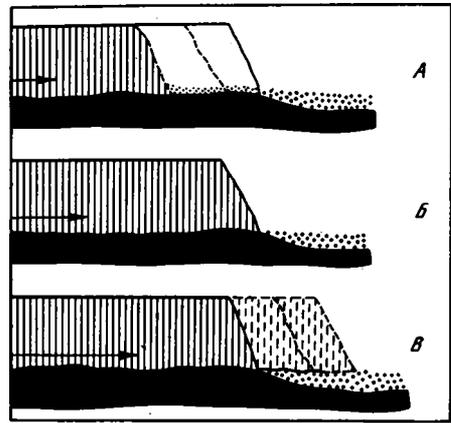
8. То, что и верхнеоценовый дикий флиш Альп, Динарид, Кавказа и Белуджистана, и олистоостромы Родопского массива и Грузинской глыбы, несмотря на некоторые различия в морфологии и приуроченность к разным зонам, обнаруживают связь с интенсивными тектоническими движениями, позволяет и те, и другие считать как "... выражение конседиментационных тектонических фаз" (Белостоцкий, 1970, стр. 182). Более того, учитывая связь образования дикого флиша с разрушением фронтальной части покровов, его можно рассматривать, как выражение тектонических движений, связанных с образованием покровов. При этом не следует думать, что любые обвальноподолзневые глыбовые образования являются следствием разрушения покровов. Все сказанное относится только к рассмотренным в работе районам. Тем не менее необходимо всегда изучать эти образования и с такой точки зрения.

Помимо сделанных только что выводов нужно остановиться еще на некоторых вопросах, связанных с изучением глыбовых толщ. Как мы видели, образование глыбовых толщ, аналогичных описанным, связано с разрушением фронтальной части продвигающегося покрова. Впервые образование обломочного материала в диком флише с разрушением фронта шарьяжа связал Г.Шардт (Schardt, 1898a, б). В настоящее время точки зрения об образовании толщ флиша за счет разрушения покровов придерживается А.В.Пейве (1965, 1967). Но, если покров движется и его фронтальная часть подвергается разрушению, то возможны различные соотношения между скоростью движения покрова и скоростью разрушения его фронта.

<sup>1</sup> Аналогичное мнение высказал И.Белостоцкий (1970).



Рис. 64. Схема соотношения скорости движения покрова и интенсивности разрушения его фронтальной части (объяснения в тексте)



а) Скорость движения покрова меньше скорости эрозионного разрушения (рис. 64, А). В этом случае, несмотря на то, что поступательное движение покрова сохранится, будет происходить отступление его фронта, и продукты разрушения в этом случае лягут на "ложе" покрова. Никаких следов надвигания покрова на эти отложения не будет. Напротив, может создаться впечатление, что согласно пластующая толща осадков, по возрасту соответствующая времени движения покрова, как бы "запечатывает", перекрывает разлом.

б) Скорость движения покрова равна скорости эрозионного разрушения (см. рис. 64, Б). Такое соотношение скоростей будет характеризоваться устойчивым положением фронтальной части покрова или незначительными ее колебаниями в ту или иную сторону от первоначального положения. Осадки, образующиеся в результате разрушения, будут накапливаться перед фронтальным уступом.

в) Скорость движения покрова больше скорости эрозионного разрушения (см. рис. 64, В). В данном случае покров начнет перекрывать толщи осадков, образованных за счет его разрушения, а также и ранее сформированные образования.

Из описанных взаимоотношений вытекает ряд выводов:

1. Даже достаточно крупные горизонтальные перемещения в недоступных напрямую наблюдению частях земной коры могут в поверхностных условиях (в зоне выхода шарьяжа на поверхность) не иметь своего выражения в виде надвига со значительной амплитудой перекрытия. Фронт шарьяжа может даже отступать, оставляя за собой шлейф осадков, состоящих из продуктов разрушения покрова. И только в отдельные моменты, когда скорость движения покрова резко возрастает, может возникнуть перекрытие, т.е. образоваться та структура, которую собственно и называют надвигом. Поэтому отсутствие значительных перекрытий, вероятно, в ряде случаев может и не означать отсутствия крупных горизонтальных подвижек, происходящих в более глубоких, скрытых от непосредственного наблюдения, зонах разлома.

2. Может быть неправильно истолкован возраст надвига или покрова. Нижняя возрастная граница времени образования покровной структуры определяется обычно на основании возраста наиболее молодых образований, которые перекрыты покровом. Но, если покров перекрывает осадки, образовавшиеся в результате разрушения его самого, то очевидно, что время движения покрова должно определяться временем образования этих осадков, которое синхронно времени движения покрова. Верхняя граница определяется по "запечатыванию" разлома слоями пород более молодого возраста. Но в случае отступающего покрова может возникнуть кажущееся "запечатывание" синхронными надвиговыми образованиями.

3. При изучении зон крупных разломов, особенно если есть указания на возможное горизонтальное (надвиговое) перемещение горных масс, необходимо искать отложения, образование которых могло быть связано с разрушением продвигающегося фронта покрова.

- Адамия Ш.А. 1953. Генезис и петрография конгломератов окрестностей селения Жинцвали. – Сб. научн. работ студентов, Тбилисский университет, кн. 6.
- Адамия Ш.А. 1958. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа между бассейном р. Малой Лиахви и г. Душети. Автореф. канд. дисс. Тбилиси.
- Батурич В.П., Ульянов А.В. 1934. К вопросу о возрасте и происхождении известнякового массива селения Красные Колодцы (Юго-Восточная Кахетия). – Азерб. нефтяное хоз-во, № 10.
- Белостоцкий И.И. 1970. Зоны меланжа и хаотических структур. – В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ, М., "Недра".
- Белоусов В.В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, перераб. М., Госгеолтехиздат.
- Бендукидзе Н.С. 1964. Верхняя юра. – В кн.: Геология СССР, т. X, Груз.ССР, ч. 1. М., "Недра".
- Богачев В.В. 1930. Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. – Азерб. нефт. хоз-во, № 2, т. 3.
- Бубнов С.Н. 1960. Основные проблемы геологии. М., изд. МГУ.
- Булейшвили Д.А., Вахания Е.К. 1959. Схема стратиграфии третичных отложений Грузии. – В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. (Труды ВНИГНИ, вып. 15). М., Гостоптехиздат.
- Булейшвили Д.А., Мревлишвили Н.И., Ширвашвили О.И., Адамия Ш.А., Вашикидзе И.Г. 1965. Натахтари-Пасанаури. – В кн.: Путеводитель экскурсий Международного коллоквиума по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси.
- Варенцов М.И. 1950. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Варенцов М.И., Мордовский В.Т. 1954. Геологическое строение северного борта Горн-Мухранской депрессии. М., Изд-во АН СССР.
- Вассоевич Н.Б. 1932. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. – В кн.: "Производительные силы Юго-Осетии", сб. 2. (Труды по изучению производительных сил, АН СССР, вып. 4). Л., Изд-во АН СССР.
- Вассоевич Н.Б. 1933. Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии. Тифлис. Гостехиздат.
- Вассоевич Н.Б. 1936. Заметка о геологических условиях нефтегазопроявлений по реке Меджуде (Сталинский район). – Изв. Юго-Осетии, научн.-исслед. ин-та вып. 3.
- Вассоевич Н.Б. 1940. О строении Аргунского покрова (Восточная Грузия). – Бюлл. Гос. музея Грузии, т. 10-А.
- Вассоевич Н.Б. 1941. Палеоген Восточной Грузии. – В кн.: Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. 1, М., "Недра".
- Вассоевич Н.Б. 1948. Флиш и методика его изучения. М.-Л. Гостоптехиздат.
- Гамкрелидзе П.Д. 1960. Мезо-кайнозойские орогенетические фазы альпийской зоны Юга СССР. – В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР.
- Гамкрелидзе П.Д., Зесашвили В.И. 1965. Опи-Часавали. – В кн.: Путеводитель экскурсий. Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси.
- Гамкрелидзе И.П. 1970. Тектоническое окно в ущелье р. Ксани, Сообщ. АН Груз. ССР, т. 59, № 3.
- Геология СССР. 1964. т. X, Грузинская ССР, ч. 1. М., "Недра".
- Гроссгейм В.А. 1948. Дибрарские утёсы юго-восточного Кавказа. – Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология. Перевод с франц. М., ИЛ.

- Зесашвили В.И. 1964. Средняя юра. - В кн.: Геология СССР, т. X. Грузинская ССР, ч. 1. М., "Недра".
- Кахадзе И.Р. 1947. Грузия в юрское время. - Труды Геол. ин-та Груз.ССР, серия геол., т. 3.
- Качарава И.В. 1964. Палеоген и эоцен. - В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1. М., "Недра".
- Келлер Б.М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на южном Урале и сходные с ней образования. - Труды Ин-та геол. наук, серия геол., № 34, вып. 104.
- Келлер Б.М., Меннер В.В. 1945. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 1-2.
- Лалиев А.Г. 1964. Майкопская серия Грузии. М., "Недра".
- Майсадзе Ф.Д. 1969. О проявлении вулканизма в верхнеэоценовое время (междуречье Риони-Лиахви). - Сообщ. АН Груз.ССР, т. 55, № 3.
- Майсадзе Ф.Д. 1970а. Палеогеографическо-тектонические условия формирования эоценовых образований (междуречье Риони-Лиахви). - Сообщ. АН Груз.ССР, т. 57, № 2.
- Майсадзе Ф.Д. 1970б. О фациях эоценовых образований междуречья Риони-Лиахви. - Сообщ. АН Груз. ССР, т. 58, № 3.
- Майсадзе Ф.Д. 1970в. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви. Автореф. канд. дисс. Тбилиси.
- Мамедов А.В. 1968. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны Южного склона Большого Кавказа. - Геотектоника, № 4.
- Маркевич В.П. 1954. Геологическое строение Восточной Грузии. М., Изд-во АН СССР.
- Милановский Е.Е. 1962. О некоторых закономерностях строения и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). - Сов. геол., № 6.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ.
- Мирчинк М.Ф. 1931. К вопросам генезиса Дибрарских утесов. - Изв. Азерб. науч.-исслед. ин-та, № 3 (10).
- Мревлишвили Н.И. 1954. Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района. Автореф. канд. дисс. Тбилиси.
- Мревлишвили Н.И. 1957. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. - Труды Геол. ин-та АН Груз.ССР, серия геол., т. 10 (15).
- Мревлишвили Н.И. 1960. Стратиграфия палеогена Душетского района. - Труды Геол. ин-та АН Груз.ССР, серия геол., т. 11.
- Немков Г.И. 1967. Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение. М., "Наука".
- Нуцубидзе К.Ш. 1964. Нижняя юра. - В кн.: Геология СССР, т. X. Грузинская ССР, ч. 1, М., "Недра".
- Пайчадзе Т.А. 1970. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений верховьев р.Квирилы. Автореф. канд. дисс. Тбилиси.
- Пейве А.В. 1965. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. - Геотектоника, № 1.
- Пейве А.В. 1967. Разломы и тектонические движения. - Геотектоника, № 5.
- Ренгартен В.П. 1924. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. - Изв. Геол. ком-та, т. 43, № 7.
- Ренгартен В.П. 1932. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. - Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 148.
- Рябинин А.Н. 1913. Геологические наблюдения по линии Кахетинской ж.д. - Изв. Геол. ком-та, т. 32.
- Де Ситтер Л.У. 1960. Структурная геология. М., ИЛ.
- Сулуквадзе Н.Ш. 1965. О возрасте горизонта с *Lygolepis* и смежных с ним фораминиферовых мергелей Центральной Абхазии. - Изв. Геол. об-ва Грузии, т. 4, вып. 2.
- Схиртладзе Н.И. 1964. Верхний палеозой-триас (Грузинская глыба). - В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1, М., "Недра".
- Схиртладзе Н.И., Коява В.С. 1965. Петрография среднеюрской вулканогенной свиты нижней части долин рек Ксани и Арагви. - Труды Тбилиск. ун-та, серия геол., т. III.
- Тромпи Р. 1965. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. - В кн.: "Тектоника Альпийской области". М., "Мир".
- Шолпо В.Н. 1970. Сложная складчатость в осадочных толщах. - В кн.: Очерки структурной геологии сложно-дислоцированных толщ. М., "Недра".
- Щуцкая Е.К. 1960. Стратиграфия и фация палеогеновых отложений Предкавказья. М.-Л., Гостоптехиздат.

- Хаин В.Е. 1964. Общая геотектоника. М., "Недра".
- Хворова И.В. 1958. О происхождении флиша. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 5.
- Хиллс Е.Ш. 1954. Очерки структурной геологии. М., ИЛ.
- Хиллс Е.Ш. 1957. Элементы структурной геологии. М., "Недра".
- Цагарели А.Л. 1954. Верхний мел Грузии. (Монография № 5 Ин-та геол. и мин. АН Груз.ССР). Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР.
- Эристави М.С. 1952. Грузинская глыба в нижнемеловое время. - Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, геол. серия, т. 6.
- Белмуस्ताков Ем., Бончев Ек., Йорданов М. 1951. Бележки върху навлачната тектоника на северните Родопски склонове. - Изв. Геол., геогр., химич. ин-та Бълг. АН, т. 1.
- Белмуस्ताков Ем. 1968. Палеоген. - В кн.: Стратиграфия на България. София, "Наука и изкуство".
- Бошев Ст., Зафиров Ст., Йорданов М. 1956. Исторична геология и геология на България.
- Боянов И., Маврудчиев Б. 1959-1960. Палеогенският магматизъм. в Северноизточните Родопи. - Годишник Соф. у-т, т. 54, кн. 2, геол.
- Боянов И., Маврудчиев Б., Вапцаров И. 1963. Върху структурно-формационните особености на част от Източните Родопи. - Изв. Геол. ин-т Бълг. АН, т. 12.
- Вълков В. 1967. Олистостромни явления в прибаона южно от Крумовград. Списание на бълг. геол. дружества, т. 28, кн. 3.
- Московски Ст., Шопов Вл. 1965. Стратиграфия на палеогена и свързаните с него реседиментационни явления (олистострми) в областта Пиянец, Кюстендилско. - Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. 14.
- Стратиграфия на България. 1968. "Наука и изкуство". София.
- Яранов Д. 1960. Тектоника на България. София. "Техника".
- Beck P. 1911. Geologie der Gebirge nordlich von Interlaken. - Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F., Lief. 29 (59).
- Beck P. 1912. Die Niesin - Habkemdeche und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. - Eclogae geol. helv., v. 21.
- Beneo E. 1956. Accumuli terziari da risedimentazione (olistosroma) nell Appennino Centrale e frane sottomarine. - Boll. Serv. geol. Italia, v. 78.
- Bentz F. 1948. Geologie des Samersee - Gebietes. - Eclogae geol. helv., v. 41.
- Berliat K. 1942. Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes. - Eclogae geol. helv., v. 35, N 2.
- Boussac J. 1912. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. - Mém. serv. 1, Carte géol. France, Paris.
- Brückner W.D. 1952. Globigerinenmergel und Flysch. - Verhandl. naturforsch. Ges. Basel, Bd. 63, N 1.
- Brückner W.D. 1956. On the nature of "Flysch" and "Wildflysch". - In: XX session Congreso geológico Internacional Resúmenes, de los trabajos presentados. México.
- Bubnoff S. 1921. Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Stuttgart.
- Buxtorf A. 1943. Über das Vorkommen von Leimerschichten in der Unterlage des Schlieren-flysch. - Eclogae geol. helv., v. 36. Carte géologique de la Suisse. 1951.
- Cadisch J. 1953. Geologie der Schweizer Alpen. Basel.
- Clapp F. 1940. Geology of Eastern Iran. - Bull. Geol. Soc. America, v. 51, N 1.
- Cornelius H.P. 1924. Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im "Flysch" des Allgäu. - Jahrb. geol. Bundesants., Bd. 74.
- Furrer M. 1949. Der subalpine Flysch nordlich der Schratzenfluh. - Eclogae geol. helv., v. 42, N 1.
- Gagnebin E. 1917. La tectonique des Pleiades et le problème du Wildflysch. - Bull. Soc. vaud. sci. natur., v. 151.
- Gansser A. 1959. Ausseralpine Ophiolithprobleme. - Eclogae geol. helv., v. 52, N 2.
- Geiger M. 1956. Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn - Arviserrat, Bouchserhorn - Musenalp und Klewenapl. - Eclogae geol. helv., v. 49, N 2.
- Gigon W. 1952. Geologie des Habkernales und des Quellgebietes der Grossen Emme. - Verhandl. naturf. orsch. Ges. Basel, Bd. 63, N 1.
- Heim Alb. 1921. Geologie der Schweiz, Bd. II. Leipzig.
- Hsu K. 1960. Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetetic flysch basins Schwitterland. - Bull. Geol. Soc. America, v. 71, N 5.
- Kaufmann F. 1878. Über die Granite von Habkem. - Verhandl. Schweiz. naturforsch. Ges.
- Kaufmann F. 1886. Emmen und Schlierengegenden. - Beitr. Geol. Karte Schweiz., Lief. 24, del. 2.

- Kraus E. 1932. Über den Schweizer Flysch. – *Eclogae geol. helv.*, vol. 25.
- Kraus E. 1951. Die Baugeschichte der Alpen. Teil 2, Berlin, Akademie-Verlag.
- Leopold W. 1942. Das Alter des Wildflysche. – *Actes. helv. Sci. natur.*, 122 Sess., Sion.
- Lugeon M. 1916. Zur L'origine des blocs exotique du Flysch préalpin. – *Eclogae geol. helv.*, v. 14, N 2.
- Oberholzer J. 1917. Wildflysch und helvetischer Flysch in der östlichen Schweizeralpen. – *Verhandl Schweiz. naturforsch. Ges.*
- Schardt H. 1898a. Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. – *Eclogae geol. helv.*, v. 5.
- Schardt H. 1898b. Les regions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses (Prealpes du Chable et du Stockhorn et les Klippes). – *Bull. Soc. vaud. sci. natur.*, v. 128.
- Schider R. 1913. Geologie der Schirattenfluh im Kanton Luzern. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz.*, N.F., Lief. 43.
- Soder P. 1949. Geologische Untersuchung der Schirattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern). – *Eclogae geol. helv.*, v. 42.
- Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 52, N 7.
- Sujkowski Z. 1957. Flysch sedimentation. – *Bull. Geol. Soc. America*, v. 68, N 5.
- Tercier J. 1928a. Les faciés du crétacé et du Nummulitique dans la région de Habkern. – *Eclogae geol. helv.*, v. 21.
- Tercier J. 1928b. Nouvelles observations géologique dans la partie médiane de la chaîne du Gumigel (Prealpes externes). – *Eclogae geol. helv.*, v. 21, N 1.
- Tercier J. 1928c. Geologie de la Berra. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz.*, N.F., Lief. 60.
- Tercier J. 1934. Habkern et ses environs – *Guide géol. suisse*, fasc. VIII, Bâle.
- Tercier J. 1947. Le flysch dans la sédimentation alpine. – *Eclogae geol. helv.*, v. 40, N 2.
- Vonderschmitt L., Schaub H. 1944. Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. – *Eclogae geol. helv.*, v. 36, N 2.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Дикий флиш Южного склона Большого Кавказа. . . . .	5
Верхнеэоценовые отложения междуречья Арагви – Ксани . . . . .	8
Северная тектоническая чешуя (А). . . . .	9
Аркалинская тектоническая чешуя (Б). . . . .	24
Юрская тектоническая чешуя (В). . . . .	31
Южная тектоническая чешуя (Г) . . . . .	35
Ксанская тектоническая чешуя (Д) . . . . .	45
Тектоническое положение и внутренняя структура верхне- эоценовых отложений . . . . .	47
Верхнеэоценовые отложения Садзегурской синклинали. . . . .	60
Соотношение тектонических элементов, сложенных отложениями верхнего эоцена в междуречье Арагви–Ксани . . . . .	70
Строение и происхождение грубообломочных образований. . . . .	79
Верхнеэоценовые отложения района Сханарской синклинали . . . . .	88
Глава II. Дикий флиш Швейцарских Альп . . . . .	95
Строение зоны Хабкери . . . . .	95
Условия образования дикого флиша. . . . .	113
Сравнение верхнеэоценовых отложений Южного склона Большого Кавказа с диким флишем Швейцарских Альп . . . . .	119
Глава III. Дикий флиш Западного Белуджистана (Иран) . . . . .	120
Глава IV. Верхнеэоценовые отложения Южной Болгарии . . . . .	123
Заключение . . . . .	131
Литература . . . . .	134

## CONTENTS

Introduction . . . . .	3
Chapter I. Wildflysh of the southern slope in the Greater Caucasus . . . . .	5
Upper Eocene deposits of the Aragvi – Ksani interfluve . . . . .	8
Northern thrust sheets (A) . . . . .	9
Arkala thrust sheets (B) . . . . .	24
Jurassic thrust sheets (W) . . . . .	31
Southern thrust sheets (G) . . . . .	35
Ksanian thrust sheets (D) . . . . .	45
Tectonic position and inner structure of Upper Eocene deposits . . . . .	47
Upper Eocene deposits of the Sadzegurian syncline . . . . .	60
Relationship between tectonic elements formed by Upper Eocene deposits in the Aragvi–Ksani interfluve . . . . .	70
Structure and origin of course detrital formations . . . . .	79
Upper Eocene deposits of the Skhanari syncline region . . . . .	88
Chapter II. Wildflysh of the Swiss Alps . . . . .	95
The Structure of Habkern zone . . . . .	95
The formation conditions of wildflysh . . . . .	113
Comparison of Upper Eocene deposits of the southern slope of the Greater Caucasus to the wildflysh of the Swiss Alps . . . . .	119
Chapter III. Wildflysh of West Baluchistan (Iran) . . . . .	120
Chapter IV. Upper Eocene deposits of South Bulgaria . . . . .	123
Conclusion . . . . .	131
Bibliography . . . . .	134

*Михаил Георгиевич Леонов*

ДИКИЙ ФЛИШ АЛЬПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ  
Труды ГИН, вып. 199

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.Ю. Хотин  
Редактор издательства Р.Л. Мишина  
Художественный редактор В.А. Чернецов  
Технический редактор Н.А. Посканина

Подписано к печати 20/V-1975г. Т-02191  
Усл.печ.л. 12,25+0,7 вкл. Уч.-изд.л. 13,4  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1.  
Тираж 1000 экз. Тип. зак.123  
Цена 1р.34к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12.

**1 р. 34 к.**