



 **РАЗВИТИИ
НЕОТЕКТОГЕННОГО
РЕЛЬЕФА ГРУЗИИ**

Л. В. КОГОШВИЛИ

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტი
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ

ლ. კოლოზვილი

საქართველოს
ნეოტექტონოგენური რელიეფის
განვითარების შესახებ

გამომცემლობა „მცნიერება“
თბილისი

1975

Л. В. Когошвили

551.24 (479.22)

О РАЗВИТИИ
НЕОТЕКТОГЕННОГО РЕЛЬЕФА
ГРУЗИИ

1352

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТВИЛИСИ
1975



55I.24 (C4I)
55I.42 55I.4
К-765

В "Вводной части" предлагаемого труда кратко охарактеризованы предмет исследований, сущность структурно-морфологического анализа данных наблюдений автора на территории Грузии и обзор представлений о неотектонике страны. Дается также описание примененной автором методики.

В "Специальной части" изложены материалы структурно-морфологической съёмки террас Южного склона Большого Кавказа, в Закавказской депрессии и в западной оконечности Аджаро-Триалетского хребта. Устанавливаются унаследованность и стадии формирования живых структур, и охарактеризована связанная с ними эволюция рельефа.

В "Заключительной части" работы подытожены выводы о некоторых закономерностях в развитии молодых структур и рельефа Грузии и дается для ряда примеров количественная оценка этих явлений.

/Картографические работы выполнены сотрудниками Института им.Вахушти - А.Кукушкиным и О.Эрромаишвили/.

Редактор: академик Ф.Ф.Давитая

20802
К М607(03)75

© Институт географии им.Вахушти, 1975.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом труде дается структурно-морфологический анализ рельефа Грузии на обширном материале наблюдений автора, проводимых с 1943 по 1971 год в процессе изучения геологического строения, геоморфологии и гидрогеологии различных регионов республики.

Изложение фактических материалов в работе произведено по основным тектоническим зонам и выделенным автором геоморфологическим подзонам, отражающим в общих чертах характер складчатости. Собранные данные помогают нарисовать картину новейшей и живой тектоники, воссоздающей пространственное положение и этапы развития ранее заложенных или вновь возникших конкретных структур.

Наряду с теоретическим интересом в связи с выявлением некоторых закономерностей неотектонических процессов, выводы, к которым приходит автор, обещают помочь в решении ряда практических вопросов, а именно: 1) оконтуривание живых структур с целью обнаружения полезных ископаемых (например, нефти); 2) установление локальных движений в прибрежной полосе моря для проектирования берегоукрепительных сооружений; 3) прогнозирование характера и направления экзотектонических явлений на участках оживления структур; 4) выявление условий разгрузки или поглощения минеральных вод глубинного формирования активизирующимися разломами.

Автор выражает признательность своим коллегам по институтам геологии и географии им. Вахушти АН СССР и Тбилисского государственного университета, способствовавшим осуществлению этой работы, а также искренно благодарит за ценные указания и советы как в процессе исследований, так и в написании монографии А.И. Джанелидзе, А.А. Чиковани, Н.И. Николаева и Е.Е. Милановского.

В В О Д Н А Я Ч А С Т Ь

А. Обзор неотектонических воззрений

Основной задачей предлагаемой работы автор признает восстановление истории развития рельефа Грузии, как результата взаимодействия новейшей тектоники и процессов экзодинамики. Несомненно, формирование современных контрастных очертаний земной поверхности имеет длительную предисторию. Поэтому целесообразно будет дать весьма краткий обзор основных взглядов в литературе на доплиоценовое геологическое развитие Кавказа, приняв во внимание, что более полно этот вопрос рассмотрен в книге Е.Е.Милановского (1968).

Вопросы новейших тектонических движений Кавказа ставились еще в 20-х и 30-х годах в работах В.П.Ренгартена, А.Л.Рейнгарда, Г.Ф.Мирчинка и Н.Б.Вассоевича.

Современное толкование термина "Неотектоника", под которыми понимаются тектонические процессы, формирующие основные формы рельефа, возникло благодаря трудам С.С.Шульца, В.А.Обручева и Н.И.Николаева за время от 1937 по 1949 г.

Синтез явлений неотектоники можно увидеть в работах 40-х и 50-х годов Б.Л.Личкова, Г.Ф.Мирчинка и Н.И.Николаева. Они и послужили основой составления карты неотектоники и геоморфологического районирования СССР Н.И.Николаевым и другими авторами.

Накопление данных о молодых тектонических процессах подготовляло почву для выделения новейшего тектонического этапа, как самостоятельной части альпийского тектогенеза (Н.И.Николаев, В.Е.Хаин и Е.Е.Милановский), чему способствовала также некоторая специфичность исследования новейших движений.

Большую роль в становлении и развитии неотектоники

Кавказа сыграли труды А.Л.Рейнгарда, установившие зависимость главных форм рельефа области от тектонических, контрастно развивающихся, элементов (1917). В цикличности речной эрозии на Кавказе этот исследователь видел отражение прерывистости тектонических и климатических процессов.

Общепринятое положение, что уровни террас и их число выдержаны вдоль всего побережья, давало Б.Л.Личкову (1933) право связывать это с результатом четырехкратного поднятия всей области. Ссылаясь на межтеррасовые интервалы в бассейне р.Ассы, В.П.Ренгартен (1931) допускает 4 эпохи оледенения и 4 больших цикла эрозии (после последней орогенической фазы в апшероне). Однако Н.С.Шатский, анализируя строение Кавказского орогена, высказывается в пользу продолжительного и непрерывного течения складкообразовательных процессов, отрицая возможность проявления в кайнозое отдельных пароксизмов орогенеза (1940, 1950).

Против заимствованной из истории Альп схемы оледенений Кавказа и отвечающей им датировки террас выступил Л.А. Варданыц (1933, 1939). Позднейшее развитие рельефа он увязывает с максимальной верхнечетвертичной фазой горообразования, которую представляет в виде сложного девятиступенчатого движения, в котором первая подфаза синхронична риссу. Концепция эта приводит Л.А.Варданыца к выводу о весьма большой — 1-2 км — амплитуде верхнечетвертичных поднятий Кавказа, сменивших интенсивную бакинскую пенеplanation рельефа.

Представления о дифференцированных глыбовых движениях по разрывам придерживается и С.С.Кузнецов (1935, 1941), изучивший рельеф М.Кавказа, но К.Е.Паффенгольц признает ведущим типом новейших тектонических движений общее про-

грессивно возрастающее сводовое поднятие горной области, которое прерывается остановками или нисходящими движениями с компенсационным, всё сокращающимся опусканием в пределах депрессий (1959).

Большое значение плиоценово-четвертичным движениям на Кавказе придают В.В.Белоусов (1948), В.Е.Хаин и Л.Н.Леонтьев (1950).

Н.И.Николаев (1949) относит Б. и М.Кавказ к области интенсивных антропогенных и современных поднятий, сопровождающихся опусканиями с большими амплитудами. Размах вертикальных движений оценивается им в 4-5 км.

Развивая концепции Л.А.Варданянца и С.С.Кузнецова, А.А.Цагарели связывает формирование современного рельефа Кавказа с постплиоценовыми движениями (1964, 1965). При максимуме воздымания в 7 км, этим автором принимается темп поднятия 2-4 мм в год для антропогена, в то время как в более ранней эпохе он был равен 0,2 мм в год.

Общую амплитуду поднятия Главного Кавказа после миоцена С.Л.Кушев (1952) определяет по принимаемой им высоте поверхностей выравнивания: акчагыльской - 3-3,5 км (относит. выс. I-I,5 км), апшеронской - 500-900 м.

Максимальное поднятие Кавказа за четвертичный период оценивается К.К.Марковым (1965) и Е.Е.Милановским (1969) примерно, в значениях близких к 1,5-2 км.

По Е.Е.Милановскому, в позднеорогенную стадию развития Кавказа (в.сармат - антропоген) резко усиливаются его вертикальные дифференциальные движения, при этом, поднятия преобладают над опусканиями. Подсчитывая объём осадков, удаленных денудацией из зон поднятий, и сопоставляя эти
3 данные с величиной современного стока наносов кавказских

рек, Е.Е.Милановский приходит к заключению, что Кавказ в верхнесарматскую фазу орогенеза был в четыре раза, а в верхнеплиоценовую — в два раза ниже современного.

Работы автора этих строк позволяют целиком поддержать последний вывод.

Интересные результаты получены длительными (с 1940г) исследованиями неотектоники М.Кавказа Н.В.Думитрашко, С.П. Бальяном, Н.М.Казаковой, М.А.Мусеиловым и др.

Опираясь на данные уровнемерных наблюдений и повторного нивелирования на Черноморском побережье, Н.В.Думитрашко и Д.А.Лилиенберг отмечают более активные движения в прогибах в неогене и антропогене, нежели в поднятиях (1963). В периоды, соответствующие затуханию поднятий или движениям обратного знака, на Кавказе выработывалась система разновозрастных поверхностей выравнивания, деформация которых в настоящее время рисует основные особенности морфоструктур.

К ценнейшим исследованиям неотектоники относятся также батиметрические и геофизические работы двух последних десятилетий (В.П.Гончаров, Ю.П.Непрочнов, Я.П.Маловицкий и др.), выявившие основные морфоструктуры подводного рельефа неогеново-плейстоценовых отложений Черного моря.

Всё больше подчеркивается в исследованиях роль активных продольных и поперечных разрывов, осложняющих главные неотектонические структуры Кавказа.

Е.Е.Милановский отождествляет активизировавшиеся продольные разломы Б.Кавказа с древними глубинными структурами, заимствованными от герцинского времени. Большинство разрывов (крутые сбросы и взбросо-надвиги) унаследованы от предыдущих стадий развития Кавказа, но знак движения по ним мог меняться.

Продольными разломами, по А.Л.Цагарели (1966), контролируется вулканизм Грузии, активность которого усиливается в фазы тектонического покоя и прекращается в момент проявления орофазы.

Глубинные разломы поперечного простирания секут субширотные структуры Кавказа (В.Е.Хаин, М.Г.Ломизе, П.Д. Гамкрелидзе, М.В.Муратов) на ряд сегментов, испытывающих контрастные подвижки разных амплитуд и имеющих соответствующее выражение в рельефе.

Итак, большинство цитированных здесь взглядов признает ведущим фактором позднейшей эволюции рельефа молодые тектонические движения, хотя достоверность их не всегда убедительно доказывается.

Представление, примиряющее высказанные выше спорные концепции о неотектонических движениях области, рисует их в виде прогрессирующего сводово-глыбового поднятия Большого и Малого Кавказа, происходящего одновременно с погружениями межгорного и предгорных прогибов. Наряду с этим, вопросы о темпе и амплитуде, возрасте и фазах вертикальных движений, а также увязка их, с одной стороны, с явлениями оледенения, с другой же — с эвстатическими колебаниями уровня морей, продолжают быть предметом дискуссий.

Выявление ряда закономерностей новейших и современных тектонических движений достигнуто в работах, использующих геофизические методы (Институт физики Земли АН СССР) и инструментальные методы съёмки (Институт Географии АН СССР и Центральный научно-исследовательский институт аэрофото-съёмки и картографии).

И.П.Герасимов и Ю.А.Мещеряков рассматривают геоморфологические структуры, как комплекс форм рельефа и геологи-

ческого строения, исторически связанный в единое целое общностью условий развития. В основу структурно-геоморфологического анализа положен принцип подразделения форм земной поверхности на геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры (И.П.Герасимов, 1946, 1950, 1959).

Классификация, предложенная И.П.Герасимовым, и развиваемая Ю.А.Мещеряковым, была применена и Н.Е.Астаховым при структурно-геоморфологическом анализе рельефа Кавказа.

Детальные геологические и геоморфологические исследования в Грузии, в комплексе с геофизическими и инструментальными работами, и разработка принципов и методов морфоструктурного анализа позволяют подойти к решению ряда вопросов о характере и количественной стороне неотектоники, а также о связи её с глубинными процессами земной коры (М.М.Рубинштейн, 1957; Е.Е.Милановский, 1964 и др.).

Большое будущее принадлежит проблеме изучения современных движений Грузии, фактические данные о которых пока ещё только накапливаются.

Б. Задача работы и методика изучения молодых тектонических движений

Новейшие и современные движения, относящиеся к заключительному этапу тектонической истории района, в основном, представляют движения, вызванные молодым развитием региональных и локальных структур, в ряде случаев относящихся к новообразованиям.

Правильная оценка новейших и современных движений возможна, как замечает Н.И.Николаев (1949), на фоне более древних движений, частично замаскированных, благодаря нало-

жению колебаний разных периодов и амплитуд. Таким же сложным спектром отличаются и новейшие движения, для которых характерна ритмичность.

Не считая возможным свести всё разнообразие тектонических движений только к колебательным, И.П.Герасимов (1950) высказывает мысль об одновременности и непрерывности проявления эпейрогенических, вековых и орогенических движений.

Эти последние автор предлагаемого труда представляет как совокупность эндодинамических перемещений горных масс с различными скоростью и амплитудами, наибольшими — по осям антиклинальных структур, наименьшими — в их крыльях и мульдах. Перемещения осложнены последовательным наложением на крупные живущие структуры складок вторичных, мелких, развитие которых, в большинстве случаев, наследует закономерности становления крупных форм, на крыльях и днищах которых они зародились.

В работе дана попытка систематизировать для ряда районов структуры средних и низких порядков. Иногда же удаётся восстановить ход развития также и более крупных структур, давая при этом приближённую количественную характеристику.

Стадиальность развития структур разного порядка фиксируется с помощью террас и плоскостей выравнивания. При этом, наиболее подвижным и быстро реагирующим на изменение эндогенных условий фактором являются гидрографическая сеть и морское побережье. Поэтому мы посчитали целесообразным дать описание позднейших движений, не отрывая их от тех, от которых они унаследованы, и которые запечатлены в общей морфологии рельефа, эволюционировавшего в конкретной тектонической обстановке.

Изучая морфологию рельефа, мы устанавливаем, опираясь на индуктивный метод исследований, взаимосвязи большого количества с виду как бы случайных и подчас незначительных фактов, представляющих деталь в динамическом процессе становления рельефа той или иной части района. И хотя "геологические летописи, — по словам Е. Вегманна (1957)^{х)} — повреждены так сильно, что восстанавливаемая по ним история поневоле содержит ряд пробелов", большое количество фактов для сопоставлений, приводимое при съёмке террас, позволяет, в известной мере, сузить эти пробелы, и, с большим или меньшим приближением, представить направление и амплитуду неотектонических движений на конкретных участках страны.

Основой наших неотектонических исследований в Грузии является структурный анализ в сочетании с геоморфологическими, геофизическими и геодезическими методами. Складчатые структуры анализировались с целью установления градации слагающих их элементов — соподчиненности структур разных порядков и распознавания некоторых специфических форм. Важной задачей структурного анализа является выявление этапов развития структуры, с учётом того, что структура раннего формирования усложняется процессами интенсификации и вторичными формами, вызванными дифференциальными движениями.

Основная роль среди геоморфологических методов принадлежит анализу положения террасовых ступеней — возрастных меток последовательного прерывистого поднятия структур. Высоты террас характеризуют амплитуды воздымания от момента нивелирования ранее сформировавшейся структуры (когда восходящие движения замедляются или прекращаются) до момента очередного нивелирования и эрозионного её срезания. Оно

х) "Живая тектоника".

происходит на уровне предельного углубления долины, соответствующего амплитуде поднятия складки, увенчанной террасой предыдущего цикла.

Здесь важно учитывать и то обстоятельство, что накоплению речных осадков на этапе тектонического покоя — низкого стояния континента — соответствуют в депрессиях мелкозернистые и пелитовые отложения. Последние разделены грубозернистыми фациями — продуктами выноса из областей в стадии интенсивного поднятия и сопутствующего углубления речной сети. На этой основе нами дана условная датировка неогеново-четвертичных террасовых поверхностей. Ранние из них датируются, опираясь на литолого-фациальный анализ верхнеогеновых отложений Причерноморья Грузии. Он позволяет наметить стадии седиментации, исходя из положения, что террасовые поверхности вырабатываются в этап ослабления эрозии (относительно понижения континента), когда в море сносятся преимущественно тонкозернистый материал. Подобная закономерность наблюдалась нами в ряде случаев для установленных по фауне горизонтов антропогена в разрезе буровых скважин Колхидской депрессии.

В геоморфологических исследованиях основой количественной оценки вертикальных движений послужил морфометрический анализ, с помощью картографического изображения дифференцированных движений структур.

Анализ морфометрических данных был выполнен на основе геодезической съёмки террас и плоскостей выравнивания, путем нивелирования профилей террас и поймы, или с помощью аэрофотосъёмки.

Для картографического изображения неотектонических движений, на имеющиеся тектонические карты района наносятся

структуры с учётом их порядка и обозначения амплитуд движения от нижнего плиоцена до настоящего времени. Поверхности древних террас деформированы позднейшими дислокациями как пликративного, так и дизъюнктивного характера, что также отображено на карте.

Возраст террас устанавливается по фаунистическим и археологическим критериям или на месте, или сопоставлением с соседними районами, где террасы датированы.

Для высокогорной зоны со значительно нарушенным новейшими дислокациями начальным уровнем террас, нумерация их с целью датировки требует кропотливого сопоставления по абсолютному уровню фрагментов плоскостей выравнивания в интервалах близких амплитуд вертикальных движений структуры высокого ранга. При этом, допускается возможность ундуляции её оси, с другой стороны, принимается в расчёт направление работы древней водной артерии. При определении относительного возраста террасы, опираться только на показатели превышения её над поймой не всегда оправдано: в сводовой части поднятия Кавказа и, особенно в верховьях рек, относительные высоты террас уменьшены.

Ввиду того, что самые молодые террасы Ш_2 , II и I, в общем, сохраняют один или близкий уровень превышения над поймой в различных складчатых зонах (при нормальном развитии речных долин), счёт высоких террас, а следовательно датировку их, правильно будет вести от Ш_2 террасы, приняв во внимание, что интервал между нею и Ш_1 в зоне поднятий Б.Кавказа будет значительным.

В областях широкого развития реликтов террас (Причерноморье) построение изобаз помогает восстановить древние приморские равнины, контуры которых указывают на деформа-

ции, вызванные верхнечетвертичными складчатыми движениями.

Наложение детального геологического разреза вдоль субмеридиональной речной долины на нивелировочный профиль современной эрозии позволило, на примере р. Маджарки, обнаружить следующие закономерности эрозионной работы на различных элементах структур: а) на крыле антиклинали, противоположном уклону реки — постепенное выполаживание дна долины; б) максимальное выполаживание (почти до выравнивания профиля) — на своде структуры; в) усиление крутизны речного дна на крыле, падающем в сторону уклона реки. При этом наибольшая крутизна профиля эрозии совпадает с местом наибольших величин углов падения крыла. Обратное явление наблюдается для синклинали: увеличение уклона кривой эрозии на северном крыле синклинали сменяется выполаживанием в пределах мульды и части южного крыла. (Анализ формы большого количества инструментальных профилей по террасам показывает, что коэффициент уклона на своде структур меньше, чем в мульдах синклиналей).

Построенный вдоль Маджарки профиль обнаруживает в изломах кривой активность некоторых дизъюнктивов, пересекающих долину поперек.

Не менее плодотворной оказалась и площадная съёмка террас, с применением частичного инструментального профилирования. Она позволила выявить поперечные поднятия 6 и 7^х) порядков, наложенные на продольные структуры.

Представляется очень важным, что предельное поднятие структуры коррелирует с уровнем эрозионного срезания. Это соответствие удастся определить при следующих условиях:

1) при установлении количества и характера изменения морфо-

х) Количественная оценка их дана ниже.

метрических показателей террас на значительном протяжении долины; 2) если структуры отчетливо выражены в рельефе и рассечены продольными древними долинами. Склоны последних служат своеобразным графиком позитивных движений (воздымающегося крыла существующей складки или свода новой). Пределы их поднятия фиксированы террасами определенного уровня; 3) благоприятными являются обрисованные в рельефе антиклинальные структуры, разделенные параллельными синклинальными прогибами, пересеченные долинами поперечно.

В последнем случае, съёмкой террас реконструируются древние профили днищ, отрезки которых выполаживаются на сводах и мульдах структур, на крыльях же становятся круче. Профили террас разных циклов эрозии для положительных структур будут отличаться не только абсолютной высотой, но и уклонами, — чем древнее кривая эрозии, тем круче на крыльях структур её отрезки. Однако, надо учесть и то обстоятельство, что при пересечении ряда крупных структур можно встретиться и с обратным явлением. Древние террасы, длительно вовлеченные в воздымание структур, испытывают вторичное выравнивание, и тогда профили их будут изменять свой уклон в обратном соотношении с возрастом террасы (долины Чорохи-Аджарисцкали, Риони). Опорой для контроля в этом случае служит инструментальный профиль современного русла.

При пересечении долинами однозначных структур, древние речные днища, восстановленные по обрывкам террас, характеризуются плавными подобными профилями. Резкие изгибы и изломы на профилях могут быть следствием смещения с группой реликтов одного цикла эрозии останцов иного возраста. Или же это — результат влияния дизъюнктивов. Для проверки последнего предположения необходимо детально



изучить тектонику участка и сопоставить здесь аномальный отрезок с профилями нормального комплекса террас. Повторение скачка на соседних кривых обычно связано с подвижками по разрывам. Контроль над реконструкцией древних пойм проводился сопоставлением террас рассматриваемой долины с соответствующими их фрагментами других частей исследованной территории. При этом надо было исходить из предположения о близких значениях амплитуд поднятия в пределах однородных элементов крупной структуры.

Восстанавливая древний рельеф по террасам, мы руководствовались выводом, что наибольшая вероятность их сохранения имеется, с одной стороны, в мульдах синклиналей, с другой — на сводах антиклиналей.

В первом случае, сохранению речных отложений благоприятствует не только нахождение в длительно развивающихся прогибах (Мухранском и Тирифонском), но и во вторичных синклиналях на крыле материнской структуры, втянутых в интенсивное поднятие несколько позже. Примером могут служить плиоценовые осадки вершины Цив-Гомборского хребта.

Во втором случае, при наличии прямого отражения антиклинали в рельефе, высокая терраса сохраняется преимущественно на её своде по той причине, что в процессе эволюции долинной сети речные поймы в большинстве смещаются по падению слоев к крыльям и периклиналям антиклинальных структур, т.е. развиваются консеквентно. При продолжительном развитии складок эта тенденция будет выражаться сильнее. Именно в таких условиях размыв осадков на сводах антиклиналей становится ещё менее вероятным. Поэтому, при переходе из области более высоких амплитуд поднятия структур к меньшим, или даже погружению, наблюдаются ряды террас,

не только высота, но и возраст которых будут убывать в сторону смежных депрессий.

Не редки случаи слияния поверхностей разноциклических террас по падению крыльев структур. Тогда мы имеем возможность датировать террасы в склонах долин, пересекающих структуры перпендикулярно и, в большинстве случаев, иллюстрирующих заметные скачки между разноциклическими террасами (террасы Дурипши, Моквы, Мухазстате и др.).

Количественная сторона этих явлений может быть изучена на примере хр.Макратела в Мта-Тушети. Амплитуды прерывистых поднятий слагающей его синклинали за время от нижнего плиоцена до голоцена выражены в графике высотного положения пойм главной речной артерии соответствующих циклов эрозии (см.рис.6). В этом графике, в отличие от поперечного разреза террасированных склонов долины, нижние кривые выражают положение ранних пределов поднятия структур, верхние - поздних.

При расчёте интенсивности прогибания террас в синклинальных депрессиях, таких как Тирифонская и Мухранская, имеется обратная картина: верхние кривые характеризуют древний уровень опускания террас по крыльям и в мутьде синклинали, а нижние - позднейший уровень.

При этих построениях надо учесть, что механическое вычитание из показателя предела предыдущего поднятия террасы величины превышения её над последующей террасой не даст истинного уровня этой последней. Здесь следует принимать во внимание положение каждой из террас относительно элементов материнской структуры. Иными словами, высота террасы будет изменяться в зависимости также и от темпа вертикальных движений структуры, который, таким образом,

различен для различных её частей.

При количественной оценке амплитуд молодых разрывных дислокаций в районах развития мощных однообразных (юрских) толщ, решающую роль играют морфометрические наблюдения, наряду с картированием террас. Они помогли определить амплитуду и знак разрывных смещений по морфологическим ступеням на кривых эрозии, построенных по обрывкам разноциклических террас, расположенных в разных крыльях разрыва; резко разнятся также мощность террасового покрова, размеры террасовых поверхностей и превышения над поймой (Чешо-Коклатский разрыв Мта-Тушети).

С другой стороны, в Раче, детально изученной геологически, картирование террас позволило подсчитать по вертикальным движениям в обоих крыльях разрыва примерное соотношение амплитуды воздымания различных элементов структуры по разрывам. Поднятие и здесь имеет прерывистый характер (Самтисский сбросо-сдвиг).

Выяснению качественных характеристик дизъюнктивной тектоники, главным образом южного склона Кавказа, способствовало, ранее проведенное автором, изучение условий формирования углекислых минеральных вод, и, именно, морфологии выводящих их разрывов и характера зон нарушения, а также химического состава минеральной воды. Такие её компоненты, как хлориды, йод и бром, вместе со свободной углекислотой, являются показателями большой глубины формирования растворов. Следовательно, выводящие их на поверхность разломы отличаются достаточной глубиной и молодой раскритостью. По этим признакам среди дизъюнктивов южного склона Кавказа установлены определенные системы разрывов разного времени заложения, но связанных в пределах

одного региона общих планов деформации, сходных глубиной и ориентировкой.

Установление величины прогибания синклинальной межгорной депрессии в Грузии за четвертичное время базировалось на комплексе наблюдений: фациально-литологических - над погребенными миоплиоценово-четвертичными осадками и детальными геолого-геоморфологическими и гидрогеологическими в пределах региона. Решение вопросов формирования его рельефа потребовало тщательного изучения террасовых рядов по бортам депрессии и, что особенно важно, террас вдоль рек, поперечно пересекающих депрессию. Особенно ценным явилось полуинструментальное профилирование по деформированным террасовым поверхностям на живых структурах и их переклиналях. Эти наблюдения позволили наметить положение осей изгибов и примерный возраст позднейших дислокаций. Не менее важным оказалось сравнительное петрографическое площадное изучение галек террасовых и элюво-делювиальных отложений, проведенное подсчетом количества отдельных компонентов. Этим путем получены были критерии для разделения осадков по генетическим признакам, а также - для установления областей размыва и путей переноса реками материала.

Гидрогеологическая съёмка, знакомя со свойствами водопроницаемости комплексов развитых здесь пород, дала возможность провести границу между плиоценом и плейстоценом при бурении погребенной части структуры. В то же время, построение профилей террас по бортам прогиба способствовало расшифровке (посредством интерполяции) строения складки под накоплениями четвертичного аллювия и уточнению его мощности.

Основным объектом наших неотектонических наблюдений

в Грузии были конкретные структуры (средних и низких порядков), воздействие которых на рельеф графически отражено на структурно-морфологических картах, составленных нами для отдельных районов (1970 г.). Там, где позволили фактические данные, восстановлено положение в изогипсах древних эрозионных днищ и морских шельфов. Оказалось, что их деформация коррелирует с унаследованным планом тектоники.

Все эти данные обобщены на карте новейших вертикальных движений территории Грузии (масштаба 1:600.000)^{х)}. На ней принято следующее деление на области, различающиеся по возрасту, интенсивности и знаку движений: А - сводово-глыбовых поднятий (P1-Q), унаследованных с раннеальпийского и доальпийского (герцинского и киммерийского) орогенеза, весьма интенсивных (амплитуда 1,5-2 км) и интенсивных (амплитуда 1-1,5 км); Б - области P1-Q поднятий до-плиоценовых прогибов (амплитуда от 100 до 700 м) и В - P1-Q погружений, унаследованных от раннего неотектонического этапа; Г - краевые участки древних межгорных прогибов, обособленные поднятиями антиклинальных гребней в верхнем плиоцене и нижнем плейстоцене; Д - области воздымания герцинского и киммерийского субстратов и Е - накопления вулканогенных образований (Рис.1).

Поднятие структур высоких порядков (4 и 5), соответствующих плиоценовым стадиям развития, изображены на карте с помощью изобаз.

Вторичные складки, осложняющие крылья крупных структур, в ряде случаев даны в изолиниях с высотой сечения в сотни и десятки метров, с указанием порядка и названия материнской структуры.

х) Карта дана в приложении.

В прогибах изобазы проведены по кровле верхнего плиоцена.

На карте изображены наиболее распространенные террасы плиоценово-плейстоценовых циклов развития. Превышения их над современным руслом характеризуют количественную сторону молодых движений, выраженных соответствующими изолиниями. Даны также оси поперечных поднятий, получивших отражение в рельефе и, как показывает морфометрия террас, активных в верхнеплиоценовое и четвертичное время.

Среди дизъюнктивов, известных по литературным источникам, мы особо выделяем системы разрывов, молодые подвижки вдоль которых способствуют выходу минеральных вод на поверхность. Обозначены знаком порядка также дизъюнктивы, непосредственно изученные автором, отраженные в морфологии земной поверхности, или погребенные под молодыми наносами. Они проявляют себя в смещении разведанных бурением фаунистически определенных горизонтов верхнего плиоцена и антропогена (Колхидская впадина), а также - влиянием на условия циркуляции подземных вод в межгорной впадине (Тирифоно-Мухранская депрессия).

Что касается порядков, выделенных нами структур, то они характеризуются амплитудами воздымания, контролируемые пределами поднятия террас:

- структуры высоких порядков 4, 5 и 6 (соответствуют поднятиям УП, УІ и У террас);
- " средних порядков 7 и 8 (" " ІУ и ШІ);
- " низких от 9 до І2 порядков (" Ш₂, ІІ₁, П₂ и І).

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР ЖИВЫХ СТРУКТУР

А. История изучения неотектоники

Кавказ и, в частности, Грузия являются классической областью проявления новейшей тектоники. Надежными реперами этих движений служат широко развитые здесь комплексы речных и морских террас, проблеме хронологии которых издавна придается большое значение. И хотя систематического специального изучения морфометрии террас и сопоставления их на обширной территории Грузии не проводилось, по мнению большей части исследователей, накопившиеся данные о наклоне террасовых поверхностей и изменению межтеррасовых интервалов позволяют судить о характере и знаке молодых движений крупных тектонических единиц. Эти выводы подкрепляются также наблюдениями над фациальным составом осадков в прогибах, переуглублением речных дниц и другими фактами.

Ряд весьма интересных сведений об этом можно почерпнуть в работах В.Ю.Руммеля, А.Л.Козлова, О.Н.Михайловской, В.Е.Пахомова, А.И.Москвитина, А.Л.Рейнгарда, И.Г.Кузнецова, Е.В.Шанцера, А.В.Моцерелия, А.В.Живаго, Ш.В.Лашхия, П.В.Федорова, А.А.Чиковани и др.

Исследуя рельеф Алазанской долины, А.Л.Рейнгард (1939) доказал, что постепенное погружение древних террас её притоков под молодые "последниковые" наносы обусловлено относительным погружением Алазано-Агричайской депрессии с начала антропогена по настоящее время.

К выводу о молодом (плиоцен-голоцен) воздымании М.Кав-

каза пришли С.С.Кузнецов и И.К.Трифонов (1935), изучавшие плоскости выравнивания по склонам и вершинам Аджарского хребта, а также В.Е.Пахомов (1937), наблюдавший пенепленизированную и изогнутую поверхность у слияния рек Храми, Алгети и Куры.

Анализируя изменение межтеррасовых интервалов в долинах рек, стекающих с Сурамского хребта, И.Г.Кузнецов (1941) высказал мысль о молодом относительном поднятии Сурамского массива по оси структуры и попутном опускании его периферических частей, вовлеченных в погружение Куринской и Рионской впадин.

Не мало сведений подобного характера можно почерпнуть в материалах исследований полосы Причерноморья Грузии.

Е.В.Шанцер (1939-1940) фиксирует колебание относительных высот III, IV и V террас для всей причерноморской полосы (от Джубги до Ингури), а также постепенное уменьшение к подножию Кавказа высот цокольных террас и переход их в аккумулятивные террасы. В этих фактах Е.В.Шанцер видит доказательство сводовых поднятий Кавказа. Куринско-Рионскую депрессию он представляет как подобие грабена, подвергшегося дальнейшей дислокации.

Сравнивая положение чаудинской террасы на Черноморском побережье, П.Ф.Федоров объясняет различный уровень ее превышения над морем в связи с "неравномерным воздыманием различных участков Кавказских предгорий (1963).

К выводу об унаследованном характере новейших движений приходит и А.А.Чиковани на основании изучения стратиграфии и фаций плиоцена нефтеносного района Гурии. Значительные антропогенные движения устанавливаются тут этим автором по интенсивности дислокаций чаудинских слоев.

И.Р.Кахадзе (1950), давший первую современную сводку по четвертичным отложениям Грузии, вопреки мнению Андрусова, Архангельского, Страхова и Ливенталя, отрицал наличие в Колхиде погребенных террас. Он считал её молодым развивающимся прогибом, в котором в антропогене накапливались мощные морские осадки.

Е.К.Вахания (1967), обобщивший результаты геолого-поисковой и геофизической разведки этой области, рассматривает Колхидскую депрессию как крупный грабен-синклинорий, ограниченный с севера и юга разломами. По его мнению, строение погребенных складок усложняется с глубиной.

К сожалению, буровые скважины в Колхиде, Гурии и всей приморской полосе Грузии, пройденные для решения народнохозяйственных задач, дают весьма приближенные сведения о мощностях, литологии и фаунистической характеристике осадков верхнего интервала разреза, у с л о в н о относимых к четвертичным. Это в большой мере ограничивает возможность суждений по данным бурения об участии структур Колхидской низменности в четвертичных движениях.

Из ранних трудов, некоторым теоретическим вопросам новейших движений в Грузии посвящена книга А.И.Джанелидзе - "Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми" (1940), положившая основу для изучения неотектоники. В этой книге впервые показано наличие в Западной Грузии "краевых" постэрозионных складок и надвигов, для возникновения которых необходимо наличие "свободного фронта движения". Вследствие этого Южно-Окрибский надвиг мог зародиться лишь после того, как меловой покров Окрибы был размыт и уцелевшая на юге толща известняков получила возможность свободно продвигаться вперед под дейст-

вием тангенциальных напряжений.

Кроме этого труда, следует напомнить также об исследованиях по проблеме динамики неотектонических движений профессора К.И.Добровольского в Тбилисском институте сооружений (ТНИСТЭИ). Его наблюдения над деформацией пород при выработке подрусовых целиков угля на угленосных площадях Ткварчельского и Ткибульского месторождений должны были пролить свет на динамику движений искусственно нарушенных пластов и служить моделью тектонических процессов. К сожалению, работа эта, после безвременной смерти ученого, не получила должного продолжения.

В послевоенные годы в Грузии широко развернулось крупномасштабное геологическое картирование, с использованием геофизических методов, бурения (в том числе, структурного), с систематическим применением микрофаунистических и палинологических исследований. Этим создаются условия для более полного морфоструктурного анализа, с оценкой не только качественной, но и количественной стороны новейших движений.

В последние годы исследованиями охвачены: окрестности Тбилиси (В.С.Алпаидзе), Ахалцихская впадина (Г.М.Майсурадзе) и Гарэ-Кажетия (Б.П.Джаджанидзе).

В первой из работ выделяются генетические типы рельефа, связанные общностью морфогенетического процесса и отличающиеся степенью отражения геологических структур в рельефе.

Формирование рельефа Ахалцихской котловины, по Г.М. Майсурадзе, обусловлено движениями Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Весьма интересные данные по изучению четвертичных

отложений, развитию рельефа Гаре-Кахетии и количественной стороне его движений получены Б.П.Джаджанидзе. Выводы его подкреплены находками в террасовых отложениях остатков четвертичных позвоночных и микрофауны.

Сводка материалов комплексных исследований по плиоценово-четвертичным движениям Грузии осуществлялась, с одной стороны, работами по неотектоническому районированию и составлению карты морфоструктур в масштабе 1:600.000 (Н.Е. Астахов, 1968), с другой стороны, составлением геоморфолого-структурной карты в масштабе 1:50.000 полосы Черноморского побережья между реками Псоу и Чорохи, выполненным, в основном, автором предлагаемой работы (1967).

В заключение следует коснуться вопроса об исследовании в Грузии современных движений геодезическими методами. Оно проводилось лишь на побережье Черного моря. Систематизировавший данные многолетнего повторного нивелирования, В.М.Джикия (1966) приходит к выводу об общем поднятии участков Туапсе-Сочи со скоростью 2,1 мм/год и Очамчире-Хоби со скоростью 0,6 мм/год.

В полосе общего относительного опускания находится побережье между Сочи и Очамчире, а также участок Цхакая-Поти. На этом последнем ось опускания, среднегодовая скорость которого 6,2 мм/год, проходит через г.Поти.

Ближние величины скорости 4-6 мм/год установлены здесь и по наблюдениям Н.В.Думитрашко и Д.А.Лилиенберга (1963).

На основании только этих немногочисленных данных трудно судить, является ли увеличение темпа вертикальных движений повсеместным на Кавказе в современную эпоху и служит ли оно показателем новых тенденций в тектоническом развитии области.

В основу проводимых автором исследований в Грузии, наряду с личными наблюдениями, легли материалы о её геологическом строении, изложенные в трудах большой группы авторов: В.П.Агеева, Ш.П.Адамия, С.Г.Букия, Д.А.Булейшвили, Е.К.Вахания, П.Д.Гамкрелидзе, А.И.Джанелидзе, С.И.Ильина, Н.А.Канделаки, В.И.Курочкина, Е.Е.Милановского, Д.Ю.Папавва, В.П.Ренгартена, В.Е.Хаина, А.Л.Цагарели, А.А.Чиковани, Г.Р.Чхотуа, А.Г.Эберзина, В.Я.Эдилашвили и др.

Б. Структурное районирование Грузии и общие черты рельефа

На территории Грузии расположена преобладающая часть водораздела между Черным и Каспийским морями, в котором орографически выделяются горные системы Большого и Малого Кавказа. Они разделены Закавказским межгорьем, приподнятым в зоне герцинского субстрата (Дзирульский массив). Стержневой частью Большого Кавказа является Главный Кавказский хребет. Малый Кавказ включает на севере Триалетский и Аджаро-Имеретинский (Месхетский) хребты, а на юге — менее поднятое Южно-Грузинское нагорье с меридиональной цепью высоких плато, увенчанных потухшими вулканами Джавахети. Закавказская депрессия делится упомянутым поднятием субстрата срединного массива на западную — Колхидско-Черноморскую и восточную — Картло-Кахетскую депрессии, осложненные рядом вторичных поперечных воздыманий.

Развитие молодых структур Грузии целесообразно рассмотреть по геотектоническим единицам, особенности строения которых обусловили различие геологической истории и своеобразие

неотектонических процессов. Это позволит выявить унаследованность характера движений и подчиненность интенсивности развития живых структур тектоническим единицам более высокого порядка.

По структурным критериям территория республики подразделяется на следующие зоны: 1) мегаклинорий Большого Кавказа, 2) Закавказскую депрессию или Грузинско-Азербайджанскую глыбу и 3) мегантиклинорий Малого Кавказа.

Данные наблюдений рассмотрены в этом труде, в основном, по известной схеме геотектонического районирования А.И.Джанелидзе, П.Д.Гемкрелидзе и А.Л.Цагарели. Но в ходе систематизации материалов, в ряде случаев, оказалось более целесообразным использовать соответствующие единицы тектонического фона, принятые Е.Е.Милановским и В.Е.Хаиным (1964).

1. МЕГАНТИКЛИНОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

представляет собой асимметричное горное сооружение, в осевой части которого выделяется Главный Кавказский хребет, отделяющий широкий и пологий северный склон от узкого интенсивно складчатого южного склона. Центральный Кавказ с герцинским кристаллическим ядром образует наиболее расширенную и поднятую более чем на 5 км часть горной системы, которая суживается и понижается по обе стороны от Центрального Кавказа. Южный склон Центрального и Западного Кавказа, входящих в Грузию, сложен относительно короткими, параллельными, кулисообразно расположенными гребнями; Гагринским, Бзыбским, Кодорским, Мегрельским, Сванетским, Лечхумским, Рачинским и Сурамским. Они разделены продольными долинами верховьев рек Бзыби, Кодори, Ингури, Цхенис-Цкали, и Риони. Упомянутые гребни постепенно снижаются к Колхид-

ской впадине, но подходя к Черному морю круто обрываются. Восточные части этих гребней примыкают к Главному хребту через меридиональную перемычку.

Зоне Главного водораздела на Восточном Кавказе соответствуют два хребта - высоко поднятый Боковой и кулисообразно подставляющий его с юга, Главный хребет. От Главного хребта отходят на юг отроги - Гудисский, Ломис-Алевский, Гудамакарский, Картлийский, Кахетский и др., высота которых от 2,5 км - на западе, повышается до 3,6 км - на востоке. Упомянутые гребни разделены долинами рек Б. и М.Лиахви, Ксани, Арагви, Иори и Алазани.

Мегантиклинорий Б.Кавказа в продольном направлении делится на ряд мегаблоков, поднятых на различную высоту. Из них наиболее высокий уровень занимает центральный мегаблок. Значительно приподнята на этом отрезке осевая часть мегантиклинория, образующая древнее кристаллическое ядро Главного хребта; крылья структуры слагаются лейасскими отложениями и осложнены более поздними структурами, ориентированными под некоторым углом к оси мегантиклинория и, в ряде случаев, кулисообразно замещающими друг друга. Ограничивающий его с юга синклинорий южного склона Б.Кавказа характеризуется значительной мощностью мезозойских толщ, интенсивной складчатостью и общей опрокинутостью на юг.

К центральному блоку Б.Кавказа непосредственно примыкает с юга Сванетская зона южного склона, представленная сильно смятыми геосинклинальными толщами от палеозоя до мела. Западным её продолжением является флишевая зона Северо-Западного Кавказа (в.юра-палеоген). Сванетская зона сменяется на юге Абхазско-Рачинской зоной, сложенной ниже и среднеюрскими отложениями, испытавшими киммерийский оро-

генез. Между синклиналием южного склона и Грузинской глыбой пролегает переходная Рача-Лечхумская впадина в меловых и третичных породах, приуроченная к крупному тектоническому шву.

В Восточной Грузии осевая зона мегантиклинория построена мощными терригенными толщами нижней и средней юры, интенсивно дислоцированными и сжатыми, нередко, в изоклинальные складки. В южном крыле мегантиклинория здесь развита флишевая зона Восточного Кавказа, составляющая восточное продолжение Сванетской и Абхазско-Рачинской зон, и сложенная верхнеюрско-меловыми отложениями, на значительной части своего распространения скрытыми под плиоценово-антропогеновыми молассами Алазанской долины.

Ниже дана характеристика неотектонических явлений в некоторых подзонах Южного склона Б.Кавказа и стержневой части Главного Кавказского хребта.

Западная часть Главного Кавказского хребта

Абхазско-Сванетская подзона

Бассейн верхнего и среднего течения р.Бзыби

Для рельефа этой, наименее приподнятой западной части Абхазско-Сванетской подзоны характерно сочетание крутосклонных узких сланцевых хребтов с зубчатыми вершинами и массивных порфиритовых гряд в гипсометрическом интервале 2200-3300 м.

Протяженная широтная долина Бзыби ограничена по правобережью, изгибающимися из северного в восточное направление,

Гагринским хребтом с наибольшими высотами — Ах-Ах—2736 м и Агепста — 3261 м. Глубина прорезания рекою рельефа здесь от 2700 до 2400 м. В верховье широтная долина Бзыби приближается к Главному хребту, поднимающемуся к востоку до высоты 3893 м — г.Кара-кая. Восточнее истоков Бзыби, в направлении её долины проложена долина верховьев Ацгары, огражденная с севера Главным хребтом, с наибольшим поднятием до 4040 м — Домбай-Ульген. С юга долину опоясывает восточное продолжение Бзыбского хребта — Абхазский гребень. Наибольшие их высоты — г.Хипсты (2497 м) и Гораб (2763 м). Причудливо высечено в рельефе юго-восточное окончание—Абхазский хребет, который сменяется Кодорским хребтом с наибольшей высотой над верховьем р.Галидзги 3309 м — г.Ходжал.

Главными притоками Бзыби на её широтном интервале являются правобережные реки Гега, Пшица, Бавю и Грибза. Гега сливается с Юшарой, которая вытекает из озера Рица, питающегося рекой Лашипсе.

Исследованный район в его северной части складывается сложно дислоцированными лейасскими сланцами, на которые с севера надвинуто кристаллическое ядро Главного хребта. За лейасом к югу следуют среднеюрские отложения, сменяющиеся южнее позднемезозойскими, смятыми в сравнительно небольшие пликативные структуры, осложненные вторичной складчатостью и разрывами. В синклиналиях наблюдается непрерывный разрез осадков верхней юры и нижнего мела; мощность верхнеюрских отложений именно здесь достигает наибольшей величины (Г.Чхотуа, 1939). В антиклиналях, напротив, отмечаются перерывы в осадконакоплении и сокращение мощностей. Это позволяет связать синклинали с древними областями погружения, а антиклинали — с поднятиями.

Как мы увидим ниже, общая тенденция этих движений оказалась унаследованной и в четвертичное время.

Со стороны взаимосвязи с морфологией района представляет интерес синклиналь Пшица, в верховьях ручья Пшицы. Крылья синклинали слагают меловые отложения, мульду — палеоцен-эоценовые. Ось синклинали испытывает по простиранию на юго-восток небольшие ундуляции. Поэтому на левом берегу Бавю, в мульде восточного окончания этой складки, обнаруживаются оксфорд-лузитанские отложения. Северное крыло её рассечено региональным Рицинским разломом (разлом Пшегишхва-Элашкуп — по С.Г.Букия) и надвинуто на южное крыло, с падением сместителя на север под $\angle 50^\circ$. На северо-западном продолжении оси синклинали Пшица, в северном крыле Рицинского нарушения (в среднем течении Геги) расположена, смещенная разрывом к западу, небольшая синклиналь. В её крыльях вскрыты оба яруса средней и все горизонты верхней юры. В мульде складки — слои титона.

Не менее интересна параллельная ей антиклинальная структура Гега-Юпшара в южном крыле Рицинского разрыва, на южном берегу озера Рица. Она сложена верхнеюрскими отложениями от лузитана до титона; в её ядре — байос.

Древние и молодые разрывы в районе проявляются здесь весьма отчётливо, сопровождаясь зонами дробления, милонитизации, а также дислокацией пород в контакте. Из древних нарушений, кроме Главного надвига южного склона хребта, явно заявляет о себе региональный разлом на границе лейаса и средней юры. Южнее, параллельно ему вдоль Бзыби, от Геги до меридиана г.Чибиски, протягивается другое нарушение, рассекающее южные крылья складчатых структур и приводящее в контакт отложения нижнего мела и верхней юры. Наискось к

нему, в полосе между речья Пшицы и Бавю небольшой сброс сечёт верхнеюрские отложения.

В рельефе рассматриваемой территории более или менее отчётливо выделяется серия древних и молодых террас, морфометрия которых детально описана в предыдущей монографии - 1970 г. - на страницах 169-175. Новым в предлагаемой работе является выделение в верховье р.Бзыби, на основании тщательного осмысливания имеющихся данных, Ш_1 (древне-эвксинской) террасы. К ней мы относим протяженный на 2 км останец плато на правом берегу Б.Ахея, высота которого 1240-1200 м, а превышение над рекой - 100-120 м.

Специфические условия развития рельефа запечатлелись в морфометрии Ш_1 террасы Псху^{х)}, представляющей обширную, протяженную аллювиальную равнину, наклоненную к югу от 750 до 650 м (превышение 100-120 м). Аллювий, состоящий из галек известняка, порфирита, песчаника и основной изверженной породы, имеет мощность 11,8 м и залегает на выровненной поверхности байоса, в северной части террасы, и бата и келловоя - в южной. Останцы одновозрастной террасы над с.Ниж. Бетага, на крыльях синклинали Псху, подняты над поймой Бзыби на 170-180 м. Ступени Ш_1 аллювиальной террасы встречаются также к югу от оз.Рица, где они подняты над поймой Юшары на 100 м; на их склонах врезаны площадки Ш_2 террасы на отн.выс.59-40 м. Ступени аллювиальной террасы, переходящей у северного подножья г.Агепсты в морену, с относительной высотой 50 м, принадлежат II террасе. Ей синхроничны уступы в склонах или пласты галечника на высоте 35-40 м и 20-25 м по склонам долин Авадхары, Лашипсе и Бзыби (западнее Рикзы) на относительной высоте 12-15 м. В расширениях долин

х) Ранее она относилась к IV террасе.

Бавю и её притоков долинное дно является I аккумулятивной террасой. Увеличенная мощность галечников в прогибах коренной их подошвы способствует образованию в них небольших бассейнов подземных вод. Превышение I террасы увеличивается от 2,5 до 4-7 м от оси к крыльям прогибов.

Специфика рельефа исследуемого района заключается в том, что морфология поперечных долин основных рек его, а также высотное положение комплекса террас испытывают резкие и однородные изменения вдоль продольных, сравнительно нешироких, но протяженных зон. Изменения эти выражаются или в признаках относительных поднятий или опусканий; особенно отчётливо выражены эти последние в зонах: верховье Бавю - среднее течение Грибзы, или озеро Рица - расширение долины Геги.

Характер молодых дислокаций в бассейне верховьев

Б з ы б и

Итак, в разных по широтам отрезках долин поперечных рек мы встречаемся с однородными расширениями как современной, так и древних пойм, и уменьшением относительных высот террас, вместе с увеличением мощности террасового покрова. Иными словами, ряд широтных зон, в общем, характеризуется меньшими, по сравнению со смежными участками, амплитудами восходящих движений. Чтобы убедиться в этом, вернемся к данным морфометрии террас, дополнив её анализом профилей эрозии, в частности, для долины Псху.

Как уже известно, р.Бавю и группа её левых притоков прокладывает свои долины, в основном, в порфиритовом комплексе байоса. Лишь в верховьях они пересекают сланцы и

песчаники верхнего лейаса, а р.Бавю в своей приустьевой части прорезает бетакскую свиту бата и верхнеюрские слои. Следует подчеркнуть, что морфология долин не меняется в зависимости от литологии вырабатываемых разновидностей осадков. Больше того, в наиболее крепких из пород – порфиритах байоса – заложены наиболее широкие долины.

Стало быть, фактор избирательной эрозии должен быть отклонен при объяснении генезиса своеобразных форм рельефа долины Псху и тождественных долинных расширений смежных районов.

В соответствии с данными морфологии рельефа долины Бавю, профиль Ш_I террасы Псху депрессионно изогнут в южной части плато: с севера на юг он постепенно выполаживается от 0,066 (отрезок между абс.отм.900 м и 750 м) до 0,04 (между 750 и 650 м). Изгиб террасы Псху происходит в мульде одноименной синклинали. Реликты синхроничной террасы у с. Н.Битага несколько повышены, так как находятся за пределами прогиба.

Современный профиль р.Бавю на рассматриваемом участке имеет иную форму изгиба, чем древнее днище: уклоны выражены показателями: 0,08 – 0,05 – 0,07. Усиление крутизны совпадает с южным, поднимающимся в процессе интенсификации синклинали Псху, крылом, в расчленении которого играет роль регрессивная эрозия реки. Тектоническая обстановка осложняется здесь восходящими движениями южного блока Рицинского регионального разрыва.

Долина родственной Бавю по характеру эрозионной деятельности реки Лашипсе заложена, как и озеро Рица, в порфиритах байоса, а р.Юшара, вытекающая из озера, прокладывает путь через известняки верхней юры.

Продольный профиль эрозии Лашипсе весьма изменчив: в

среднем течении реки уклон его сравнительно пологий — 0,033; от отметки 1500 м вниз по течению крутизна его усиливается от 0,04 до 0,07. Но от отметки 1000 м уклон кривой ослабевает до 0,06, на интервале же между отм. 900 м и озером она отлога — 0,017. В то же время, у истоков р. Юшары из озера падение дна долины очень крутое — 0,11; от уровня 600 м вниз по течению кривая эрозии резко ломается, показывая уклон 0,075. Далее она постепенно к соединению с Гетгой, выполаживается.

Резкое ослабление крутизны профиля эрозии р. Лашипсе в 0,5–1 км выше впадения в озеро, несомненно, результат накопления речных наносов с момента запруды реки и образования озера.

Мощность шлейфа речных выносов Лашипсе перед слиянием с озером Рица не менее 50–60 м. Мощности же речных и обвальных образований в истоках Юшары — около 100 м. Чтобы восстановить близкую нормальной форму недавнего профиля эрозии Лашипсе–Юшары до запруды и возникновения озера, мы должны проследить интервалы днищ обеих долин за пределами мощных речных осадков, маскирующих уклоны долинного дна. Этими участками будут: для Лашипсе — вблизи высотной отм. 900 м, для Юшары — 850 м. Уклоны пойм на отрезках выше и ниже этих отметок выражаются коэффициентами: для первого — 0,06, для второго — 0,07. Плоскость с таким уклоном лишь в том случае может пройти через дно озера Рица на отм. 782,5 м (замеренная его глубина 100 м), если её синклинально изогнуть. Надо учесть и то обстоятельство, что мощность современных наносов в озере, накопившихся за 2–2,5 столетия после запруды, — около 60–70 м. Поэтому изгиб восстанавливаемого профиля эрозии должен быть сильнее, чтобы поверхность коренного

днища прошла в подошве озерных отложений.

Профиль этот в какой-то мере напоминает кривую древней эрозии р. Юпшары, построенную по фрагментам покрытой галечником III₁ террасы левобережья этой реки: ближе к озеру кривая выполаживается до 0,066, но южнее крутизна ее усиливается до 0,087. Это убеждает в том, что нисходящие движения в широтной зоне, проходящей через озеро Рица, заимствованы от недавнего прошлого — среднего или верхнего плейстоцена.

В соответствии морфологии долин и профилей современной эрозии в широтной зоне отражаются подвижки по региональным разрывам — Лашипсе-Грибза и Ридинскому. Это можно заметить, сопоставляя кривые эрозии, совмещенные с геологическими разрезами, составленными автором по основным рекам района (рис. 2).

В северном крыле первого разрыва, в верховье Лашипсе, вблизи слияния её с Авадхарой и вдоль этой последней долина заметно расширяется, а дно её выполаживается. Уклон его между отметками 1520 м и 1600 м на протяжении 3,5 км вверх по течению измеряется коэффициентом 0,02, в то время как ниже по течению и выше этого отрезка уклон равен 0,05 и 0,04. Сместитель непосредственно не обнажается, о нём можно судить лишь по значительной раздробленности и смятию на этом участке лейасских сланцев, а также по выходу Авадхарских минеральных источников, химический состав которых характерен для глубоких вод.

Близкая описанной морфологическая ситуация отмечается для верхнего и среднего течения рек Бавю и Б.Ахея, заложенных на этом интервале в зоне тектонического контакта между верхним лейасом и средней юрой. Именно в этих частях продолжных долин их склоны раздвигаются также, как в ущельях

устьевой части притоков, таких как Агурипста, Бегдазия, Белая. В полосе долинных расширений, в накоплениях пойменного аллювия формируются небольшие бассейны грунтовых вод.

Уклон поймы Бавю в расширении долины между рч. Агурипста и пос. Агурипста Западная пологий - 0,02; ниже по течению уклон русла резко возрастает до 0,04. Но на восточном продолжении полосы выполаживания - дно долины Б. Ахея имеет более крутое падение. Это объясняется не только большей молодостью реки, но и тем обстоятельством, что среднее течение её попадает в зону смежного блокового поднятия. На участке же непосредственного пересечения рекой разрыва, примерно, на отметке 1250 м, крутой уклон поймы в южном крыле структуры сменяется более отлогим в северном её крыле (0,038). Отрезок правобережной части долины Ахея - в окрестностях с. Санчаро - также располагается в северном, опущенном крыле разрыва, что сказалось в расширениях ущелья в устье рч. Бешты - правого притока Б. Ахея, а также прилегающей части основной долины. Кроме того, расширен фрагмент ступени III₁ террасы Санчаро, превышение которой над поймой Ахея меньше, чем должно быть в нормальных условиях эволюции долины в зоне поднятий высоких амплитуд.

В восточном продолжении северного разрыва располагается расширение долины Грибзы. Профиль эрозии реки на этом участке максимально выполаживается - 0,027, выше по течению, в северном борту расширения, уклон усиливается до 0,05, ещё выше нарастая до 0,06. Более резкий излом профиля эрозии происходит на южном борту котловины, в поднятом южном блоке разрыва, где уклон измеряется коэффициентом 0,13. Ниже по течению Грибзы уклон уменьшен до - 0,04. Что же касается профиля эрозии самой реки Бзыби то, несмотря на схематичность

его построения (обусловленную скудностью гипсометрических отметок поймы), а также, — менее отвечающее нашим целям, продольное по отношению к структурам района направление реки, то и здесь мы узнаем подчиненность последним основных изгибов речной поймы. На ней фиксируется и современная активизация Гегинского разрыва: в его поднятом северном крыле уклон кривой эрозии усиливается от 0,009 до 0,027, а в опущенном выполаживается до 0,013.

Поднятие южного крыла разрыва Лашипсе-Грибза запечатлелось в районе усилением крутизны падения к югу на соответствующих отрезках долинных днищ Лашипсе, Бавю и Грибзы, как это отмечалось выше.

Обращает внимание восточное продолжение зоны Рицинского разрыва, прорезаемой ручьем Пшица. Профиль современной его эрозии, уклон которого в нижнем и среднем течении весьма крутой — 0,11, в верховье выполаживается до 0,09. По-видимому, здесь перед нами пример сложного воздействия на рельеф продолжающей свое развитие Пшицинской синклинали S_7-R_3 отложений и активизирующегося разрыва, уступ южного поднятого крыла которого уничтожен попятной эрозией.

Явление повторяется и на западном продолжении зоны Рицинского разрыва, в долине Геги, но, очевидно, первенство тут уже принадлежит влиянию на рельеф интенсифицирующейся складки.

Северный отрезок профиля верхнего течения р.Геги (у левого разветвления — рч.Агепста) характеризуется крутым уклоном (0,1-0,15). Но на территории расширения долины — "Черкесская поляна" — кривая эрозии резко выполаживается и на интервале 4 км имеет уклон в северной части — 0,4, в южной — 0,013. На южном крыле синклинали профиль делается

круче - 0,066-0,04; этот уклон сохраняется на расстоянии нескольких км вниз по течению реки; ещё ниже происходит резкое выполаживание - 0,015 - уже на своде антиклинали с байосским ядром. При инструментальном профилировании, вероятно наметились бы градации уклона также на южном крыле этой складки. В устье Геги, где рекой прорезается крыло Гега-Юпшарской антиклинальной структуры 6 порядка, уклон профиля резко усиливается до 0,13.

По строению профиля эрозии мы видим, что эволюция долины р.Геги унаследована от ранних циклов: прорезая синклиналь "Черкесской поляны", она, как и в прошлом, раздвигает склоны и производит аккумуляцию речных осадков, при высоком положении местного базиса эрозии.

Некоторые исследователи склонны связать локальные расширения долин и выполаживание профиля рек в определенных широтных зонах с ледниковой эрозией. Например, ледниковой деятельности приписывает Д.В.Церетели (1966) выработку своеобразной долины Псху. В ряде случаев, эти явления не исключены. Но насколько убедительно объяснить своеобразие морфологии района и волнистость продольного профиля рек лишь процессами экзарации? Если депрессионные его изгибы обусловлены нагрузкой ледниковых масс, тормозящей восходящие движения земной коры, то положительные выгибы эрозионных кривых на территории недавнего развития ледникового покрова вносят противоречие в эту концепцию. Она умаляет значение волновой пликативной и сбросовой динамики, оставившей достоверные следы свои в рельефе.

Генезис Ричинской депрессии, а также расширенной долины Геги часто объясняют в литературе экзогенными причинами, отводя следствию роль первопричины и этим игнорируя значение

общих для всей этой зоны тектонических процессов, влиявших на развитие эрозии. Только они могли вызвать сработку механизма обвалов, подготовленных экзогенными факторами. Новейшие поднятия Гета-Юпшарской антиклинали интенсифицировали денудацию склонов массива Пшегишхвы (именно здесь глубоко пропиленных сетью оврагов и срезанных рекой Юпшарой), благоприятствуя обвалам и экзотектоническим сползаниям круто наклоненных к северу оксфорд-лузитанских известняков северного крыла структуры. Так и возникла запруда р.Лашипсе - озеро Рица.

Исследование морфологии рельефа высокогорной Абхазии в бассейне Бзыби приводит к заключению, что типично горные долины её притоков в пределах региональных, сравнительно нешироких зон общекавказского простираения резко раздвигают свои склоны. Врезанные в них ступени террас также расширены, а превышения над поймой, как и межтеррасовые интервалы, уменьшены. Обычно в пределах этих зон увеличена мощность террасового покрова. Всё это - признаки длительных процессов боковой эрозии и аккумуляции речных и, вероятно, флювиогляциальных осадков в условиях высокого стояния местного базиса эрозии. Следовательно, наибольшую роль в этих зонах играли в течение ряда последовательных циклов восходящие движения малых амплитуд, прерывающиеся продолжительными остановками. Условия эти унаследованы и в настоящее время.

Профили современной эрозии рек, как и древних пойм, восстановленных по обрывкам террас, на интервалах расширенных долин характеризуются пологим уклоном, по сравнению с отрезками за пределами расширений.

Зоны относительных опусканий приурочены к опущенным крыльям активных широтных разрывов Лашипсе-Грибза, Рицин-

ского и Бзыбского. По двум первым в голоцене опускаются северные крылья, по Бзыбскому — южное крыло. Глыбовые движения по разрывам, осложняя развитие синклиналей "Черкесской поляны" и Грибзы, усиливают их нисходящие движения, что сказывается в весьма сокращенных относительных высотах молодых террас (от Ш_I до П).

Развивавшаяся в плейстоцене на устойчивом прогибе синклинали Псху одноименная долина вовлечена в голоцене в глыбовое поднятие.

Восходящие движения южных блоков Лашипского и Ричинского разрывов получили отражение в морфологии рельефа, также как поднятия антиклинальных структур — Гета-Юшарской и Лашипсе-Элашхуп.

Глыбовые подвижки вдоль описанных разломов горной Абхазии осложняют позднейшие движения структур 5, 6 и 7 порядков и сами осложняются складчатыми новообразованиями, а в долине Псху — локальными разрывами.

Наряду с этим, в изломах кривых современной эрозии рек региона улавливаются и слабые движения, выражающие, по-видимому, зачаточное складкообразование на крыльях структур средних и низких порядков.

Ундуляция осей продольных складчатых структур района фиксирует поперечную зону поднятия, ось которого проходит через вершины — Цахвоа — Агепста — Арабика, а на юге — через Гагринский хребет. Это — полоса наиболее поднятого рельефа Северо-Западного Кавказа.

Долина верховьев Галидзги

В пределах Абхазско-Сванетской зоны автором обследована (1943) весьма своеобразная по геологическому строению

долина верхнего течения Галидзги. Река прорезает на этом интервале южные склоны Кодорского хребта, сложенные осадками вулканогенной серии байоса и перекрывающей его продуктивной свиты бата, смятыми преимущественно в широкие синклинали, выполненные слоями кимериджа.

Основным объектом наблюдений здесь служила дизъюнктивная тектоника, подробно описанная в книге автора (1970), представленная сбросами и надвигами. В зонах раздавливания по надвигам брекчии компактно уложены вдоль сместителя и сцементированы уплотненными продуктами истирания боковых пород, характеризую процессы сильного сжатия.

В сложной системе сбросов района господствуют северо-западные и субширотные разломы, подчиненные складчатости, и ряд секущих её в северо-восточном направлении. В большинстве своем сбросы характеризуются широко раздвинутыми плоскостями сместителя; их полости заполнены продуктами дробления боковых пород, в определенных условиях водоносными.

С продольными трещинами раскола связаны и горячие гидротермальные источники Ткварчели. Это доказывает молодой возраст раскрытия сбросов района и продолжающееся развитие их с глубины на дневную поверхность.

Молодые тектонические нарушения запечатлелись в рельефе долин и оврагов речной сети, там, где она прорезает разрывы вкрест простирания. Лишь молодостью их можно объяснить то обстоятельство, что эрозия не успела их сгладить. Характерные примеры этих явлений дает р.Хеликвара с сетью её притоков, дренирующая участок развития продуктивной свиты, подверженной крупным и мелким разломам.

При описании дизъюнктивной тектоники долины Галидзги нельзя обойти молчанием, что преобладающим направлением

кливажа в юрских отложениях является широтное и северо-западное (320°), соответствующее основным разрывам.

Итак, исключительную роль в Ткварчельском районе, в бассейне Галидзги, играет дизъюнктивная тектоника. Расчлененность густой сетью сбросов обусловлена не только значительной консолидацией складчатости этой части зоны, но, по всей вероятности, и положением вдоль северного края достаточно приподнятого жесткого субстрата — Грузинской глыбы; позднейшие воздымания его усугубляют раскалывание комплекса отложений, вызывая серию подвижек, амплитуды которых постепенно убавляются к современности.

Позднечетвертичное развитие рельефа в обстановке описанных явлений дизъюнктивной тектоники можно представить в такой последовательности: 1) расчленение района эрозионной сетью проходило, в основном, после образования в породах сложной системы кливажа; 2) последующее проявление сбросов ранней генерации (средний плейстоцен) идет попутно с раздвижением имеющихся трещин, что способствует избирательной эрозии речных потоков; 3) образование сбросов поздней генерации (голоцен) и передвижение по ним разобщенных массивов пород проявилось после расчленения района вторичной овражной сетью и зафиксировано поперечными уступами на продольных профилях речной эрозии. Возможно, ряд нарушений относится к экзотектоническим подвижкам, активизирующимся в процессе углубления речных долин.

Подзона Рачинско-Лечхумской синклинали

Бассейн верховьев Риони

Р. Риони в верховье, ниже слияния с р. Чанчахи, прокладывает узкую antecedентную долину через хребет Шода-Кедела-Доломис-цвери, со средней высотой склонов 2639-2067 м; ниже по течению глубина врезания реки быстро возрастает до 2992 м (г. Самерцхле). У восточного замыкания Рачинско-Лечхумской синклинали, Риони резко сворачивает на запад и прокладывает в её пределах широтную долину.

Расположение Рачинско-Лечхумской синклинали в полосе смыкания Центрального Кавказа и Грузинской глыбы сообщило её геологическому строению черты переходной зоны между этими складчатыми единицами. Слагают её средне и верхнеюрские, меловые и палеоценово-неогеновые отложения в различных фациях, свойственных Грузинской глыбе^{х)}. Рачинско-Лечхумская синклиналь резко асимметрична. Южное крыло её падает на север под $\angle 30-40^\circ$, северное поставлено на голову и опрокинута на юг. Оба крыла осложнены складками и разрывами разной ориентировки, в чём также проявляется влияние смежных складчатых зон.

Рача-Лечхумский прогиб, по трактовке Е.Е. Милановского (1968), пассивно, с суммарной амплитудой I-I,5 км, вовлечен в общее поднятие южного крыла антиклинория Б. Кавказа, проявляя резко контрастный характер движения вдоль северного крыла прогиба. П.Д. Гамкрелидзе (1963), придерживаясь концепции А.И. Джанелидзе, объясняет строение подзоны в связи с процессами "краевой складчатости".

х) Район детально изучался А.И. Джанелидзе, Н.С. Бендукидзе, И.Р. Кахадзе, Н.А. Канделаки, П.Д. Гамкрелидзе, Д.Ю. Папава и др.

выводу, что Шхивианский, Хихотский и Поцхревский взбросы в южном крыле Рачинской синклинали возникли недавно и возрастом своим моложе Шаорской и Ткибульской котловин. Накеральское, Шкмерское и Лихское поднятия этот автор связывает с постсарматскими дислокациями. Осадки олигоцена, развитые вблизи с.Сачхере на уровне 700 м, в районе Шкмери подняты на высоту 1700-1800 м, севернее вновь спускаются до 700-800 м, а к с.Гвардиа, по данным бурения, погружаются ниже уровня моря.

Опираясь на факты, собранные при морфоструктурных исследованиях в долине Риони, мы также приходим к выводу об активном участии в созидании рельефа новейшей и живой тектоники, диктовавшей пути развития долины и запечатлевшейся в изгибах террасовых рядов.

Геологическое строение берегов Риони разнородно. Правый слагается крупной, сложно построенной, антиклиналью С-З простирания в сорских слоях лейаса, с выходами в крыльях среднеюрских вулканогенов. Левый берег выработан на Лечхумско-Рачинской синклинали. Между Сорской и Цедисской структурами 5 порядка здесь размещены молодые складки верхнеюрских слоев (от келловея до титона), перекрытых в ряде мест третичными и четвертичными осадками. Осложняющие складки опрокинуты на север. Связанные с ними взбросы ориентированы в том же направлении. На южном крыле Рачинской синклинали, в окрестностях сёл Баджихеви - Бари, живущий Поцхревский сброс сечёт антиклиналь нижнемеловых осадков. Разрыв этот резко выделяется в рельефе высоко поднятым до уровня свыше 2400 м уступом отн.высотой в несколько сотен метров и протяженностью в 4 км.

К оживленным разрывам района относятся также Самтисский

разветвленный сбросо-сдвиг, по которому перемещены вверх и к северу порфириды байоса западного крыла, относительно верхнеюрских и олигоценых отложений восточного крыла. Этот разрыв неоднократно влиял на развитие дочетвертичного и четвертичного рельефа. К востоку от этого разрыва келловей-оксфордские слои разорваны вторым разломом - Барульским, с амплитудой позднейшего смещения не более двух-трех десятков метров. Западнее Самтисского сброса в меридиональном направлении проходит Бараконский разрыв, вертикальный сместитель которого совпадает с восточным склоном Ш₂ террасы. Опущен восточный блок разрыва - байосские слои, обнаженные в цоколе террасы по обе стороны сместителя.^{х)}

Цесскую антиклиналь в келловей-оксфордских слоях сменяет на западе Амбролаурская синклиналь нижнего мела, выполненная олигоцеными и сарматскими отложениями. Западное крыло её пересекают два ступенчатых разрыва.

Верхний эоцен распространен в долине Риони почти до правобережья рч.Шараулы. На левом берегу этого ручья западное крыло антиклинальной складки Кв.Шавра дислоцировано синклинально; с изгибами слоев совпадают овалы карстовых полей. Левобережье Шараулы рассечено сбросом, по которому палеоценово-эоценовые известняки контактируют с верхне-меловыми известняками левобережья Ладжанури. Риони ниже по течению прорезает складки меловых отложений.

Морфология рельефа на живых структурах.

Рельеф исследованной территории различен по характеру и глубине расчлененности. Правобережье Риони пропилено молодыми глубокими ущельями рек Сакауры, Лухунис-цкали и Рицеулы. Но левый берег Риони, если не считать долин Дже-

^{х)} Данные Н.С.Бендукидзе

джоры и Гарулы, дренирующих порфиритовую серию, неглубоко прорезается сетью ручьев и речек. Долины и овраги большинства их имеют плоские широкие днища и невысокие крутые склоны, напоминая в верхнем течении "подвешенные долины", которые вырабатывались на участках небольших молодых синклинальных прогибов. Наряду с этим, интенсивное развитие карста в верхнеюрских известняках, ограничивая поверхностный сток, ослабляло эрозионную работу ряда левых притоков Риони.

Склоны долин Риони и главных его притоков террасированы на разных этажах. Наибольшее количество фрагментов террас высокого уровня сохранилось на левобережье реки (территории сёл Цхмори, Шромис-убани и Шардомети).

Обрывок выровненной поверхности севернее с.Корта на высоте 1468 м (отн.высота около 700 м) обычно относят к денудационной поверхности. Не исключено, что это - останец У1 террасы, поднятый в зоне поперечного воздымания; в её пределах находятся возвышения рельефа южного склона Главного Кавказского хребта - Соломгруано (3084 м) - Купра (2337 м), Поцхреви (2402 м). Южная часть зоны проходит через Дзирульский массив. Надо думать, что под влиянием именно этой поперечной структуры простирание осей складок и разрывов на территории сёл Корта - Цхмори - Баджихеви меняется на субмеридиональное.

К У1 террасе принадлежит останец плато на высоте 1400 м вблизи с.Цедиси. Ступень на С-З её склоне в 30-40 м ниже поверхности, несомненно, результат тектонического смещения сегмента сложно дислоцированных, покрытых эоценом, верхнеюрских и меловых слоев цоколя.

Небольшая ступень У1 террасы на высоте 1300 м отмечена над с.Боква. Западнее с.Зварети на том же уровне выделяется

обширная площадка, а на высоте 1307,0-1307,6 м в 4 км западнее протягивается полоса нивелированного рельефа над урочищем Амирэджиби. Он служит остовом, в который врезаны ряды ступеней более молодых террас. К группе обрывков VI террасы следует также причислить останцы плато по обоим берегам Риони - в окрестностях сёл Цахи и Чквиши на высоте 1080-1060 м, с превышением уступов над рекой на 625-640 м.

Следующей ступенью книзу в склонах Рионской долины является V терраса. В восточной части описываемой полосы эту террасу представляют площадки на высоте 1350-1250 м под с. Сакао и Борцо (левобережье Сакауры), возвышающиеся над урезом Риони на 430 м, и группа реликтов плато на левом берегу Риони, вблизи соединения с ней Джеджоры, под сёлами Цхмори, Жашква и Сомицо на высоте от 1200 м на юге до 1150 м на севере.

От Сомицо к западу реликты V террасы уже сосредоточены в широтном ряду на уровне: 1120 м (под с. Схиери), 1100 м (между сёлами Анкара и Шромис-убани), 1110 м (с. Квашхieti) и 1106,5 м (окрестности с. Паракети). На западном их продолжении в 5 км расположена площадка с россыпью гальки на высоте 1050 м, а ещё западнее, на правом берегу р. Барулы - терраса на уровне 1140 м.

Отсюда вниз по течению Риони наблюдается уже устойчивое снижение поверхности реликтов высокой террасы от 1110 м до 750 м - правобережье Риони, юго-западнее с. Саирме.

В ряде случаев на междуречье Джеджоры и Барулы V терраса слагается мощным (более 100 м) валунно-галечным аллювием.

IV терраса врезана ступенями по обоим склонам Рионской долины на высоте 1100 м (Цминдаурис-тави) - 900-950 м (На-

миси-геле) - 770 м (с.Гори) - 600-610 м (с.Бугеули). Восстановленная поверхность этой террасы, как и У, характеризуется изгибами на вторичных складках.

Останцы Ш₁ террасы хорошо развиты в нижнем течении р. Джджоры на отметках 1150 м (с.Ири) до 1000 м (с.Цола). Между Ири и Пипилети профиль эрозии этой террасы резко ломается, должно быть, благодаря молодому разрыву на южном крыле вторичной антиклинали байосских слоев. От Цола вниз по течению реки поверхность Ш₁ террасы выравнивается, будучи сложена мощным аллювием, подошва которого, по данным бурения, опущена ниже уровня реки.

Превышение Ш₁ террасы в окрестностях с.Сори увеличивается к западу от 130 до 154 м, соответственно увеличению отн.высоты IV и У террас.

Пликативные дислокации, как и дизъюнктивные, находят отражение в деформации поверхности Ш₂ террасы в низовьях Джджоры, в окрестностях Они, Шардомети и Кв.Цеси, а также на участке ступенчатых сбросов Садмели-Бостана.

Характерно, что в построенном нами профиле современной эрозии Риони отражены в упрощенном виде изгибы, соответствующие деформации террас на живых складках (1968, 1970 - стр.186). Показательны и изломы профиля современной эрозии у с.Бостана.

По уклонам поймы Риони можно ориентировочно определить интенсивность современных поднятий области: в верховье - 100 м на 1 км, в Рачинской синклинали - 100 м - на 10-14 км, в юго-западной её части - 100 м на 17 км и дальнейшее выполаживание профиля вниз по течению. На всем этом интервале, на фоне общего постепенного снижения тальвега реки Риони, наблюдаются отдельные изломы кривой эрозии в сторону увели-

чения или уменьшения крутизны уклона, связанные с самостоятельными подвижками вторичных структур. Например, выравнивание современного дна долины на территории с.Мамацминда, выражающееся уклонами с севера на юг 0,004-0,001-0,009 - соответствует пересекаемому рекой молодому прогибу, в котором мощность галечников в пойме, по данным бурения, достигает 30 м.

Прослеживая изменение морфологических показателей IУ террасы Горной Рачи к её юго-западному продолжению в области Грузинской глыбы, можно распознать в них близкие характеристики останцов IУ террасы Абхазии и Гурии. В полосе распространения этой формы от высокогорья к Черноморскому побережью, чаудинский возраст её установлен фаунистически. Это дает основание считать синхроничными террасы сходной морфологии, формировавшиеся в условиях близких амплитуд в процессе общего воздымания Южного склона Б.Кавказа. Выводы эти подтверждает проведенная нами морфометрическая увязка террас Дведжоры с уровнем археологически датированных (В.П.Любин, 1959) днищ карстовых полостей пещерного комплекса Кударо (см.стр.190 в кн.1970г.). Это позволяет датировать III₁ террасу исследуемого района миндель-риссом (древнеэвксинским временем), а III₂ террасу - мустье (риссом) благодаря чему утверждается ранее высказанное предположение о чаудинском (миндель) возрасте IУ террасы, верхнеплиоценовом - У террасы (гюнц-миндель) и понто-киммерийском - УI террасы.

Количественная сторона вертикальных движений структур

Результаты морфоструктурного анализа в Рача-Лечхумской подзоне приводят нас к заключению о продолжающемся здесь развитии как древних, так и осложняющих их структур, формой

проявления которого являются вертикальные движения, деформирующие террасы (рис.3).

1. Восстановленная поверхность У1 террасы испытывает крупные изгибы на сводах Цедисской и Сорской антиклиналей 5 порядка, с поднятием шарнира до уровня, вероятно, более 1400 м. Последующие террасы - У, IV, Ш₁ и Ш₂ - деформированы вторичными волнами, последовательно уменьшающими амплитуду от ранних к поздним единицам, в чем выражается развитие складок 6, 7, 8 и 9 порядков.

У терраса Джихурис-Тке венчает антиклинальный выгиб 6 порядка на юго-западном крыле Сорской антиклинали, будучи поднята до 1000-1100 м (эта складка и разорвана Самтисским сбросо-сдвигом). Более отчетлива связь IV террасы с Цесской антиклиналью 7 порядка, вблизи свода которой она поднята до уровня 770 м. Складка эта осложняет крыло предыдущей структуры. Выше по Риони, в районе г.Цминдаурис-тави IV терраса приурочена к синклинали 7 порядка, поднятой до 1100 м. Ш₁ терраса обнаруживает связь со структурами 8 порядка - синклиналями Ири и Зе-Гвардиа (поднятыми до 1100 м и 560 м), а также антиклиналью Цола (1000-1050 м). Возможно, к этому порядку относятся и небольшие синклинальные изгибы (со стрелой около 100 м) в байосских слоях на междуречье Джеджоры и Чвешуры. Мульды их выполнены олигоценово-миоценовыми слоями.

2. Датировка террас в долине р.Джеджоры дает возможность охарактеризовать возрастные пределы поднятий структур разных порядков по уровням приуроченных к ним соответствующих террас.

3. Не менее важен вопрос о темпе и амплитуде молодых поднятий морфоструктур исследуемого района.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО РЕКАМ
РИОНИ И ДЖЕДЖОРИ

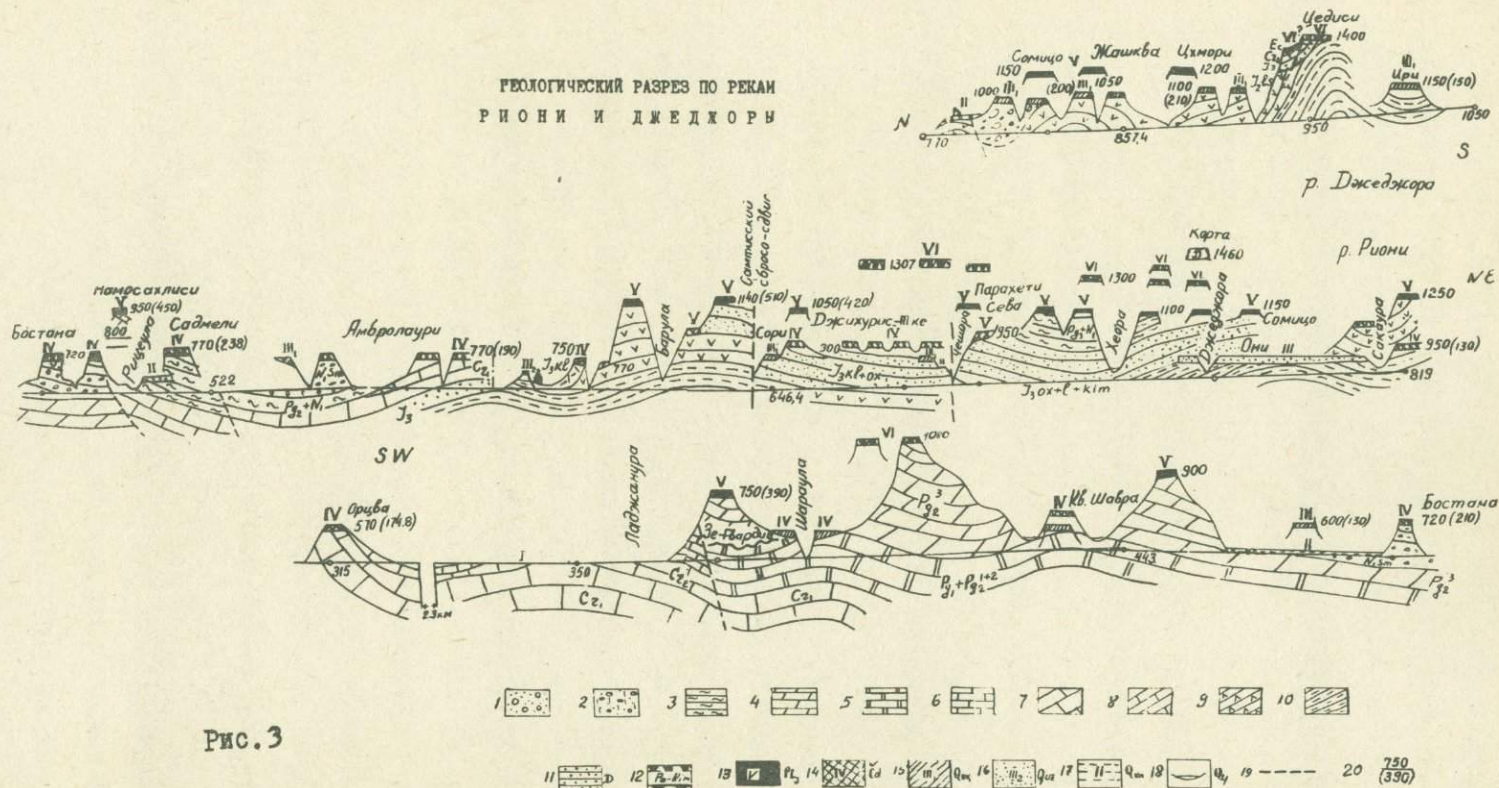


Рис. 3

I - Q конгломераты, 2 - N_{3m} сарматские слои, 3 - P_{3M} олигоцен-миоценовые глины, 4 - P_{3c}^3 верхнеэоценовые мергели, 5 - P_{3c}^1, P_{3c}^{1+2} известняки палеоцена и н. и ср. эопена, 6 - C_{2z} верхнемеловые известняки, 7 - C_1 ; нижнемеловые известняки, 8 - J_3 верхнеюрские глинисто-песчанниковые слои (от келловоя до титона), 9 - $J_2 P_{3c}$ -порфириды байоса, 10 - J_2^{301} сланцы Сорской свиты верх. лейаса; георасы - II - древне-

черноморская, 12 - карангатская, 13 - узунярская, 14 - древнеэвксинская, 15 - чаудинская, 16 - верхнеплиоценовая, 17 - понто-кимерийская, 18 смещенная обросон, 19 - денудационное плато (?), 20 - тектонич. разрывы, 21 - абс. и отн. уровень восстановленных поверхностей древних пойм.

Дно долины пра-Риони было поднято в постчаудинское время, в общем, параллельно современной пойме с коэффициентами уклона: 0,015-0,002 (от г.Цминдаурис-тави до с.Садмели), 0,004-0,005 (от с.Бостана до Орхеви).

Если исключить значительно деформированные террасы Джихурис-Тке и осреднить высоты на участке Садмельских нарушений, то, в общем, мы получим кривую эрозии, тождественную современной. В верхнем течении уклон её будет круче сегодняшнего, а в среднем течении - близок ему.

При выработке рекой поймы, соответствовавшей IY террасе, над ней в чаудинский век возвышалась тогдашняя I надпойменная терраса - нынешняя У - верхнеплиоценовая - на достаточно большой высоте. Превышение этой террасы над чаудинской поймой уже тогда варьировало в зависимости от интенсивности роста вторичных структур. Например, в районе Гадиши эта терраса была поднята над поймой Палеориони на 200-220 м, а в районе Саирме - на 130 м, хотя в блоке смещения возможны были за это время колебания разного знака.

Разность между уровнями высоких и последовательно сменяющих их книзу террас указывает, что амплитуда, а, быть может, и темп поднятий ранних циклов превышали таковые для более поздних циклов. Поднятия прерывались кратковременными остановками и опусканиями. Последние лишь на локальных участках вышеотмеченных вторичных синклиналей были длительными, как видно, охватывая несколько циклов эрозионно-аккумулятивной деятельности реки.

4. В отличие от плавных, волнообразных деформаций террасовых поверхностей на живых складках, резкие изломы профилей террас обусловлены разрывными дислокациями, роль которых усиливается на описываемом интервале Рионской до-

лины с запада на восток.

Весьма ценно с этой точки зрения детальное изучение геологии Верхней Рачи и, в частности, основных дизъюнктивов, проведенное Н.С.Бендукидзе (1963). Она приводит к выводу, что поочередное колебание в ранние периоды крыльев Барульского разрыва вело за собой следующее перераспределение областей сноса и осадконакопления: в связи с поднятием восточного крыла — смыв порфиритовой серии на территории между селами Шардомети и Цхмори, и отложение верхнеюрских осадков на лейасе; в келловее этот блок испытывает опускание, сопровождающееся трансгрессией келловейского моря; в лужитане воздымается западный блок Барульского разрыва и происходит размыв байосских образований на площади от р.Барулы до с.Цеси и отложение материала в Шардометской впадине. Аналогичная обстановка сохраняется в кимериджетитоне и нижнем мелу. В меловую эпоху сравнительно небольшое опускание испытывает также и западный блок, с накоплением осадков мелового моря, однако, в конце мела северная часть восточного блока поднимается, становясь областью денудации. Её сменяет в третичное время, в полосе уже опускающегося восточного блока, аккумуляция в палеогеновых—н.миоценовых осадков. Режим этот сохраняется в южной части последнего до сармата включительно.

О движениях крыльев Барульского разрыва в позднейшее время можно судить по анализируемому ниже высотному положению комплекса террас в крыльях этого и соседних молодых разрывов — Самтисского, на западе, и Чвешурского, на востоке, расколовших в антропогене крупные блоки древнего разлома на ряд мелких.

Амплитуда ранних глыбовых смещений по Барульскому

дизъюнктиву в юре оценивается 2 км-ми, в мелу — в несколько сотен метров, в антропогене же — около сотни метров.

Встречные блоковые движения в мезо-кайнозое отразились также в строении южного и северного крыльев Поцхревского регионального разлома, продольно разрывающего Шкмерскую антиклиналь меловых известняков. Своеобразие его заключается в том, что подвижки крыльев по наклоненному к югу сместителю способствовали формированию в северном крыле его, по трактовке Н.С.Бендукидзе, мелких, опрокинутых к северу складчатых новообразований. Амплитуда молодых смещений по этому разрыву оценивается в 500 м. Интерес представляет то обстоятельство, что несмотря на широкий фронт выхода вдоль разлома меловых известняков, в аллювиальном покрове позднейших террас левобережья Риони их материал, по наблюдениям того же автора, не обнаружен. Слои известняков не могли служить продуктами разрушения и сноса лишь в том случае, если в конце плейстоцена слагали блок, опущенный по упомянутому сбросу. Не означает ли это, что их опускание сменилось совсем недавно поднятием блока, прекрасно вписанным в морфологию рельефа?

5. Для установления влияния вертикальных смещений на рельеф наиболее показательны изменения уровня фрагментов террас, развитых в обоих крыльях Самтисского сбросо-сдвига. В опущенном блоке Джихурис-Тке уровни террас и превышения таковы: У — 1050 м (404 м), IУ — 900 м (254 м), Ш_I — 800 м (154 м), Ш₂ — 728 м (82 м), П_I — 688 (42)?, П₂ — 663 м (17 м), I — 651 м (5,4 м), пойма — 646,4 м. Межтеррасовые интервалы или промежуточные поднятия террас разных циклов эрозии (составляющие суммарное поднятие У террасы над поймой — 404 м) иллюстрируются на рис.7.

Большой интервал между останцами Ш_2 и II террас позволил искать промежуточное между ними, по времени формирования, поднятие, с которым связан более высокий уровень П_I - раннекарангатской террасы.

В поднятом западном крыле Самтисского разрыва (правобережье рч. Барулы) сохранилось только два реликта высоких террас: У - II40 м (около 510 м) и IV - 950 м (300 м). Но общая глубина врезания древней долины после формирования У террасы и межтеррасовый интервал или амплитуда её поднятия над IV террасой - 190 м - свидетельствуют о том, что здесь интервалы между террасовыми рядами увеличиваются пропорционально величине обычных промежутков между той или иной парой террас.

Смысл глыбовых подвижек по разрывам в зонах высокогорья заключается в том, что в поднятом блоке амплитуда увеличена для каждого из циклов на соответствующую величину, по сравнению с опущенным блоком. В поднятом крыле фрагмент VI террасы на 90 м выше фрагмента той же террасы в опущенном крыле, а останец У террасы последнего опущен по сравнению с поднятым блоком на 40 м. Должно быть, IV терраса будет здесь опущена на 20 м, Ш_I на 10 м и т.д. Следовательно, подвижки по Самтисскому сбросу также подчинены прерывистым движениям, амплитуда которых с течением времени уменьшается. В начальный момент подвижек блока в постплиоценовые импульсы днище реки, соответствующее У террасе, поднято было не менее, чем на 30 м; следующий импульс подвижек передвинул блок У террасы, вместе со ступенью IV террасы на её склоне, примерно на 20 м; в третий импульс прибавилось участие Ш_I террасы, в четвертый - Ш_2 и т.д.

Сдвигание плоскостей террас по Самтисскому разрыву соответствует выводу Н. Бендукидзе о величине сбросового смещения верхнеюрских пород.

6. Попутно с дизъюнктивными подвижками здесь действовали усилия, формирующие складки. На рассматриваемом отрезке левобережья Риони они выгнули плоскости У, IУ и вероятно Ш_I террас. При нормальной кривой эрозии, древнее речное днище, соответствующее поверхности У террасы, имело бы уклон вниз по течению реки (в условиях горного рельефа), примерно равный снижению на 150 м на расстояние 5-7 км. Следовательно, выровненность террасы, которую мы наблюдаем на этой территории, означает приподнятость её на крыльях осложняющей Сорскую структуру антиклинали не менее чем на 150 м. Стало быть, упоминавшаяся выше величина превышения У террасы правобережья Барулы над плоскостью IУ - 190 м соответствует пликативному выгибу на 150 м и передвижке по сбросу 40 м; в следующий импульс движений интенсифицирующейся складки ступень IУ террасы была приподнята на 100 м, с подвижкой по сбросу 20 м, или всего на 120 м (У же терраса - переместилась на относительную высоту 310 м) и т.д. В общей амплитуде поднятия за четвертичное время У террасы, примерно равного 510 м, на пликативные движения приходится около 400 м, на дизъюнктивные - 90 м. Потому опущенный блок Джихурис-Тке показывает высоту воздымания над поймой У террасы только 404 м.

Надо иметь в виду то обстоятельство, что блоковые, как и пликативные, поднятия вторичных структур будут соответствовать глубине прорезания их речной эрозией. Однако, общее воздымание структуры высокого ранга (5-4 порядка?), обгоняет движение осложняющей её складки, о котором мы

судим по относительной высоте У террасы. Она поднята над поймой (абс. в. 640 м) примерно на 500 м, что означает суммарную амплитуду компенсированных эрозионным врезанием поднятий структур 6, 7, 8 и др. порядков. В верхнем плиоцене пойма пра-Риони находилась здесь на уровне около 250-300 м, учитывая примерную величину поднятия её от уровня среднеплиоценового дна, равную превышению террасы этого возраста над У террасой. Следовательно, истинное поднятие этой террасы с конца плиоцена по голоцен до современного уровня 1100 м, равняется 850 м, а прорезается она рекой на 500 м, т.е. поднятие структуры за это время в 1,7 раза обгоняет прорезание эрозией её крыла (рис.7).

7. Как ни велика роль разрывных дислокаций в описываемом районе, свести всё многообразие тектонических в нём процессов только лишь к колебательным движениям по разрывам (И.Г.Кузнецов, 1933) не кажется нам убедительным.

В приведенных здесь фактах, которые необходимо ещё пополнять и уточнять, даны примеры, с одной стороны, плавных и постепенных изгибов профилей террас, связанных с интенсификацией структур или со складчатыми новообразованиями, с другой стороны, — резко выраженных изломов террасовых плоскостей по разрывам. Надо полагать, что основой этих процессов является столкновение усилий, идущих со складчатой области Кавказа, и встречных, со стороны Грузинской глыбы, выраженных вторичными молодыми складками, наклоненными к северу, и системой оживленных, ориентированных на север разрывов.

Восточная часть Главного Кавказского хребта

Горст-антиклинорий Восточного Кавказа представлен в

пределах Грузии двумя параллельными антиклинорными хребтами, построенными лейасскими толщами. Северный из хребтов, наиболее высоко поднятый — Боковой хребет — является орографическим продолжением на восток Главного хребта. По геологическому строению он соответствует восточному продолжению южного склона Центрального Кавказа. Менее высоко поднятый южный гребень Восточного Кавказа — Главный водораздельный хребет — кулисообразно замещает Главный хребет Центрального Кавказа.

Оба хребта Восточного Кавказа разделены понижениями, такими как долина Трусо в истоках Терека, или Тушетское нагорье в истоках Андийского Койсу, входящими в Бежтинский грабен-синклинорий (Е.Е.Милановский и В.Е.Хаин, 1963).

Южный склон Главного водораздельного хребта разрезается поперечно простиранию складок системой рек.

Антиклинорий Главного хребта Восточного Кавказа сложен преимущественно, мощными глинистыми и аспидными сланцами лейаса; по морфологии это — веерообразная структура, кристаллическое ядро которой обнажено в Дарьяльском ущелье. Южное крыло представляет интенсивно складчатый и вторично дислоцированный синклинорий флишевых отложений верхней юры и мела. Он разбит густой сетью разрывов, среди которых преобладают продольные надвиги и взбросы, проявляющие молодую активность. Зона южного склона Главного хребта по восточному краю Грузии, вдоль среднего течения Алазани весьма сужена. С Центральным Кавказом на западе она граничит по Казбекско-Цхинвальскому глубинному разрыву. Западная часть складчатой системы Южного склона контактирует с Картлийской зоной погружения Грузинской глыбы по целому ряду падающих на север взбросов и крутых надвигов.

Восточная часть Южного склона (междуречье Иори и Алазани) срезается разрывом северо-западного простирания и погружается под континентальные верхнеплиоценово-четвертичные осадки Алазанской впадины.

При общем постепенном погружении структур Южного склона к югу, наибольшая амплитуда их неотектонических поднятий с верхнего сармата наблюдается в западной части зоны, и именно вдоль северных гребней Гудисского и Харульского отрогов. Здесь высота поднятия - 3300-3000 м, к югу снижается до 2000 м, а восточнее - до 1500 м.

В юго-восточной части области, где Главный хребет максимально приближается к Закавказской депрессии, высота его поднятия изменяется от 3294 до 3100 м, однако местами превышает 3400 м - там, где на продольную складчатость накладываются зоны поперечного воздымания.

Бассейн верховьев Тушинской Алазани

Легшие в основу структурно-морфологического анализа материалы наблюдений, собраны автором в 1969-1970 гг. на территории Тушетского нагорья и прилежащих склонов разделенных им Бокового и Главного хребтов Большого Кавказа. Главный Кавказский хребет образуют резко выраженные сланцевые гребни на интервале от г. Большое Борбало с отм. 3294 м (на западе), до Шави-Клде с отм. 3578 м (на востоке). Боковой хребет в этих пределах представляет резко поднятый ввысь горный массив, от Тебулос-мта с отм. 4493 м, до Диклос-мта с отм. 4285 м. К северным отрогам Главного хребта принадлежат: на западе хр. Ацунта, соединяющий поперечным стволом массив Тебулос-мта и г. Борбало, а восточнее - гребни с вершинами Самкурис-Цвери (3246), Буланчис-цвери

(3255), Энчо (3304) и др. В восточной части района наиболее поднята меридиональная перемычка между вершинами Диклос-мта и Кириота (3682), а также её южное продолжение — поперечный хребет Вево.

Платообразный широтный гребень Макратела, разделяющий основные хребты, приподнят в западном своем окончании (Самвронис-мта — Самкурис-цвери — г.Цива) и снижается к востоку от 3380 до 2800 м. По северному и южному склонам он прорезан продольными долинами — Пирикитской и Тушинской (Гомецарской) Алазани, параллельно изгибающимися в верховье, при обходе с юга массива Тебулос-мта. На востоке эти реки образуют сложные протоки и меандры и, сливаясь, дают начало реке Андийское Койсу, которая, также меандрируя и изгибаясь крупной петлей в зоне Диклос-мта — Кириота, уходит на восток. Крупными притоками главных речных артерий района являются ручьи южного склона Бокового хребта — Квахадисцкали, Ларованис-цкали, Диди-хеви и Диклос-цкали, и северного склона Главного хребта — Самвронис-цкали, Цоватасцкали, Ори-цкали и Хисос-Алазани.

Основой систематического геологического изучения Мта-Тушети послужили работы, освещающие вопросы региональной геологии Б.Кавказа — И.Г.Кузнецова, Н.Б.Вассоевича, А.Л.Варданянца, В.П.Ренгартена, И.Р.Кахадзе, В.М.Пац. Затем последовала детальная геологическая съёмка Тушетии, проведенная П.И.Авалишвили, Т.В.Копадзе и др. (1960—1961).

Общие представления о характере и становлении рельефа Б.Кавказа, высказанные И.С.Шукиным и А.Л.Рейнгардом, нашли отражение в геоморфологических исследованиях Тушетии Л.И.Марушвили, В.Н.Крестникова и К.Д.Мухранели и Н.Е.Астахова.

Специальное изучение комплекса четвертичных осадков

Мта-Тушети не проводилось. Следуя Л.И.Маруашвили (1939), Д.В.Церетели (1950, 1960) выделяет в районе 4 эрозионно-аккумулятивных террасы на отн.уровне: IV - 250-300 м, III - на разных высотах (?), II и I - 15-20 м, 10-12 м и 3-4 м. Этот вывод поддерживают и другие исследователи.

К наиболее древним отложениям Мта-Тушети относится обнаженная в её восточной части нижнелейасская (J_1') свита метаморфизованных аспидных сланцев, содержащая пачки кварцевых песчаников. В центральной и западной частях района развиты слои среднего лейаса - глинистые, местами, аспидные сланцы с прослоями песчаников и, изредка, - пластовых даек диабазы. По редкой фауне и литологическим признакам здесь выделяются: нижний (плинсбах) и верхний (домер) ярусы среднего лейаса, а также песчано-сланцевая свита верхнего лейаса - тоар-ниж.аален (J_1^{3-4}), распространенная лишь в юго-западной части территории (между Тушетис-Алазани и Ори-цкали).

С точки зрения тектонического строения, район Тушетского понижения является частью структуры, известной в литературе под названием Бежетино-Самурского грабен-синклинория. С ним сочленяется на севере южное крыло антиклинория Бокового хребта (Дарьяло-Богезского антиклинория)^{x)}, на юге - северное крыло антиклинория Главного хребта. Структуры эти смяты в линейные, сильно сжатые изоклинальные складки, рассеченные продольными разрывами сбросового, реже надвигового типа. Складки в ряде случаев наклонены в сторону Тушинского понижения, характеризуя общую, хоть и не выдержанную веерообразную форму антиклинориев. В полосе смыкания структур с синклиналью Макратела складчатость сравнительно более спокойная, но здесь формируются пликатив-

^{x)} По Е.Е.Милановскому и В.Е.Хаину.

ные новообразования, ориентированные соответственно простиранию крупных структур.

Главными из осложняющих структуры высшего ранга складок, влияющими на эволюцию рельефа, являются, выделенные Н.А.Канделаки и П.И.Авалишвили: 1) антиклиналь Дзвели Гавлани с нижнелейасскими слоями в ядре, изоклинально сжатая и опрокинута на север; 2) антиклиналь Макратела в плинсбахских сланцах на южном крыле одноименной синклинали; 3) синклинали и антиклиналь Дочу в осадках домера; 4) синклинали и антиклиналь Хисо в отложениях домера, тектонически надвинутых на свиту плинсбаха; 5) синклинали Китемта в сланцах плинсбаха; 6) антиклиналь Тушетис-Алазани в осадках тоара, опущенных в южном крыле разрыва, совмещающего их со слоями среднего лейаса. Перечисленные складки, главным образом, по обоим крыльям синклинали и антиклинали Дочу, и южным крыльям антиклинали Хисо и синклинали Китемта осложнены ещё более мелкой складчатостью.

Морфология рельефа и деформации террас.

Особенностью хребта Макратела является срезающая его вершины

протяженная плоскость выравнивания и ярусно расположенные по её южному краю, наклоненные на юг, ступени террас. На юго-западном отроге хребта, восстановленное по реликтам, вершинное плато наклонено от Самвронис-мта - 3467 м на северо-восток - до уровня 3386 м (коэффициент уклона 0,006), и от этого последнего - до вершины Цива - 3380 м (уклон плоскости 0,0003). Отсюда к востоку фиксируется резкий скачок ($K = 0,2$) до уровня 3100-3000 м (вершины Макратела и Пициланта). Далее на восток гребневое плато в общем равномерно опускается до уровня 2800 м - Турсиехис-ниши

(Тур), с уклоном 0,03 (рис.4, 4а).

Вершинное плато Макратела отнесено нами к УІ террасе. Ему соответствуют фрагменты выровненных вершин Самкурис-цвери, Сакаро-цвери и южный останец плато поперечного гребня Чанчахованис-кеди (Чч-к) .

Поверхность выравнивания более нижнего этажа - УІ террасы - сосредоточена вдоль южного края вершинного плато с *W* по *E* на отметках от 3000 м (отн.в.990 м) до 2600 м г.Сахео (С). На северном склоне Главного хребта УІ террасу представляют реликты плато по северному отрогу Самкурис-цвери на высоте 2816 м и 2140 м (над с.Бухурта) (отн. в. 859-740 м). Восточным продолжением УІ террасы хр.Макратела служат обрывки плато - Гогората - Геле - Цителта (Гл-Цт), высотой от 2470 м до 2300 м, и горизонтальный срез вершины Сонехи (Сн) на высоте 2500 м. У террасу на южном склоне хребта Макратела представляют на западе (левобережье Тушинской Алазани), наклоненные к реке площадки на высоте от 2900 м до 2500 м (отн.в. 870-560 м). В верховье Цоватас-цкали (Ц) реликты У террасы занимают уровень 2700м, спускаясь к устью ручья до отн.высоты 596 м.

На левобережье широтной Тушетис-Алазани площадки У террасы теряют уровень от 2500 м до 2330 м между с.с.Диди-Курта (Дк) и Дочу. На том же интервале долины, на противоположном берегу более отчётливые фрагменты синхроничной террасы имеют уступы на высоте 2320-2400-2200 м. Превышение обрывков террасы убывает к востоку от 560-500 м до 400 м.

Наименьший уровень У терраса занимает в окрестностях с.с.Омало-Шенако - 2100-2000 м (383 м), но восточнее - в сторону Дагестана - терраса вновь повышается до отметок

2140 м (590–630 м).

IУ терраса в верховье Тушетис-Алазани сохраняет уровень 2500 м почти на 4 км расстояния, глубина же прорезания террасы вниз по течению реки увеличивается от 320 до 404 м.

Своеобразна морфология синхроничной террасы в окрестностях с.Коклата, на правом берегу Гомецарской Алазани. Здесь отчётливо вырисовывается в рельефе широкое плато, высота которого убавляется от 2300 м в тыловой части до 2200–2180 м у бровки (отн.в. 300–280 м). При этом, в поверхности террасы вырисовывается цирковидный изгиб по оси вторичной синклинали Коклата. Северное крыло её, с падением слоев на юг под углом от 45 до 90°, вскрыто вдоль северо-восточной бровки террасы. Оно срезано эрозией более позднего цикла. Поверхность террасы Коклата волниста на складках ещё меньшей величины. Мощность террасового покрова меняется от 0,5 м до более 10–15 м.

Фрагменты одновозрастной террасы на противоположном берегу Гомецарской Алазани, в приустьевой части Цоватас-цкали расположены на более высоком, чем правобережные, уровне 2300–2320 м (отн.выс. 390–410 м). Это относится и к террасам более поздних циклов эрозии.

Восточнее с.Коклата IУ терраса представлена обрывками равнины на уровне от 2200 м (с.Бухурта) до 2100–2000 м (левый берег Хисос-Алазани). Превышение её над рекой изменяется от 400 до 320 м. Колебание высот этой террасы, как и у У-й, зависит от деформации на вторичных складках. На южном склоне хр.Макратела, в восточной его части сохранился фрагмент IУ террасы – "поляна Миргвела" (Мр) на относительной высоте 340 м. С приближением к Омало уровень фрагментов IУ

террасы на 3,5-4 км расстояния, быстро убывает: 2040-1930-1860 м. Наименьшая высота отмечена в юго-восточной оконечности плато Омало на отн.высоте 230 м. Не исключено, что ось перегиба профиля эрозии IV террасы проходит в окрестностях с.Кумелаурта на отм.1780 м (участок "Хошане") и относит.высоте 150 м. К югу площадка этой террасы поднимается и тыловая часть её располагается на отметке 1900 м.

Ниже по течению Тушинской Алазани, а затем по Андийскому Койсу уровень IV террасы сохраняется на отм.1800 м, глубина же врезания постепенно нарастает до 240 м, а в районе с.Черо измеряется 373 метрами.

Молодые террасы Мта-Тушети встречаются спорадически, обычно, небольшими фрагментами. При этом, III и II террасы, как и в соседних районах, представлены двумя уровнями; более высокий уровень III_I террасы 2000-2080 отмечается по обоим берегам Тушинской Алазани под с.с.Бегела-Илурта (Б-г) (отн.выс.200-260 м). К этой террасе мы относим ступени на высоте: 2000 м (230-220 м) под с.с.Дочу и Чадил; 1900 м (180 м) в верховье Хисос-Алазани; 1720 м (96 м) в окрестности с.Кумелаурта. Отсюда вниз по течению реки, там где уровни комплекса террас не меняются, абс.высота III_I террасы держится на отм.1700 м, а превышение её увеличивается, и на южном склоне Доткалтос-мта достигает 135 м.

Более поздняя III терраса сохранилась хуже. Неотчётливый уступ её на отн.высоте 60 м наблюдается в районе с.Коклата. Ниже по течению Тушетис-Алазани, под развалинами Бегела, эта терраса превышает пойму на 60-70 м (абс.в. 1900 м), в верховье Хисос-Алазани - на 80 м, а в окрестностях Кумелаурта-на 65 м.

К ранней II террасе условно отнесен реликт покрытой

галькой ступени на уровне 1630 м на левом берегу ручья Убачи (восточнее с.Шенако); превышение её над поймой 40 м. Более поздняя II терраса развита почти на всем протяжении Гомецарской Алазани между устьем Цоватас-цкали и окрестностью Бегела на отн.выс. 16-22 м. Восточнее, в Дагестане высота её поднимается до 25 м.

I терраса Мта-Тушети имеет отн.выс. от 7 до 10 м. В устьевой части Цоватас-цкали, по данным П.И.Авалишвили, эта терраса, состоящая из галечников, возвышается над поймой на 6-7,5 и 12 м.

Если молодые террасы в большинстве случаев прикрыты аллювием, то древние имеют хорошо развитый мощный галечный покров, как правило, лишь на участках расширения их площадок и относительного уменьшения высоты бровки. В других случаях, на поверхности высоких террас преобладает плохо сглаженный, неокруглый материал, хотя изредка встречаются и круглыши, а в некоторых случаях даже пласты галечника. По-видимому, главную роль в освобождении высоких плоскостей выравнивания от галечного материала сыграли позднейшие процессы смыва временными и ливневыми потоками, а также гравитационные факторы, вызывающие скатывание аллювия по нарушенным дислокацияминаклонным поверхностям террас. К примеру, У терраса гребня Лаа полностью освобождена от галечника, однако, по склонам его, в делювии часты гальки и валуны, Они нередко встречаются даже в кладке древних домов и крепостей с.Хисо.

Литологический состав аллювия террасового комплекса Мта-Тушети весьма однообразен, - кроме лейасского сланца и песчаника, в состав гальки входят кварц, реже - кварцит, порфир и брекчия.

Схематическая карта соотношения комплекса террас
и тектонических структур Мта-Тушетли
1971 г. Составила А. Когошвили
(Геологическая основа дана по материалам Н. И. Камбалаки,
П. И. Авалишвили и собственных наблюдений)

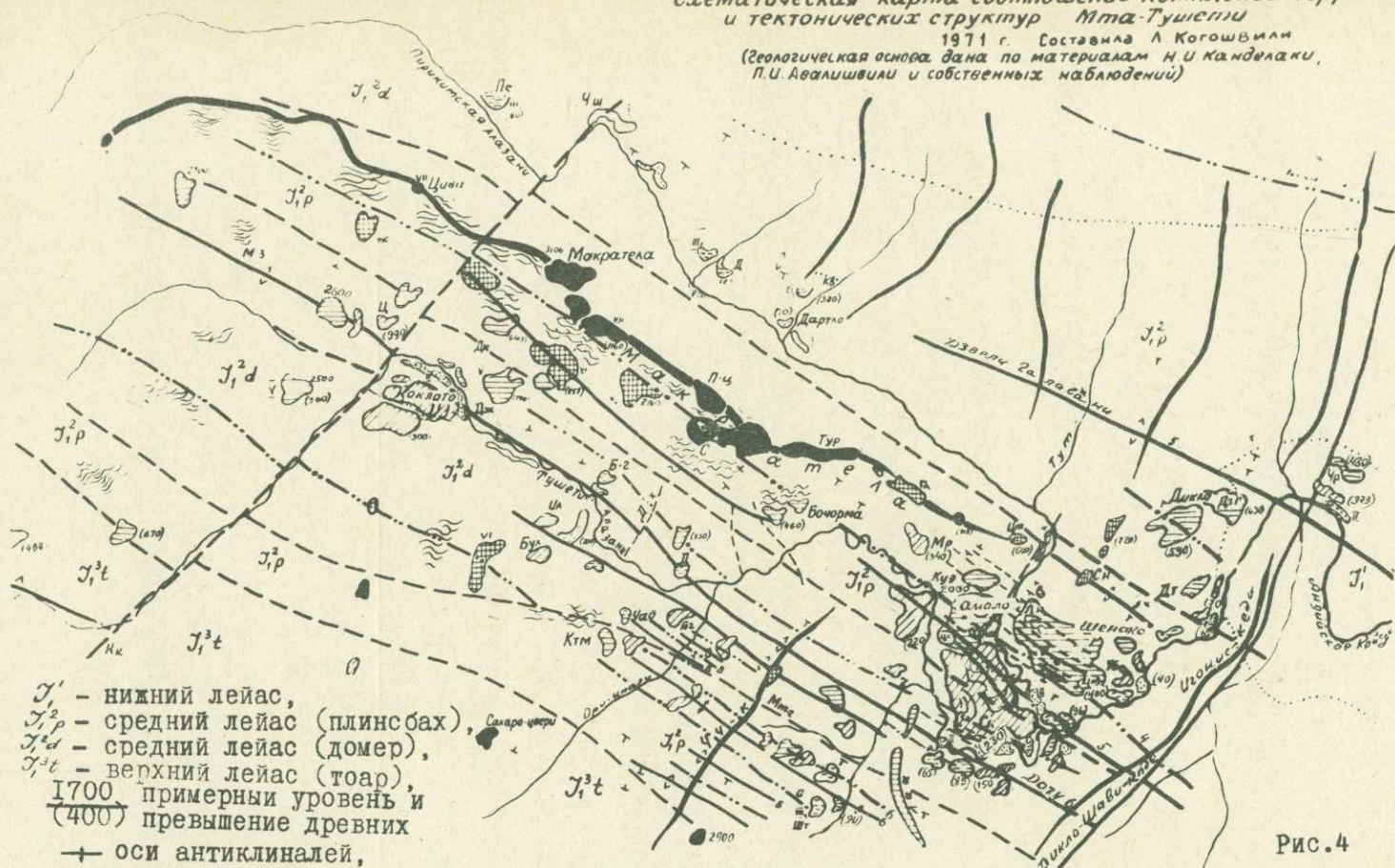


Рис. 4

J_1^1 - нижний лейас,
 J_1^2 - средний лейас (плинсбах),
 J_1^{2d} - средний лейас (домер),
 J_1^3 - верхний лейас (гоар),
 1700 - примерный уровень и
 (400) - превышение древних

+ - оси антиклиналей,
 - - - - - оси синклиналей,
 -6- порядок складки,
 ~~~~~ горные отроги,  
 ~~~~~ сглаженный рельеф,  
 ~~~~~ деформация поверхно-  
 стей террас в изолиниях  
 (через 20 м),

Пс - условные индексы наимено-  
 вания террас и структур по мест-  
 ным названиям участков,

П-П - поперечное поднятие,  
 ..... стратиграфические  
 границы,  
 - - - - - разрывы



Террасы: от УП -  
 нижнеплиоценовой - до  
 I - голоценовой.

# Геологические разрезы и профили современной эрозии по рекам Пирикитской и Тушинской Алазани

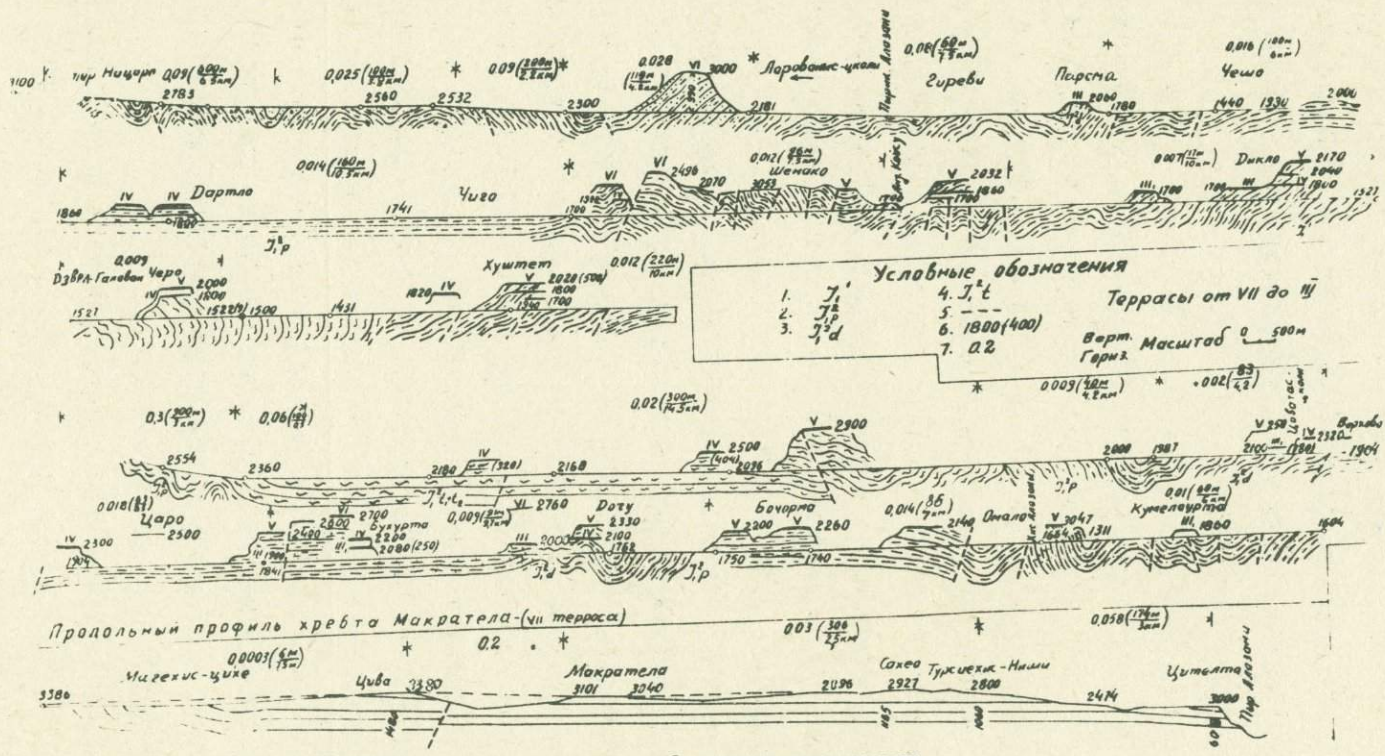


Рис. 4а.

- 1 - нижний лейас,
- 2 - средний лейас (плинсрах),
- 3 - средний лейас (домер),
- 4 - верхний лейас (тоар),
- 5 - тектонические разрывы,
- 6 - абс. и отн. высота террас,
- 7 - коэффициент уклона

На левобережье Андийского Койсу, в пределах Дагестана, (междуречье Тумархаза и Ахудзаха), в крутом склоне над дорогой, на уровне около 2050 м (отн.выс.500 м) прекрасно сохранился пласт галечника мощностью I м из лейасских аспидных и песчаных сланцев и кварцитов. Это — останец древнего аллювия У террасы.

Долина П и р и к и т с к о й А л а з а н и, в отличие от соседней к югу Тушинской Алазани, характеризуется крутыми склонами (особенно, правым — соответствующим северному склону хр.Макратела), выпрямленностью русла и отсутствием высоких террас на левобережье. Сглаженность верхних частей южного склона Бокового хребта, не подчиненная определенным уровням, является следствием ледниковой экзарации, а также — нагромождения щебнево-глыбовых обвальнo-оползневых продуктов выветривания или денудации. Процессы эти подготовлены значительной дислоцированностью слагающих Боковой хребет нижнелейасских сланцев, испытывающих к тому же раскалывание по крутым и вертикальным сбросам и диаклязовым трещинам. Как свойственно всей этой зоне, разрывы секутслои, главным образом, вдоль напластования и лишь редкие — в субмеридиональном направлении. Большинство трещин "залечено" кварцем мощностью 20–30 см. Кварцем цементированы также зоны дробления и брекчии вдоль полостей разрывов. На левобережье, в верхней части Пирикитской Алазани наблюдались корни раздробленных диабазов, трещины в которых и обломки в контакте с лейасскими сланцами схвачены и скреплены низкотемпературным кварцем.

Молодые террасы Пирикитской Алазани чётко выделяются в рельефе левого склона долины. С.Парсма расположено на ступени, возвышающейся над поймой на 80 м. Примерно на той

же высоте 80-90 м мы встретили слой галек из сланцев и песчаников лейаса по южному склону г.Тибос-цкали, в окрестностях с.Дартло. Можно сопоставить этот уровень с Ш<sub>2</sub> террасой. Условно к Ш<sub>1</sub> террасе отнесены там же ступени под с.с.Дано (Д) и Квавло (Кв) на высоте 2100 м (280-300 м отн. в.). Обрывки IV террасы наблюдаются лишь вблизи устья Пирикитской Алазани на отм.1900 м (220 м). Чаще фиксируются по склонам реликты II и I террас на отн.высоте 15-20 и 3-7 м. Они прикрыты угловато-окатанным аллювием обычного состава, мощностью от I до 2,5-3 м.

В заключение общего обзора фактических данных по Мта-Тушети, сопоставим профили современной эрозии обеих рек - Пирикитской и Тушинской Алазани, чтобы иметь представление о характере позднейших тектонических движений и их унаследованности от прошлого.

Верховье Пирикитской Алазани (Ларованис-хеви), берущее начало на склонах Самвронис-мта и г.Амуго, пролегает на высоких отметках 2783-2181 м, свидетельствуя о весьма молодой эрозионной деятельности реки. Тушетис-Алазани в своем верховье углубляет русло от 2180 до 1904 м. На территории их параллельного дренирования, в среднем течении, Пирикитская Алазани углубляет долину до 1820-1692 м - глубже Тушинской, отметки русла которой - 1860-1692 м. Разница эта к террасе Омало сглаживается.

Несмотря на разный уровень поймы обеих рек, уклоны профилей их современной эрозии сходны там, где работа рек протекает в пределах одной или близких структур. Так, крутой в верховье уклон профиля рч.Ларованис-хеви - 0,08, становится пологим на отрезке Пирикитской Алазани между с.с. Гиреви и Парсма (Пс) - 0,008, перед поперечным разрывом

Чешо-Коклата. На соответствующем интервале и Тушинская Алазани меняет более крутой уклон поймы - 0,02 на пологий 0,009 (между отметками 2030 и 1970 м - перед резким поворотом реки к востоку). Восточнее разрыва уклон кривых обеих рек равномерный - 0,01, но далее на восток несколько уменьшается к Орцкали, по-видимому, под влиянием небольшого поперечного поднятия Чанчахованис-кеди. Профили эрозии двух этих рек, как и следовало ожидать, становятся отлогими на территории Омало-Шенако, наибольшего выположивания ( $K = 0,009 - 0,007$ ) достигая на участке слияния обеих рек Алазани и Андийского Койсу. Замедляя движение на подступах к нижнелей-асскому ядру антиклинали Дзвели Галавани, река обходит дугой наиболее активно поднимающуюся часть структуры. На восточном её крыле, падающем вниз по течению реки, профиль эрозии усиливает крутизну до 0,012 (рис.4а).

Нельзя не заметить, что с запада на восток, на подступах к поперечному поднятию Диклос-мта - Кириота меняется морфология террас не только срединного гребня Мацратела, но и разделенных им склонов обоих хребтов Б.Кавказа. В этом убеждают профили поперечных горных отрогов и современной эрозии ручьев, стекающих в Пирикитскую и Тушинскую Алазани (См. в диссертации 1973г. табл.№ I и рис.28).

Для большинства иллюстрируемых профилей современной эрозии повторяется замеченная в других районах Грузии закономерность: выположивание кривых современной эрозии на пересечении мульд или сводов вторичных продольных структур на склонах обоих антиклинальных хребтов. На южных или северных крыльях позитивных структур, там, где с ними совпадает уклон речных днищ, коэффициент его увеличивается.

Террасы Омало-Шенако.

- обширные древние плато у слияния Тушинской и Пирикитской Алазани

представляют яркий пример эволюции рельефа под влиянием молодых тектонических движений разных порядков, а, следовательно, разной интенсивности. Эти формы исследованы нами более детально.

Плато различаются возрастом. С У террасой мы отождествляем обе равнины - под с.Шенако и в окрестностях с.Омало. К югу от последнего простирается IV терраса.

У терраса Омало образует отчетливую, хоть и деформированную бровку над Пирикитской Алазани. Поверхность плато (1,3x0,5 км<sup>2</sup>) поднимается с севера на юг от высоты 2060 м до 2140 м, затем опускается в этом направлении до высоты 2000 м, и круто обрывается над равниной IV террасы. Иными словами, поверхность У террасы антиклинально изогнута по оси вторичной антиклинали Цосне-Миргвела, осложняющей северное крыло синклинали Макратела. Но на фоне крупного изгиба, отмечается и мелкая волнистость, уже под влиянием самых молодых складчатых и дизъюнктивных новообразований на обоих крыльях синклинали Макратела. Разрывы проходят на границе контрастных форм рельефа, разделяя узкие полосы глыбовых и пликативных движений разных знаков.

Картина повторяется и для террасы Шенако, расположенной восточнее. Она также ограничена горизонталью 2000 м. По северному борту террасы Шенако, в южном склоне возвышенности Сонехи сохранилась небольшая ступень на уровне 2070 м на сланцах, падающих под аз. 230° <math>\angle 40^\circ</math>, в то время как южнее они имеют крутое падение на юг. Но эта терраса не является скульптурной. Ступень покрыта галькой; много её, вместе с валунами лейасских пород, встречается тут же

по склону. Ступень синхронична террасе Шенако, но, должно быть, втянута в поднятие антиклинали Сонехи (Сн), осложненное глыбовыми подвижками.

Продолжение У террасы Шенако к востоку фиксируется на юго-восточном склоне возвышенности Доткалтос-мта в виде "висячей долины" Доткалто (Дт) на уровне около 2040 м, а также на левобережье Цисквилта-хеви на отм. 1980 м. Ей синхроничен обрывок древней долины, дно которой располагается на уровне 2200–2140 м. Она начинается у с. Дикло и полого спускается к юго-западу, дренируемая в настоящее время небольшим ручейком Цисквилта-хеви. Вдоль его русла обнажается слабо обработанный щебень сланцев и песчаников, частично грубо окатанный. Лишь в верхней части этой древней долины, севернее развалин крепости Дзвели Галавани, нами обнаружен хорошо окатанный галечник, принадлежащий Палеоалазани.

IУ терраса Омало, вытянутая к югу от одноименной У террасы более чем на 2 км, имеет ширину 1,2–1,5 км. Процессы длительной денудации, выразившиеся в валах, рывинах и оврагах размыва, не маскируют общей волнистости равнины, обязанной позднейшим движениям небольших амплитуд складчатых и дизъюнктивных дислокаций.

Галечный покров У террасы Омало–Шенако в большинстве случаев не обнажен, но всюду на её поверхности рассеяны гальки и валуны лайасских глинистых и песчаниковых сланцев, а в ряде случаев, жильных эффузивов.

Древний аллювий обнажен лишь в южной части террасы Омало на участке Хибрети. Это – чередующиеся грубозернистые песчаники и конгломераты из сланцевых галек, падающие на юг под углом  $15^{\circ}$ . Недалеко отсюда, в шурфе, в 75 см от поверх-

ности земли, в слое глинистого песка обнаружена пыльца древесных и травянистых растений, а также — споры. По заключению Н.Мамадзашвили, этот комплекс растений обычен для приречных склонов, в условиях умеренного климата. Можно предполагать, что растения эти селились ниже альпийской зоны, в горной долине, уровень дна которой, должно быть, не превышал 1600—1630 м.

Подсчёт по отдельным выходам галечника в террасе Омало позволяет оценить мощность аллювия от 10 до 20 м. Здесь подошвой его служит поверхность выравнивания лейасских сланцев. Мощность аллювия варьирует в зависимости от деформаций поверхности цоколя террасы, которым соответствуют изгибы самой поверхности террасы Омало. Её выгиб построен на антиклинали среднелейасских сланцев, представляющей юго-восточное продолжение антиклинальной структуры Макратела, срезанной на участке Хибрети (в цоколе террасы) разрывом южного склона хр.Макратела. Эта складка прекрасно обнажена по южному краю У террасы Омало, на возвышенности Цасне (Цс). Свод складки сnivelирован на отм. 2000 м и покрыт галькой. Юго-западный склон этого выгиба террасы сложен юго-западным крылом антиклинали, а северо-восточное крыло складки совпадает с северо-восточным склоном выгиба. В ядре складки слои сильно сжаты и имеют крутое, местами — вертикальное залегание; в крыльях падение сланцев выполаживается — в юго-западном крыле до  $75-60^{\circ}$ , в северо-восточном — до  $45^{\circ}$ . Если следовать по простиранию структуры к юго-востоку, можно видеть, что всюду в этой зоне дислокация в рельефе равнины отчётливо выражена. В юго-восточном краю возвышения террасы Омало, на участке Бойкис-гора (Бг) вскрыто ядро складки, с вертикальным падением лейасских слоев. На крыльях же её

они залегают под углом от 75 до 85°.

В распределении гальки на террасах Омало, Шенако, Коклата намечается одна закономерность: на позитивных частях рельефа галек меньше по количеству и они мельче по размеру. Размер их и количество увеличиваются к подножию положительных форм рельефа. Процессам деформации эта древняя пойма подвергалась как во время накопления аллювия, так, по-видимому, и после обособления её в виде террасы. Создавались уклоны террасовой поверхности, вызывающие скатывание и осыпи более крупных гольшей. На выгибах задерживалась лишь мелкая галька.

Сбросовая  
тектоника.

Террасы Омало-Шенако секутся сетью дизъюнктивов, на которых следует остановиться подробнее.

По северному краю У террасы Шенако, у подножья возвышенности Сонежи в террасовую поверхность вдавлена ложбина "Лашарис-ниши" (Л-н), шириной около 250 м, с простираем ЮВ 150°. Начинается она у самого западного уступа террасы, будучи наклонена к востоку (это само по себе противоречит эрозионному развитию подобных форм!). Ложбина представляет грабеневидное опускание террасовой поверхности по двум параллельным сбросам с простираем 130° и возрастающей к востоку амплитудой нисходящих движений. Прогнутость террасы благоприятствует поверхностному и подземному стоку вод с обоих склонов и разработке ложбины временными потоками. Ось прогиба в западной части последней проходит, примерно, на уровне 1980-1960 м. В этой, наиболее поднятой, части грабена южный блок возвышается над ним на 100-120 м, постепенно опускаясь параллельно поверхности грабена в восточном направлении.

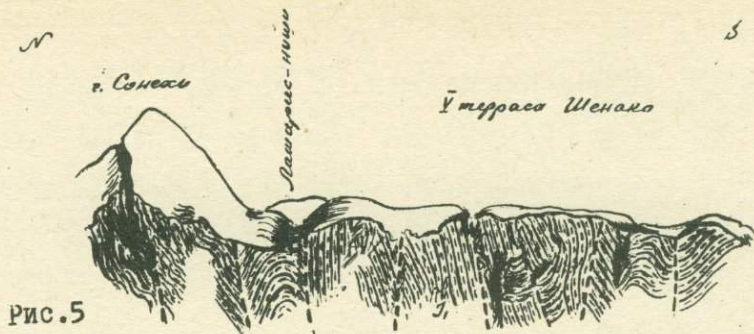


Рис.5

С правобережья Пирикитской Алазани прекрасно видно блоковое строение террасы Шенако, вызванное дифференциальными смещениями вдоль широтных разрывов (рис.5).

Оба сброса, по которым опущен блок "Лашарис-ниши", обнажены в склоне террасы. В то же время, на её поверхности разрывы эти вырисовываются в резкой смене залегания лейасских сланцев: по северному сбросу, у подножья возвышенности Сонехи, по сместителю соприкасаются сланцы, падающие в северном его крыле под аз.  $200^{\circ} \angle 70-80^{\circ}$ , в южном -  $0^{\circ} \angle 85-80^{\circ}$ ; по следующему к югу сбрасывателю контактируют лейасские слои северного (опущенного) крыла, падающие на юг под  $\angle 40^{\circ}$ , с поставленными на голову слоями южного (поднятого) крыла. В западном уступе цоколя террасы, над рекой видна крупная, углубленная в него, зияющая трещина северного разрыва "Лашарис-ниши". Смещенные слои испытывают вдоль неё и экзотектонические подвижки.

Следующие два сброса террасы Шенако южнее предыдущих ступенчато перемещают части террасы. Несколько выше поднят второй к югу блок. По-видимому, восходящие движения здесь усиливаются поднятием вторичной антиклинали - Миргвела-Шенако на северном крыле синклинали Макратела. Падение северного крыла этой складки аз.  $20^{\circ} \angle 40^{\circ}$ , южного -  $200^{\circ} \angle 75^{\circ}$ .

Южный край террасы Шенако построен на восточном продол-

жении синклинали Макратела. Судя по обнажению левобережного цоколя этой террасы, её секут по простиранию слоев не менее, чем три крутых разлома. Самый южный из них представлен несколькими сместителями, сопровождающимися зонами дробления пород и плейчатыми изгибами пластов.

Разорван и северный склон г.Сонехи. В обнажении левого берега Пирикитской Алазани виден крутой разрыв, с амплитудой, более значительной, чем у южных сбросов. Опущен северный склон г.Сонехи (рис.5). Вблизи сместителя породы интенсивно нарушены, сланцы стоят на головах, а ниже по склону изгибаются к югу.

Тождественная картина смещения блоков по разрывам отмечается и на противоположном - правом берегу Пирикитской Алазани. Разрывы "Лашарис-ниши", продолжаясь к западу, пересекают рельеф вдоль северной кромки У террасы Омало, вызывая опускание блока синхроничной террасы "Куэ". Расширенное до 300 м лишь на этом участке (уровень около 2000 м), дно небольшого оврага "Куэ", представляет западное продолжение грабена "Лашарис-ниши". Но здесь он осложнен подвижками обратного знака уже в восточном крыле субмеридионального разрыва, отразившегося и в приподнятости к западу грабена Лашарис-ниши. Северный сместитель сечёт слои по касательной к полукружью расширенного днища "Куэ", принадлежавшего когда-то северному краю У террасы Омало. Этот сброс по напластованию сланцев (простираения  $310^{\circ}$ ) обнажается в нижней части склона хр.Макратела, вблизи дороги в Пирикитскую Тушетию. В С-В крыле сброса слои лейаса поставлены на голову, в Ю-З - падают на юго-запад под углом  $40^{\circ}$ . Блок "Куэ" опущен не менее чем на 120 м, ибо поднятие смежного на юге блока усиливается восходящими движениями по оси

антиклинали Миргвела-Цосне (Мр-Цн).

Секущий широтные разрывы "Куэ" - "Лашарис-ниши" поперечный разрыв Цителта - Ствирехи (Цт-Ст) характеризуется зоной дробления и смятия слоев, включающей глыбы лейасских сланцев. Она вскрыта в левом склоне ущелья Пирикитской Алазани, на отрезке её поворота из широтной в субмеридиональную долину, вблизи устья реки. Здесь сохранился на отн. высоте 220 м обрывок древнего речного дна. По разрыву поднят восточный блок, замкнувший с востока грабен "Куэ".

На юго-восточном продолжении грабена "Лашарис-ниши" в рельефе также отмечается депрессионное понижение террасы под с.Шенако. Тут обнажены мелкие, общекавказского простирания, складки лейасских сланцев, надвинутые (как видно, экзотектонически) на круто стоящие слои тех же отложений.

Разлом надвигового характера осложняет и северную окраину террасы Омало на склоне вышеописанного антиклинального возвышения Цосне (Цс). На северо-восточном крыле складки (аз.пад.  $30^{\circ}$   $\angle$  от  $38$  до  $48^{\circ}$ ) слои срезаются по пологой, изгибающейся к северу, надвиговой плоскости, будучи надвинуты на вертикально стоящие сланцы. У сместителя слои покрова испытывают плейчатость и раздавливание. В восточном крыле складки по напластованию инжецировала группа кварцевых жил, подчеркивая свое родство с дизъюнктивными структурами.

Южный край IУ террасы Омало разбит рядом продольных разрывов, маскирующих влияние на рельеф движений синклинали Дочу, на которой он построен. Одним из нарушений здесь является надвиг Сикозти (Ск). На периклинали круто падающих на юг сланцев лейаса надвинуты с севера по сравнительно пологой плоскости согласно залегающие на сместителе

сланцы. На них выработана бровка террасы. Западнее надвига, кромку террасы рвёт широтный разрыв, приводящий в контакт вертикально стоящие (аз.пад.  $200^{\circ}$ ) слои лейаса восточного крыла, падающего в тех же румбах с  $\angle 50^{\circ}$ . В нём сланцы изогнуты и раздроблены у сместителя. Параллельно ему в 40 м западнее проходит зона дробления и смещения пластов шириною около 25 м. По-видимому, с этим разломом связано воздымание юго-западной части террасы Омало. В том же широтном направлении тут проявляется сеть кварцевых жил. По южному склону террасы Омало они раздроблены и смешаны с породой в связи с позднейшими подвижками по разломам.

Серия разрывов юго-западного склона террасы Омало вызывает деформации и раздробленность слоев лейаса, подготавливая экзотектонические смещения их по склону, наблюдаемые вдоль дороги в с. Кумелаурта.

Интерес представляет также разрыв ниже этой дороги, обнажённый на левобережье Тушинской Алазани, в склоне  $P_2$  террасы. Здесь, как и в ранее описанных примерах, к вертикально стоящим слоям северо-восточного крыла и параллельной им плоскости взброса прилегают сложно дислоцированные у контакта слои юго-западного крыла, в отдалении от сместителя падающие под пологим углом на юго-запад.

Система разрывов, главным образом продольных, прекрасно обнажена в восточных склонах субмеридионального Тушетского хребта (хр. Буци-Бацц) и далее к востоку на территории Дагестана, где сбросы по напластованию лейасских сланцев разбивают горный рельеф на множество блоков. Последние участвуют как в вертикальных подвижках, так и в экзотектонических смещениях по склонам. Это активизирует процессы разрушения, усугублённые крутизной склонов и уничтожением

лесного покрова. Потому склоны горных возвышенностей этой страны погребены под плащами щебени и нагромождениями глыб.

Сбросовая тектоника не менее значительно преобразует рельеф также в западной части Мта-Тушети, при этом, в сравнении с движениями пликативного характера, вызывает более резкие изломы поверхностей склонов и террас.

К числу наиболее крупных разрывов этой территории относится установленный автором левый сбросо-сдвиг Чешо-Коклата, проходящий поперёк простиранию складок лейасских сланцев вдоль Тушинской и, частично, Пирикитской Алазани, там, где эти реки испытывают резкий изгиб русел из северо-восточного в широтное направление. Этим разрывом обусловлены следующие явления: 1) морфологическая ступень высотой 300-350 м, разделяющая поднятое в его западном блоке вершинное плато хр.Макратела и опущенную восточную его часть; 2) увеличенные площади террас в опущенном восточном блоке - УП террасы Макратела и IУ террасы Коклата; 3) восстановленная кривая эрозии по останцам IУ террасы характеризуется резким переломом между лево- и правобережными её реликтами в окрестностях с.с.Коклата - Верховани; 4) останцы террас в поднятом блоке имеют ббльшие превышения над поймой, чем в опущенном; 5) мощный аллювиальный покров террасы Коклата в том же опущенном блоке; 6) на левобережье Тушинской Алазани восстановленный по обрывкам IУ террасы профиль эрозии выравнивается к востоку, будучи приподнят в западном блоке разрыва Чешо-Коклата; 7) смещение оси антиклинали Дочу и продольного разрыва Гомецарской Алазани.

Сбросо-сдвиг подтверждается и геологически: с левобережья реки, в окрестностях развалин крепости Царо видны интенсивные нарушения лейасских сланцев в обоих склонах долины.

Против резкого поворота Тушинской Алазани к востоку, в обнажении правого склона вырисовывается вертикальный сместитель, к которому с востока примыкают падающие на север под углом  $50-55^{\circ}$  сланцы, мелко дислоцированные у разрыва. В западном блоке последнего слои стоят на голове параллельно сместителю, а с удалением от него приобретают падение к юго-западу под  $\angle 65-70^{\circ}$ .

Продольный разрыв в долине Мозартис-хеви (правое разветвление Цоватас-цкали) сечет юго-западное крыло антиклинали Дочу и, вызывая поднятие северо-восточного блока, обуславливает на большей части долины высокое положение местного базиса эрозии. В этих пределах долина Мозартис-хеви расширена и прикрыта четвертичными наносами. Кажется бы, поднятие северо-восточного крыла Мозартского сброса должно было способствовать усилению уклона речной поймы в месте слияния ручьев Мозартис-хеви (М-з) и Цоватас-цкали, в связи с развитием попятной эрозии последнего. Однако, воздымание западного блока регионального сбросо-сдвига Чешо-Коклата выравнивает кривую эрозии и направляет эволюцию нижнего течения потока на регрессивную эрозию от сбросо-сдвига вверх по течению реки. Потому в устье её формируется узкое ущелье, сменяющееся на отметке 2000 м вверх по течению расширением долины. Надо сказать, что разрывы в долине Цоватас-цкали, как и по Гомецарской Алазани, не прослеживаются на противоположном берегу, т.е. для первой - в районе с.Коклата, для второй - южнее развалин Царо. Эти продольные разрывы обрываются у сбросо-сдвига Чешо-Коклата. Надо предполагать, что они представляли когда-то один сместитель, позже разорванный левым сдвигом. Им и было передвинуто к юго-западу западное продолжение разлома Гомецар-

ской Алазани — разрыв Цоватас—Цкали. Избирательная эрозия реки предпочла систему этих дизъюнктивов, в плане долин своеобразно обрисовав сдвинутый к северо-востоку продольный разлом крутым коленом.

Пликративно-сбросовой обстановкой определена морфология террас в долине верховья Хисос—Алазани. Левобережные IУ и III<sub>I</sub> террасы имеют увеличенные абсолютные и относительные отметки, несмотря на положение их в мульде синклинали Хисо. Это вызвано положительным смещением рельефа по разрыву в овраге Мозаис—ткис—геле (Мт-г), в 2 км западнее слияния Чиглауртас—цкали с Хисос—Алазани. Здесь, к широтному вертикальному сместителю с юго-запада примыкают слои, падение которых от нижней части склона к верхней выполаживается от  $\angle 85$  до  $65^\circ$  (аз.пад.  $25^\circ$ ). С северо-востока к разрыву примыкает зона нарушенных, раздробленных пород, сцементированных карбонатами кальция. Ширина зоны около 4 м; в северо-восточном крыле нарушения сланцы падают на С-В под  $\angle 45-50^\circ$ , более выполаживаясь в отдалении.

Сравнительно небольшие вариации уровня серий террас по южному склону хр.Макратела вызваны, в ряде случаев, субмеридиональными позднечетвертичными разрывами, амплитуда которых оценивается десятками или сотней метров. Например, в овраге Кахаис—горис—геле один из таких сбросов запечатлелся в сплошь раздробленных вдоль сместителя сланцах восточного блока и синклиналино дислоцированных слоях западного блока. Пачка этих слоев надвинута в виде чешуи с севера на юг на антиклинально дислоцированные лейасские сланцы (рис.25). Во втором к западу овраге Цврилованис—хеви (окрестности с.Дочу), разрывом разделены слои различных условий залегания: на левом склоне оврага сланцы падают на

север под пологим углом, на правом - на юго-запад  $200^{\circ} \angle 40^{\circ}$ ; у сместителя, простирающегося под аз.  $220^{\circ}$ , слои раздроблены и разрыхлены. Еще западнее, вдоль сбрасывателя С-СВ простираения выработан также овраг Дочус-хеви (Д-х) восточнее с.Бегела.

Крылья структуры Макратела нередко осложнены надвигами, срезающими лейасские слои по пологим поверхностям, со скольжением покровов вниз по склонам. Подобные явления наблюдались вблизи развалин крепости Царо, на участках Цасне и Цосне, по южному склону террасы Омало и др.местах. По-видимому, в основе этих движений лежат экзотектонические процессы позднейшего времени.

Разновидностью таких движений является смещение пластов в долинах тушетских рек в виде более или менее крутых загибов верхушек слоев в сторону реки, благодаря чему возникают ложные антиклинали. Для них характерно крутое или вертикальное залегание сланцев в нижней части склонов долины, сменяющееся к средней их части сводовидным. По мере углубления долины, в опрокидывание вовлекаются снизу все новые пласты. Этот тип складчатости близок описанной М.В.Муратовым для Крыма под названием "гравитационной" (1949).

Наиболее отчетливо "экзоскладчатость" выражена по тектоническим долинам - Гомецарской Алазани и Цоватас-цкали, однако, не исключено, что она может проявляться и в долинах нормального типа, благодаря пластичности и общей нарушенности лейасских сланцев. В разрабатываемых вдоль зон нарушения речных долинах дизъюнктивные процессы усиливают подвижность пластов, давая знать о себе смятием их и раздробленностью вдоль склонов.

Зона нарушения слоев лейаса, с истиранием материала и милонитизацией в правом склоне долины Гомецарской Алазани, выше с.

Верховани, прослеживается на несколько десятков метров.

### Характер и количественная сторона движений структур Тушетти

С этой точки зрения, наиболее интересным и важным объектом наших исследований является межгорный синклинальный гребень Макратела. Положение его между двумя развивающимися структурами высшего ранга отразилось не только в значительной приподнятости обращенного рельефа, но и в специфике тектонического его строения и морфологии. С другой стороны, на эти последние непосредственное влияние оказывало молодое поперечное поднятие на востоке гребневой перемычки Диклос-мта - Вево.

Исходя из амплитуд вертикальных движений пликативных и дизъюнктивных структур, осложняющих крылья синклинория Макратела, попытаемся подразделить эти движения на порядки, увязывая с уровнями соответствующих террас. Основанием для таких сопоставлений служит высказанное автором ранее (1970) предположение, что рост структуры, ограниченный двумя циклами нивелирования (в условиях временного прекращения вертикальных тектонических движений), соответствует времени её поднятия. С большим или меньшим приближением, оно измеряется глубиной эрозионного пропиливания структуры от момента ее нивелирования до следующего цикла тектонического покоя.

I. Структура 4 порядка - синклиналь Макратела с уровнем поднятия, соответствующим УП террасе, от более 3400 м до 2800 м с запада на восток; восточнее погружается до уровня IУ террасы, примерно до 1800 м. Далее на восток, складка

вновь воздымается на поперечном поднятии Диклос-мта - Вево.

2. Структуры 5 порядка, пределы поднятия которых соответствуют УI террасе: 1) антиклиналь Дзвели Галавани на южном крыле антиклинория Бокового хребта с пределом воздымания 2500-2700 м, резко усиливающегося к востоку, где на поперечном гребне поднято ядро этой структуры; 2) антиклиналь Макратела на южном крыле одноименной синклинали; предел поднятия с запада на восток уменьшается от 2800 м до 2000 м (район Омало), но восточнее, как и синклиналь Макратела, испытывает поднятие на меридиональном гребне Игонис-кеди; 3) антиклиналь Сонехи поднята до высоты 2430 м. Оба крыла её, обнаженные по склонам одноименной возвышенности, расколоты группой продольных и поперечных разрывов; западное продолжение структуры срезается разломом Цителта-Ствирехи.

Перечисленные складки в ряде случаев асимметричны. В средней части Мта-Тушети они обнаруживают наклон осевой поверхности к югу, в восточной же части, где поднято ядро структуры, осевая поверхность наклонена на север.

3. Структуры 6 порядка, пределом воздымания соответствующие У террасе: 1) антиклиналь и синклиналь Хисо - Ките-мта, поднятые до уровня 2200-2400 м, а на срединном поперечном гребне Чанчахованис-кеди - г.Кехи, - примерно до 2500 м. Южное крыло антиклинали осложнено несколькими складчатыми новообразованиями, северное же крыло синклинали рвется сбросом Мозаис-Ткис-геле; 3) антиклиналь Дочу - Ларованис-цкали - наиболее протяженная из структур; на западе она поднята на хр.Руани до 3400 м, к устью Ларованис-цкали спускается до 2500 м, а в северном окончании гребня Лаа - до 2100 м. Как и другие структуры, она испытывает короткое поднятие

на гребне Чанчахованис-кеди.

Складки этого типа нормальные, с падением северных крыльев на север, южных - на юг с углом от 50 до 55°, при этом, крутизна падения пластов вблизи сместителей увеличена. Обычно, ядра как молодых, так и древних складок отличаются сильной сжатостью, с углами падения от 75 до 90°.

4. Структуры 7 порядка, с амплитудой вертикальных движений, соответствующей IУ террасе: 1) синклиналь Бегела - Дочу - Омало, с пределом поднятия от 2400 м на западе до 1860-1780 м на востоке. Восточнее Омало синклиналь быстро воздымается на поперечном гребне Диклос-мта - Вево; 2) синклиналь Коклата, поднятая до высоты около 2300 м; 3) антиклиналь Миргвела - Шенако (2140-2100 м) на восточном продолжении северного крыла синклинали Макратела.

5. Структуры 8 порядка, по амплитуде движений соответствующие Ш<sub>I</sub> террасе: 1) антиклиналь и синклиналь Чадил, с пределом поднятия около 2000 м; 2) синклиналь Штролта (Шт) - 1900 м; 3) синклиналь Кумелаурта - 1720 м. Складки эти являются осложнениями на крыльях структур, главным образом, 6 порядка, на северных отлогих склонах Главного хребта.

Установить подобную связь для структур низших порядков - 9, 10 и ниже - с самыми молодыми террасами Мта-Тушети (Ш<sub>2</sub>, П и I) нам не удалось. По-видимому, при детальном исследовании района, с применением инструментальных методов, задачу эту можно выполнить.

Определив возрастную последовательность развития структур Мта-Тушети, своеобразной меткой поднятия которых являются соответствующие террасы, мы встаем перед необходимостью определения возраста их молодого формирования. Он установ -

ливаются по морфометрической аналогии с террасами соседних районов, проявляющимися в сходной тектонической обстановке, и датированными фаунистически или археологически. Серьезным обоснованием возраста террас является также определение их числа при геоморфологической съёмке района. При этом, следует исходить из факта, что позднейшие террасы I и II, и, с некоторым приближением, III<sub>2</sub>, в общем сохраняют свой относительный уровень для разных тектонических зон Грузии.

Итак, попытаемся условно определить возраст молодых движений основных структур района: структура 4 порядка – постнижнеплиоценовая, 5 – постсреднеплиоценовая, 6 – постверхнеплиоценовая, 7 – постнижнеплейстоценовая; структуры 8, 9, 10 и II порядков формировались в среднем и верхнем плейстоцене, 12 – в голоцене.

Суммарное относительное поднятие УП террасы в стержневой части хр.Макратела на северном приподнятом крыле синклинали составляет в среднем 1250–1300 м с конца нижнего плиоцена по настоящее время. Оно равно сумме относительных промежуточных поднятий структуры в последовательные циклы. Сумма межтеррасовых интервалов (М.и.) от УП до пойменной террасы удалось привести к относительной высоте УП террасы только при допущении, что имеются промежуточные звенья поднятия. Они выразились в двух уровнях поднятия III и II террас, выявленных ранее для Причерноморья. При этом, искомые уровни контролировались не только данными съёмки, но и всюду повторяющейся закономерностью постепенного плавного снижения межтеррасовых интервалов и относительных превышений террас над поймой от древних к молодым:

|                           | М.и.                               |                                       | М.и.                                   |
|---------------------------|------------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------------|
| УП - 3100 м абс.отм.      | } 400 м<br>300 м<br>200 м<br>180 м | Ш <sub>I</sub> - 160 м отн.выс.       | } 80 м<br>35 м<br>23 м<br>12 м<br>10 м |
| УI - 2700 м "             |                                    | Ш <sub>2</sub> - 80 м "               |                                        |
| У - 2400 м "              |                                    | П <sub>I</sub> <sup>х)</sup> - 45 м " |                                        |
| УV - 2200 м "             |                                    | П <sub>2</sub> - 22 м "               |                                        |
| Ш <sub>I</sub> - 2000 м " |                                    | I - 10 м "                            |                                        |
|                           |                                    | пойма (1820 м абс.выс.)               |                                        |

На рис.6 выражается попытка проследить стадии последовательного воздымания структур от нижн.плиоцена до настоящего времени, при этом видно, что промежутки приостановки воздымания постепенно уменьшаются. Неравномерны амплитуды также в пределах одной стадии, уменьшаясь к оси синклинали. В течение рассматриваемого времени, благодаря развитию поднятия анклинория Бокового хребта, ось синклинали Макратела мигрирует к югу. Межцикловые интервалы поднятий уменьшаются от 840 м по северному краю хр.Макратела до 640 м по южному краю, т.е. вблизи оси структуры - для движений от верхнего плиоцена до голоцена.

Если предположить, что антиклинорий Бокового хребта на исходе н.плиоцена возвышался над синклиналью Макратела на 350-400 м<sup>хх</sup>), то в последующие импульсы воздымания, когда последняя была поднята над поймой на 1200 м, гребневая часть Бокового хребта переместилась вверх на 2100 м (до уровня 4200 м) или относительно гребня Макратела - на 1200 м, т.е. почти в два раза быстрее его<sup>ххх</sup>). Следовательно, раннее развитие синклинали Макратела (возможно, до

- х) Скачок между Ш<sub>2</sub> и П<sub>2</sub> террасами позволил признать между ними существование промежуточного поднятия П<sub>I</sub> террасы, позже обнаруженной на склоне оврага рч.Убачи (Уб).
- хх) Исходя из величин межтеррасовых поднятий высоких террас.
- ххх) Вопросы компенсированности поднятия структур глубинной эрозией будут рассмотрены особо.

среднего плиоцена) мы можем представить как интенсификацию этой структуры, выражающуюся в рельефе некоторым относительным прогибанием по оси её, увеличивающим с течением времени разность высот свода антиклинория Бокового хребта и мульды осложняющей его синклинали Макратела. Стало быть, на движения структуры высшего порядка накладываются как самостоятельные дифференцированные перемещения вторичных структур. По-видимому, в этом смысле следует понимать известное положение о некомпенсированности сводовых поднятий эрозионным врезанием.

Но попытаемся систематизировать с количественной стороны также разрывные дислокации района:

1. Продольные разрывы складок высоких порядков: разлом 5 порядка северного склона хр.Макратела; амплитуда суммарного смещения вдоль него со среднего плиоцена поныне - 840 м на западе, около 600 м на востоке; разрыв 6 порядка по южному склону того же хребта с амплитудой поднятия северного блока за антропоген 640 м на западе, около 400 м на востоке. Невьясненной остается количественная сторона подвижек по сбросу Сакаро-цвери - Самвронис-мта, выделенному предыдущими исследователями в верховьях Ори-цкали и Тушетис-Алазани, ибо данные о нём весьма скудны. Также мало известно о продольных разрывах Хисос-Алазани - Вестомта и Лаа - Джварбосели на границе плинсбахского и домерского ярусов ср. лейаса. Условно, мы относим их к 7 порядку.

2. Поперечные разрывы нижнечетвертичного времени: сбросо-сдвиг Чешо (Чш) - Коклата 7 порядка, вызвавший горизонтальное смещение складчатых и дизъюнктивных структур, вместе с вертикальными блоковыми их подвижками, амплитуда которых для УП террасы Макратела 280-300 м, уменьшается к югу до 150м

(район с.Коклата). К тому же порядку разрывов мы причисляем серию параллельных дизъюнктивов в верхнем течении Пшавской и Хевсурской Арагви, выводящие на поверхность глубокие минеральные воды.

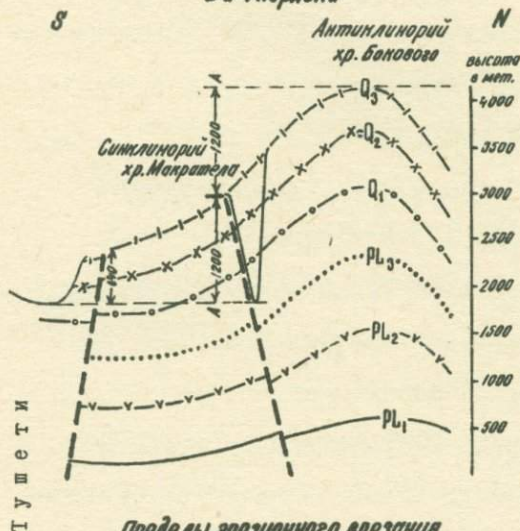
3. Средне и верхнечетвертичные продольные и поперечные сбросы с амплитудой движений от 120 до 50 м и менее, раскалывающие террасы Цителта, Шенако, Омало и южные склоны гребня Макратела. По этим разрывам происходят отчётливо выраженные в рельефе вертикальные смещения блоков лейасских пород в виде сбросов, мелких грабен и горстов.

Как древние, так и молодые разрывы отличаются почти повсеместным крутым или вертикальным положением сместителей. В продольных разрывах в большинстве случаев - крутое залегание висячем боку, пологое в лежачем.

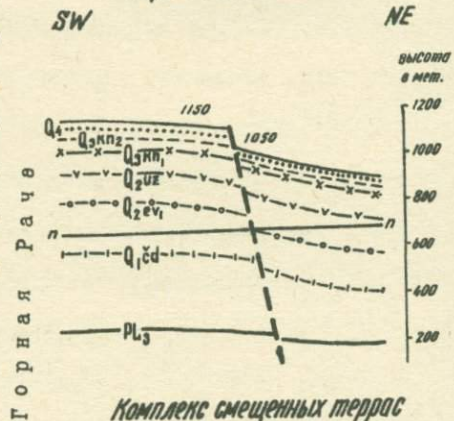
4. Мелкие экзотектонические разрывы надвигового типа, с пологим падением сместителей по южным склонам хр.Макратела, представляют гравитационное скольжение пластов, в процессе углубления долины, в сторону открытого фронта. Амплитуда, должно быть, не превышает нескольких десятков метров. К той же группе явлений следует отнести диаклазовые трещины и разрывы, осложняющие или активизирующие "экзоскладчатость" по склонам долин.

Большая часть охарактеризованных здесь разрывов осложняет пликативные структуры района и подчинена их порядкам. Наблюдения над структурами средних и низших порядков соседних зон показывают, что смещения по разрывам отстают по амплитуде от вертикальной составляющей движений складчатых структур. И хотя их развитие заимствует закономерности процессов предыдущего времени, у нас нет пока достоверных доказательств утверждать, что амплитуды вертикальных движений

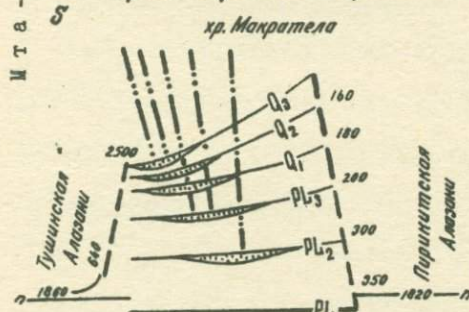
Стадии поднятия структур  
3 и 4 порядка



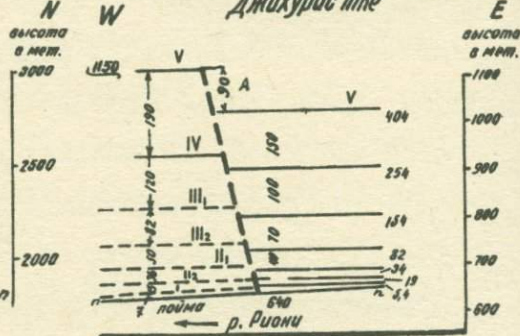
Стадии поднятия  
Сорской антиклинали



Пределы эрозионного  
разрезания



Комплекс смещенных террас  
Джихурис тле

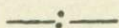


- 1 - - - -
- 2 - - - -
- 3 - - - -
- 4 - - - -
- 5 - - - -
- 6 - II 150
- 7 А—А
- 8 200
- 9 IV

I - положение свода и мульды складок в соответствующую стадию тектонического развития с ниж. или верх. плиоцена по голоцен, 2 - древняя пойма, 3 - разрывы, 4 - положение современной поймы, 5 - ось синклинали Макратела, 6 - высотный уровень поднятия, 7 - амплитуда циклических подвижек, равная разности отметок уровня террасы в обоих крыльях разрыва, 8 - межтеррасовый интервал, 9 - поверхность террас от УП до I.

Рис. 6

структур высокого ранга обгоняют таковые блоковых подвижек по пересекающим их разломам.



Подводя итог сказанному, рассмотрим развитие рельефа Тушетии в обстановке тех складчато-дизъюнктивных процессов, главные черты которых вырисовываются при описании фактических данных.

Вершинное плато хр.Макратела и наклонные равнины, прилегающие к нему с юга, свидетельствуют о специфической обстановке формирования рельефа. Возрастное расчленение этих форм выравнивания и датировка представляются возможными путем параллелизации с отчетливыми террасами северных склонов Главного Кавказского хребта (к югу от хр.Макратела).

Нижнеплиоценовая терраса стержневой части гребня Макратела широкими обрывками выражена лишь в средней его части. В западной сохранились небольшие реликты плоскости выравнивания, значительно поврежденной процессами денудации. Следы эрозионной выработки здесь маскируются молодыми поднятиями массива Амуго—Тебулос-мта. По-видимому, древнее русло реки пролегалo вдоль гребня западнее Магехис-цихе в широтном направлении. Останцы же плато возвышенности Самвронис-мта — свидетели водной деятельности правого притока пра-Алазани — располагаются на более высоком уровне, чем днище последней. Уклон кривой эрозии (0,017) характеризует в верховье достаточно разработанную долину, дно которой вблизи слияния с основным речным потоком выглаживается на своде антиклинали Дочу (0,007)

Нижнеплиоценовая пойма Алазани на отрезке хребта Макратела от окрестностей Магехис-цихе до г.Цива также испы-

тывает вторичное выравнивание, имея уклон на 7,5 км всего 0,0003. Но это - результат уже поднятий отрезка древней кривой эрозии в западном блоке молодого сбросо-сдвига Чешо-Коклата. Плоскость высокой террасы хр.Макратела к востоку от поперечного разлома расширена не менее, чем на 1,5-2 км. Северный же край террасы на протяжении почти десятка км приподнят над остальной поверхностью, благодаря более интенсивному поднятию северного крыла синклинали макратела, круто падающего на юг -  $\angle 70-75^\circ$ , в то время как в пределах мульды оно имеет падение  $\angle 50-55^\circ$ . Южное крыло синклинали значительно деформировано вдоль южного склона хребта, при общем падении слоев на север. Асимметрия структуры отразилась в рельефе крутым уклоном к югу вершинного плато, ослабевающим в этом направлении. В верхней части южного склона хр.Макратела плато УП террасы плавно переходит в широкую ступень УІ террасы, а к этой последней в ряде мест "припаяна" плоскость более пологой наклоненной У террасы. Этот перекосяк в рельефе, очевидно, сохранился с того времени, когда высокая терраса была причленена к южному склону Бокового хребта, образуя дно межгорной долины. Она была сборным бассейном поверхностного и подземного стока с северного и южного склонов сопредельных хребтов. Главная речная артерия этой впадины - Тушинская Алазани - текла по естественному уклону мульды синклинали на юго-восток (Пирикитской Алазани тогда не существовало). С юга в реку стекали по более отлогим северным склонам Главного хребта правые её притоки, оставившие обрывки древних днищ в верхних частях склонов (например, в верховье Ори-цкали).

Перекосяк высокой террасы хр.Макратела обусловлен интенсивным ростом Бокового хребта, втягивавшим в поднятие реч-

ную пойму ещё в начальные циклы эрозии. Гальки, спорадически встречающиеся на плато Макратела и по его склонам, бесспорно свидетельствуют о речном его происхождении. Не малую роль в преобразовании рельефа играли левые притоки этой реки. Обрывок древнего поперечного оврага с накоплением галечника, встреченный на вершине Макратела на уровне 2800 м (участок Турсиехис-ниши - Тур) - как раз и доказывает слияние с древней Алазани левых притоков.

Неуклонное смещение оси синклинали Макратела к югу, искривляя речное дно, способствовало бурному стоку по крутым левым склонам долины овражных потоков. Из-за крутой покатости своих русел, они не способны были нормально обрабатывать собственные твердые выносы и отлагали грубо сглаженный, почти не округлый материал, преобладающий как на высокой террасе, так и на ступенях последующих террас. С другой стороны, овражными потоками смывались к южному краю поймы аллювиальные накопления пра-Алазани.

В постнижнеэотический импульс поднятия района, углубление рекой долины и формирование VI террасы происходило, в силу сходных тектонических условий, по южному краю наклоненного к югу днища предыдущего цикла речной выработки. Среднеплиоценовая река, как и её предшественница, направлялась на восток, в среднем течении не испытывая каких-либо резких нарушений гидрологического режима. Её эрозионная деятельность не поспевала за поднятием левобережной поймы, вытягивающейся в интенсивное воздымание Бокового хребта, поэтому уступов между разновозрастными террасами не возникало, а крутые склоны между ними сглаживались овражной эрозией.

Те же условия унаследованы были верхнеплиоценовой Алазани, с той разницей, что поднятие северного крыла синклинали

Макратела уже имело характер глыбового, ибо на исходе среднего плиоцена здесь был заложен крупный продольный разрыв. Кроме того, на южном крыле синклинали Макратела, зарождавшаяся в предыдущий цикл одноименная антиклиналь, к верхнеплиоценовому времени достигла уровня поднятой УІ террасы. Рост этой складки отставал от воздымания северного крыла материнской синклинали Макратела, потому наклон к югу дна долины пра-Алазани сохранялся, в момент же тактонического покоя эта антиклиналь была срезана боковой эрозией реки. Уровень верхнеплиоценовой поймы имел тогда высоту около 2300 м, севернее располагался фрагмент УІ террасы примерно на высоте 2400 м, а ещё выше возвышалась УІІ терраса.

Подвижки по северному разлому отчленили гребень Макратела от южного склона Бокового хребта, лишив его левобережного поверхностного и подземного стока. Зона разрыва сделалась водосборной областью щедрых потоков южного склона этого хребта, дав начало реке Пирикитской Алазани. Последняя углубила к верхнему плиоцену долину на 300 м, примерно, до глубины 2160 м (глубже уровня верхнеплиоценовой поймы в мульде синклинали Макратела).

Конец среднего плиоцена ознаменовался такими крупными событиями, как развитие поперечного поднятия Диклос-мта - Кириота, отчётливые черты которого сохранились в рельефе комплексов террас Мта-Тушети. В конце плиоцена и южное крыло синклинали Макратела расколосось продольным разрывом. Но так как порядок его ниже, чем у северного разрыва, поднятие вдоль последнего обгоняло подвижки смежного блока вдоль южного разрыва и перекося поверхности мульды сохранялся, усилившийся за четвертичное время. Это выразилось в уклоне поверхности хр.Макратела от 3000 до 2500 м на расстоянии

1,5 км (поперек гребню).

Таким образом, воздымание хр.Макратела в четвертичное время носило характер горстового, хотя в литературе его относят к грабену.

Надо сказать, что западное продолжение разрыва Макратела, известное как Казбекский разлом южного склона Бокового хребта, изучено комплексными исследованиями в верховье Терека; амплитуда поднятия северного блока этого разрыва с миоплицена оценивается в 1,5 км. Активизация разрыва в верхнечетвертичное время вызвала тектоническую подпруду в верхнем течении Терека, отразившись в морфологии долины, характере и мощности речных и флювиоглациальных осадков (Е.Е.Милановский, 1968).

Характер морфометрических изменений уровня нижнеплейстоценовой поймы с запада на восток возвещает о нарастающих изменениях в тектонической обстановке речной деятельности, достигнувших максимума в районе Омало-Кумелаурта. Здесь — наиболее крупный реликт террасы этого времени и наименьшее для этой области относительное поднятие его 196–150 м, а также наименьшие межтеррасовые интервалы — между У и IV — 140 м, между IV и III около 80 м. От верхнеплиоценового времени унаследованы и условия интенсивного накопления аллювия. Вариации мощности последнего, а также закономерные изгибы террасовых поверхностей указывают на незатухающую по сие время активизацию складок и разрывов разных порядков.

Древняя Омалойская запруда реки была, как видно, прорвана глубинной эрозией одного из правых её притоков (подобных Кочортис-хеви), меридионально пересекавших поперечное поднятие горного массива. Левобережные фрагменты бакинской террасы Андийского Койсу, сохранившие на нескольких километ-

рах один уровень - 1800 м, представляют вторично выровненное древнее днище реки, так как оно вовлечено в поднятие антиклинали Дзвели Галавани. При этом, как обычно происходит в аналогичных явлениях, превышение террасы над современной поймой нарастает к востоку, и в пределах размытого нижнелейасского ядра структуры (участок Черно-Чр) глубина прорезания террасы наибольшая (373 м). Террасовая плоскость достаточно круто наклонена к реке, а выше по склону плавно сменяется верхнеплиоценовой террасой. Обе сохранили россыпи гальки. Восточнее, в пределах Дагестана, следы эрозионной деятельности нижнеплейстоценовой реки затушеваны интенсивной дислоцированностью слоёв, в связи, должно быть, с увеличенными темпами пликативного и глыбового воздымания структур.

Террасы хазарских и хвалынских рек Мта-Тушети наследуют морфологию предыдущих циклов, отражая погружение структур к востоку и воздымание на поперечном поднятии Диклос-мта - г.Кириота.

Поперечное поднятие, вовлекая в движение крупные структуры восточной Мта-Тушети, как видно, побудило к жизни вдоль своих бортов множество складчатых, главным образом, широтных новообразований и разрывов.

х х

х

Обзор данных морфоструктурного анализа в отдельных частях складчатых зон Главного Кавказского хребта и южного склона мы закончим описанием дизъюнктивов этого последнего, которое строится на ином подходе к вопросам неотектонических движений, а именно - с точки зрения исследований по проблеме формирования минеральных вод этой зоны. В нём находим мы

доказательства позднейшего развития дизъюнктивных структур, характер проявления и морфология которых описаны нами в бассейнах рек Кодори, Бзыби, Ингури, Цхенис-цкали, Риони и Хевсурской Арагви.

Живущие разрывы южного склона Большого Кавказа

I) Систематизация данных о разрывных дислокациях междуречья Бзыби и Арагви

Долина К о д о р и прорезает в верховье широтные, опрокинутые к югу складки юрских толщ, рассеченные разрывами, наибольшую роль среди которых играют надвиги. В ряде случаев, отчётливо выражен в обнажениях склонов Главный надвиг южного склона Кавкасиони, по которому кристаллическое ядро высоко приподнято и надвинуто на юрские сланцы. Надвиг сопровождается мощной зоной смятия и дробления пород, прослеживающейся в среднем течении рек Гвандры и Клыча на запад, до перевала Аданге.

Все эти разрывы дают выход на поверхность минеральным водам. Второе крупное нарушение на границе нижнего и среднего лейаса характеризуется значительными пластовыми перемещениями сланцев и известняков в нижнем течении правых притоков Кодори — Птыша и Клыча, и по р. Ацгаре. Эти разрывы, а также секущий их под аз.пад.  $250^{\circ} \angle 35-40^{\circ}$  меридиональный разлом, выводят на поверхность глубокие минеральные воды.

К западному продолжению надвига между нижним и средним лейасом в верховье Бзыби, на участке "Башкацара", приурочен источник минеральной воды оригинального состава — квасцовый, формирующийся в зоне активного окисления сульфидов. Но

насыщенность воды углекислотой указывает, что в эту зону проникают струи также глубоких подземных вод.

Хорошо выражен в районе другой региональный разрыв — между верхним лейасом и байосом. На правобережье Кодори, в оврагах междуречья Хецквары и Клыча обнажаются обрезанные крутым сбросом пласты и линзы известняка в сланцах верхнего лейаса, падающие на север под  $\angle 75-80^{\circ}$ . Но выходами минеральных вод этот разрыв беден.

Многочисленным разрывным деформациям подвержены в бассейне Кодори меловые отложения Жургинской синклинали. (См. книгу 1970 г., стр. 191—198).

В отличие от ранее описанных дизъюнктивов, сбросы, секущие меловые отложения бассейна Кодори, должно быть, не имеют распространения в глубину, так как ни один из них не выводит на поверхность минеральные воды.

Следуя вдоль основной зоны разгрузки последних на Южном склоне Кавказа к востоку, мы отмечаем приуроченность выходов углекислых минеральных вод к дизъюнктивным нарушениям широтной долины Ингури (Верх.Сванетия) почти на всём её протяжении. Роль выводных путей здесь играют Главный надвиг Южного склона и параллельный ему разрыв между юрско-меловой и ср.юрской свитами.

В верховье Ингури дно троговой долины Халдес-чала представляет обширную высокогорную область разгрузки углекислых минеральных вод типа "Ц и р н и а ш и". Их прослеживание на восток у подножия стены Безинги и на склонах горы Каретти, отсюда — к истокам Ингури (у бортов и под подошвой ледников вершины Шхары), позволяет судить о раскрытости и большой глубине обоих этих региональных разломов. Источники следуют дальше на восток, давая почти непрерывные, в

рамках соответствующего эрозионного вреза, выходы подземных струй минеральной воды К о р у л д а ш а и З е с х о (Нижняя Сванетия), а восточнее - источников в истоках Риони и левой его ветви - Ч в е ш у р и. В долине последней тоже выбивает из глубин, вблизи подножия ледника К и р т и ш о, подобная "Цирниаши" речка минеральных вод.

Основными каналами разгрузки глубинных вод долины Киртишо служат зона Главного надвига и пересекающие ее наискось разрывы.

К разрывам надвигового типа по напластованию песчаников и сланцев свиты Геске и верхнего лейаса также приурочены минеральные источники в верховье р. Гомулы и в долине Л у х у н и с - ц к а л и. На левом берегу этой реки, в 8 км от устья (вблизи дороги Урави - Каджана) обнажается зона нарушения, в которой размещены вдоль напластования верхнелейасских сланцев локальные участки дробления пород. Брекчии мощностью I-2 м цементируются измененной эффузивной породой. По-видимому, это - древние разломы с жерлами местных вулканических излияний. Повторное раскрытие сместителей произошло недавно - не ранее голоцена, и в настоящее время по полостям разрывов поднимаются из глубин дериваты солёно-щёлочных вод. Зоны дробления и здесь пересечены поперечными взбросами.

С подобными зонами нарушения по напластованию песчаников и сланцев нижнего и среднего лейаса связаны минеральные источники бассейна Ц х е н и с - ц к а л и.

Наряду с продольными нарушениями, в исследованной зоне активизируются также поперечные региональные разломы, например, на междуречье Ненскры и Накры, подтвержденные геофизическими исследованиями. По-видимому, и эти нарушения сопро-

вождаются группой параллельных разрывов, эрозионную разработку которых мы имеем в форме долин Ненскры и Накры. На это указывают сосредоточенные по их дну в субмеридиональном направлении источники углекислых вод.

Подобные условия характеризуют также верховье Р и о - н и (район курорта Уцера) и его левое ответвление - Чве - шуру. Видимо, и здесь широкие зоны поперечных разломов благоприятствующие бурному восхождению минеральных вод, способствовали предпочтительной эрозии в этом направлении, при закладке на южном склоне Кавказа речной сети.

Бассейн А р а г в и в ее верховье и, особенно, долина её левой ветви - Пшав-Хевсурской Арагви - это - наиболее насыщенная источниками область разгрузки глубоких минеральных вод южного склона Восточного Кавказа.

Наиболее крупным здесь, по воздействию на боковые породы и по протяженности, является надвиг верхнего лейаса на среднюю юру. Он выражается мощной зоной дробления и рассланцевания пород по целому ряду параллельных разломов, пересеченных более молодыми поперечными разрывами. Локализация минеральных источников Северной группы и происходит, главным образом, вдоль этой зоны, но выводными каналами обычно служат широтные крутые разрывы или мелкие надвиги по напластованию пород (рис.7а).

## 2) Глубинный характер растворовыводящих разрывов

Но чем объяснить обусловленность состава минеральных вод глубиной их вдольтрещинной циркуляции на южном склоне Большого Кавказа ?

Характерной особенностью химического состава растворов,

наряду с насыщением углекислотой, является повышенное содержание хлоридов даже в водах слабой минерализации типа "Цирниаши". Воды же высокой минерализации значительно обогащены хлористым натрием, подчас переходят в "рассолы", проявление которых отмечается по всему южному склону, но чаще - в восточной его части.

По мнению автора этого труда, минеральные растворы типа "Цирниаши" являются производными как вод глубинного происхождения, поднимающихся по крутым разломам земной коры, так и вод неглубокой циркуляции, более или менее приближенных к поверхности земли. Последние на участках дробления и смятия пород, вовлекаются в водные струи глубокой циркуляции при посредстве восходящей из глубин углекислоты.

Участие хлоридов в водах "Цирниаши" говорит о том, что водные потоки, имеющие длительную циркуляцию, на определенной глубине могли взаимодействовать с реликтовыми водами осадков, сохранивших в себе соли морского комплекса (С.С. Чихелидзе, 1953). Это предположение имеет тем большее основание, что всюду в обследованных частях южного склона Кавказа, на протяжении многих километров, в минеральных водах наряду с хлором участвуют бром и йод в строго определенном соотношении, характерном для моря повышенной солености. Стало быть, глубокие компоненты минеральных вод "Цирниаши" несут в себе черты солевого комплекса осадков большой глубины, сохранившегося в определенных условиях геологического развития района.

В настоящее время этот солевой комплекс вымывается подземными водами, достигающими их горизонта по глубоким разрывам.

Углекислота, присутствующая во всех источниках рассмат-

риваемой зоны, или местами проявляющаяся в виде "сухих" грифонов, по-видимому, имеет глубинное вулканическое происхождение.

Итак, глубокие водовмещающие структуры, протягивающиеся почти вдоль всего Южного склона Кавказиони, обеспечивают выход хлоридных вод лишь в особых условиях молодой тектонической раскрытости и, видимо, расположения на глубине региональных разрывов. Если в западной части описываемой зоны подъём минеральных вод обусловлен, главным образом, раскрытием древнейшего Главного надвига, относящегося к глубинным разломам, то основным путем разгрузки минеральных вод восточной части зоны является уже тектонический разрыв между в.лейасом и ср. юрой, западное продолжение которого менее активно с этой точки зрения.

Исходя из описанных в этом труде данных по дизъюнктивной тектонике, позднейшее раздвигание трещин и плоскостей разрывов, сопровождающееся смещением их крыльев, связано с моментом самого молодого растяжения земной коры, относящегося к промежутку времени после поднятия и обособления I террасы, испытавшей разрывы и сбросы.

#### К вопросу о молодом развитии структур и рельефа в зоне интенсивных поднятий Б.Кавказа

I. Структурно-морфологические исследования зоны интенсивных поднятий, опирающиеся, главным образом, на съёмку террас, выявляют направленность эволюции рельефа, а также характер и обусловленность деформаций террас. Как уже было сказано, террасы служат своеобразными метками, фиксирующими кратковременное прекращение вертикальных движений структур определенного цикла, сменяющееся почти повсеместным

Система разрывов, секущих верх. лейасские  
слои по склонам долины Хевсурской А р а г в и

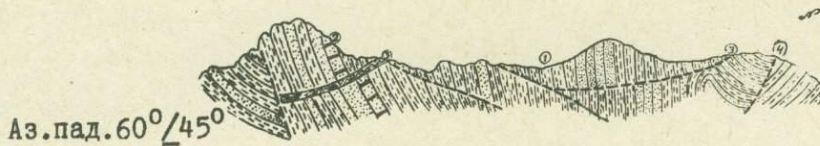


рис.7а.

1 - глинистые сланцы, 2 - песчаники,  
3 - пологие сместители экзотектонического  
типа, 4 - крутые продольные сбросы, выво-  
дящие на поверхность минеральные воды.

С х е м а  
развития структур Б.Кавказа  
(последовательное смещение кверху  
пределов цикличной глубинной эрозии)

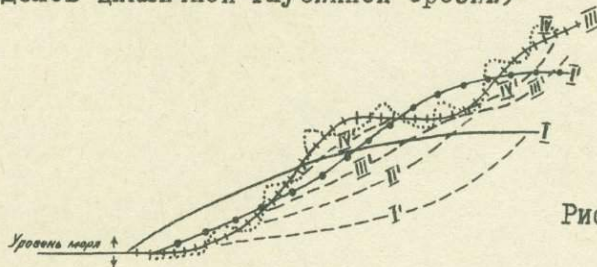


Рис.7

I, II, III, IV - уровни последовательного поднятия  
структур,  
I', II', III', IV' - поверхности максимального углубления  
долин (профили эрозии),  
— среднее положение базиса эрозии.

эрозионным их срезанием. Потому установление некоторых закономерностей движения комплекса террас — этих разновременных поверхностей эрозии — проливает свет и на вопросы, связанные с молодым развитием структур.

2. Наиболее важным результатом структурно-морфологического анализа является заключение о продолжающемся развитии дислокаций высокогорной зоны. При этом, на крыльях структур высокого порядка зарождаются соподчинённые складки, амплитуды вертикальных движений которых убывают от единиц раннего, к единицам позднего цикла. Наряду с дифференциальными движениями вторичных складок, продолжается интенсификация структур высокого ранга, выражающаяся в вертикальных движениях большего темпа для антиклиналей, меньшего — для синклиналей. Аналогичное поднятие испытывают крылья крупных структур, не осложнённых вторичными складками.

3. В исследуемой интенсивно складчатой зоне, наряду с изоклинальными и опрокинутыми складками юрских слоев, наблюдаются структуры с более пологим ( $\angle 45-60^\circ$ ) падением крыльев, обладающие потенциальными возможностями дальнейшего сжатия и деформации рельефа. Последние во всём их многообразии отражены в поверхностях широких террасовых плато в верховьях Бзыби, Риони и, особенно, в бассейне Тушетской Алазани. В этом последнем наблюдаются также иного характера структуры — с большей дислоцированностью, уплотнением ядра, нежели крыльев, что выражается в вертикально стоящих в ядре складок лейасских слоев и менее крутом их залегании в крыльях. Особенностью этого района также является развитие многочисленных складчатых новообразований и дизъюнктивов, ставших известными благодаря детальным геологическим работам в этом районе.

Развитие структуры путем усиления крутизны падения слагающих её слоев отчетливо видно на примере синклинали Макрательта. Её северное крыло втягивается в поднятие Бокового хребта, в связи с чем ось структуры мигрирует к югу. При этом, ввиду сжатия синклинали, мульда её испытывает относительно опускание, и в её пределах фиксируются наименьшие амплитуды поднятия террас разных циклов, характеризующие для каждого из них предельное поднятие структуры.

4. Распределение степени интенсивности вертикальных движений разновозрастных структур является унаследованным: крупные древние структуры и в четвертичное время сохраняют большие амплитуды движений, несмотря на общее замедление темпа от плиоцена к голоцену и от складчатой области к Глыбе. Интенсивность воздымания структур средних и низких порядков обычно увеличивается к присводовым частям антиклинориев. Кроме того, интенсивность движений изменяется и по простиранию структур, благодаря наложению на продольные структуры протяженных поперечных зон контрастных движений. Об этом свидетельствует в первую очередь опять же высотное положение террас: например, р. Бзыбь — в верхнем течении прорезает Северо-Западный Кавказ, где амплитуды поднятия значительно сбавлены по сравнению с Центральным и Восточным Кавказом. Несмотря на это, относительный уровень бзыбских террас близок высоте синхроничных террас верховьев Риони и Алазани: превышение над поймой У террасы Бзыби изменяется от 550 до 380 м, IV — от 390 до 176 м; в верховье Риони У терраса возвышается над урезом реки на 470–355 м, IV — 300–230 м; в долине Тушетис-Алазани относит. высота У террасы изменяется от 600 до 400 м, IV — от 400 до 150 м. Причина сходства относительных высот перечисленных террас одного цикла

заключается в том, что в пределах Тушетской и Рачинской синклинальных структур амплитуды поднятия несколько сбавлены (как это свойственно воздымающимся негативным структурам), а в верховье Бзыби — увеличены под влиянием поперечного поднятия по оси Цахвоа — Арабика.

5. Большого интереса заслуживает, с точки зрения природы самого явления, вопрос об отставании глубинной эрозии от поднятия складчатых структур Кавказа. Е.Е.Милановский оценивает соотношение между действительным поднятием структуры и некомпенсированным прорезанием её речной долиной соответствующими коэффициентами для различных зон Кавказа.

Среди основных причин, определяющих несоответствие новейших поднятий структур и глубинной эрозии (локальные климатические факторы, тектонические, эвстатические колебания уровня моря и т.д.) мы отдаем предпочтение дифференцированным движениям вторичных складок, осложняющих крылья материнской структуры. Эрозионная работа на этих участках подчинена локальному базису эрозии. Это наглядно иллюстрирует, например, профиль современной эрозии р.Геги в Абхазии, antecedently прорезающей складчатые осложнения на крыльях Гегаяшарской антиклинали. В пределах новообразований река вырабатывает отлогий профиль эрозии и серии террас на этих участках отличаются весьма сбавленными межтеррасовыми интервалами. Но на крыле основной структуры превышения террас увеличиваются и крутизна падения речной поймы резко возрастает.

На решающую роль тектонических движений в углублении речной эрозии указывает также пример эволюции реки Пирикитской Алазани в Мта-Тушети. Несмотря на более поздний, в сравнении с Тушинской Алазанью, возраст заложения долины,

первая успела прорезать её по южному склону Бокового хребта глубже чем вторая.

6. Развитие структур происходит от простых по форме и пологих вначале, до крупных, со значительной суммарной амплитудой, осложненных вторичной складчатостью. Стадии развития дислокаций (от плиоцена к плейстоцену) схематично изображены на рис.7. При низком начальном стоянии континента (I, II), профили предельного углубления речной сети пологи (I', II'). С воздыманием структур (III, IV) они поднимаются кверху и расходятся к сводовой части антиклинория (III', IV'). В этой зоне кривые эрозии верховьев рек сложно изгибаются под влиянием вторичных структур и часто отклоняются от нормального профиля равновесия. Речные поймы вырабатываются реками попятной эрозией или антецедентно.

На южном склоне Кавказа кривые эрозии последовательного ряда циклов постепенно сближаются и в полосе смены знака вертикальных движений скрещиваются.

Профили эрозии сближаются не только в сторону межгорной впадины, но и в вертикальном направлении — от ранних кривых к поздним.

Если бы антиклинорий Кавказа не был осложнен вторичными дислокациями и развивался с равной во времени интенсивностью, то глубинная эрозия в каждый следующий цикл достигала бы начального уровня врезания — самой ранней кривой эрозии — I' (рис.7). То-есть, происходила бы полная компенсация воздымания структуры глубинной эрозией и вырабатывался единый профиль равновесия. В действительности происходит иное.

Промежутки между разновозрастными кривыми эрозии или межтеррасовые интервалы показывают, насколько примерно

предел эрозионного врезания реки последующего цикла не достиг уровня глубинной эрозии предыдущего цикла. В этом сказывается не только постепенное сбавление амплитуд воздымания от цикла к циклу, но и развитие локальных структур.

Количественная сторона подобных явлений может быть проиллюстрирована, с большим или меньшим приближением, на циклических поднятиях комплекса террас в более детально изученных районах высокогорной зоны и, именно, в верховьях Риони и Алазани. В долине первой, на крыльях Сорской антиклинали У терраса в поднятом крыле Самтисского сброса возвышается на 500 м над речным руслом, абс.высота которого 640 м; в долине Тушинской Алазани, на южном, смещенном разрыве, крыле синклинали Макратела У терраса поднята на 650 м над урезом реки с отметкой 1860 м. В обоих случаях уровень поймы представляет предел глубинной эрозии, не компенсирующей общее поднятие крупных структур после верхнего плиоцена. Если сопоставить морфометрию этих террас, не упуская из виду различия конкретной тектонической обстановки их развития (рис.6), можно констатировать, что абсолютный уровень поднятия У террасы на крыле структуры Макратела - 2400 м - почти в 2,3 раза выше синхроничной террасы Сорской антиклинали, расположенной на высоте 1100 м.

Начальное положение русла Риони в верхнем плиоцене, исходя из величин межтеррасовых интервалов, должно достигать 250-300 м абс.высоты. Следовательно, при суммарном поднятии структуры на 850 м (до современной высоты У террасы 1100 м), она прорезана рекой на 500-550 м до современного уровня поймы. Иными словами, воздымание структуры высокого порядка (5-го или 4-го) опережало врезание долины в 1,7 раз. В то же время, дно долины верхнеплиоценовой Тушетис-Алазани на-

ходилось на уровне около 1200 м, если учесть пределы поднятия ниже и среднеплиоценовых террас. Последующие здесь поднятия верхнеплиоценовой поймы до её современного уровня — 2400—2500 м оцениваются в 1000—1100 м, а глубина прорезания долины в постверхнеплиоценовые циклы или относительное превышение над поймой Алазани равно 600—640 м. Это значит, что поднятие синклиальной структуры Макратела за время с верхнего плиоцена до голоцена обгоняет глубинную эрозию почти в два раза, тогда как амплитуда осложняющих синклинорий антиклиналей 6 порядка приближается к величине эрозионного вреза.

7. Качественную сторону этих явлений иллюстрируют профили эрозии ряда меридиональных ущелий потоков, прорезающих южный склон Бокового хребта и впадающих в Пирикитскую Алазани. На кривых отчётливо выражены изгибы под влиянием вторичных структур, осложняющих антиклинорий хребта, например, выполаживание днищ на своде антиклинали Дзвели-Галавани и усиление крутизны их на южном её крыле.

8. Сводовые воздымания антиклинория Б.Кавказа можно представить как сложный комплекс движений, в которых на поднятие материнской структуры накладываются дифференцированные движения последовательно формирующихся складок и разрывов. Создается определенная динамическая обстановка, в которой эрозионная работа рек подчинена вертикальным движениям вторичных структур, обуславливающим местный базис эрозии.

На рис.7 часть разреза по вертикали ниже обозначенной пунктиром поверхности глубинной эрозии того или иного цикла будет соответствовать, в общем, пределу воздымания структуры высшего ранга; участки выше кривой эрозии — до поверхности поднятия этой стадии — отвечают амplitудам движений вторичных

складок<sup>х</sup>).

Врезание долин приближается к компенсированному для поднятий крыльев антиклинориев в низовьях рек в полосе Причерноморья, или бортов межгорной депрессии (в чём мы убедимся в следующих главах), а также - в нешироких зонах локальных прогибов, на крыльях которых сливаются разноцикличные террасы.

## 2. ЗАКАВКАЗСКИЙ МЕЖГОРНЫЙ ПРОГИБ

состоит из двух частей - Рионской впадины на западе, и Куринской или Картло-Кахетинской - на востоке. Разделены они Сурамским или Лихским хребтом с высотой поднятия 1000-1400 м. Дзирульский массив является частью этого хребта.

Рионская впадина представляет широкую аккумулятивную равнину, переходящую на западе в наиболее погруженную часть Грузинской глыбы - Колхидскую низменность, открывающуюся в депрессию Черного моря. Колхидская низменность характеризуется отметками от 0 до 100 м и оконтуривается с С-В и Ю-З невысокими (250-300 м) террасированными грядами и возвышенностями. С севера её ограничивает также невысокое, наклоненное к морю, Мегрельское чашеобразное плато, обрамленное по южному краю поднятыми над ним на высоту 100-300 м антиклинальными возвышенностями - Сатанджио, Урта, Экисмта и др. На юге Колхида смыкается с Гурийским синклинальным нагорьем.

Куринская впадина в своей западной части представлена Внутрикартлийской равниной, вытянутой между отрогами Южного склона Б.Кавказа и Триалетским хребтом. С запада её

---

х) По существу, они "осложняют" продолжающиеся движения единиц высокого порядка.

ограничивают склоны Лихского хребта, на востоке - Сабадური-Сагурамский гребень.

Нижнекартлийская равнина расположена в районе слияния с Курой рек Алгети, Храми и Дебеда на уровне 280-400 м.

Восточным продолжением Картлийской депрессии является Иорское плоскогорье Гаре-Кахети, к югу от которого располагается Куринская долина, а к северу - Цив-Гомборский хребет.

### Рионская впадина

представляет зону западного погружения Грузинской глыбы, протягивающуюся от меридиана г. Зестафони, на запад, в область Черного моря. Северная граница её проводится вдоль протяженной Ткварчельской флексуры, по-видимому, играющей роль краевого шва раннеальпийского формирования. Продолжением флексуры являются разрывы западный, простирающийся до Гагры, и восточный - по северному борту Алазанской депрессии. Со смежными на юге - Аджаро-Триалетской складчатой системой и Гурийской синклиналью - Рионская впадина контактирует по глубинному разлому.

Рионский прогиб выполнен мощными неогеново-четвертичными молассами, залегающими на складчатых меловых отложениях. В осевой части прогиба располагается Колхидская подзона.

### I. Колхидская подзона

это - обширная низменность, в пределах которой пойменная и надпойменные разноциклические террасы рек, выходящих из области предгорий, резко расширяются, границы между отложениями разных водных артерий затушевываются и образуется одна слитная аллювиальная равнина. По её краям серия террас, прикрытых валунно-гелечным покровом (IУ, Ш и П), быстро поднимается

вверх по склонам (О.Н.Михайловская, 1935, П.В.Федоров, 1963).

О строении Колхидской впадины на глубине позволяют судить глубокие скважины, вскрывшие мощные мезо-кайнозойские толщи терригенных, вулканогенных и карбонатных пород. В северной части подзоны мощность олигоценовых и миоценовых моласс измеряется 1,5-2 км, в южной - около 4 км. В осевой части Колхиды плиоцен трансгрессивно залегает на меловом или палеогеновом основании, и подобно четвертичным осадкам, представляет чередование песчано-глинистых и конгломератовых пластов. Эти отложения смяты в многочисленные мелкие складки. По трактовке П.Д.Гамкрелидзе (1964) они относятся к покровным, не соответствующим дислокациям фундамента. Иного взгляда придерживаются Е.К.Вахания (1967) и Е.Е.Милановский (1969) - о сильной сжатости и глубоком заложении этих складок, которые не могут представлять типичной дислокации глыбы. Выводы этих авторов строятся на результатах сейсмо и гравиметрической разведки Колхидской низменности и западного её продолжения в пределах акватории. Работы эти проводились Грузнефтью и Геленджикской станцией Института океанологии АН СССР (В.А.Левченко, 1961) и легли в основу картирования кровли верхнего мела под мощным кайнозойским покровом этой подзоны. По интерпретации геофизических данных Д.М.Абесадзе, К.С.Маглаперидзе, М.С.Иоселиани, А.И.Сванидзе и др., в рельефе кровли мела, по восточному краю Колхиды вырисовывается широкая плоскодонная и крутоскрылая Очамчирская (Самурзаканская) впадина (-1,8-2,4 км абс.отм.), опоясанная с северо-востока Ткварчельской флексурой. Дно и крылья впадины осложнены рядом антиклинальных и синклинальных брахиформных складок северо-западного простирания. Из них, свод Моквинской антиклинали фиксируется на уровне - 3 км, Поквешской

- 2,7 км. Обращает внимание широтная ориентировка последней и расположенной западнее ее Очамчирской антиклинали (Оч). Несоответствие в ориентировке этих структур можно объяснить лишь смещением их по широтному разрыву по линии г.Очамчире, вызвавшему опускание северного крыла. Это, как видно, отразилось и в более низком уровне свода Моквинской складки. Подобная ситуация с резкой сменой простирания структур наблюдается и в нижнем течении Ингури, где по Гальскому (Г) и Цаишскому (Цш) разрывам также опущены северные блоки и подняты южные. Амплитуда смещения по первому, судя по изогипсам кровли мела, - около 500-600 м, по второму - не менее 900 м. В поднятых блоках свода складок расположены на уровне 2-2,4-1,8 км, характеризуя разную амплитуду воздымания и, возможно, разный возраст вторичных структур. Рионский тектонический разрыв (Рн) вблизи устья Риони, меняющий в пределах Черного моря северо-западное направление на широтное, обнаруживает положительное смещение на примерную величину 100-200 м подошвы кайнозойского покрова в северном блоке разрыва.

Южный глубинный разлом (Сп) Колхидской депрессии вдоль р.Супсы, в западном его продолжении в пределах Черноморского шельфа смещает кровлю мела на 300-400 м. Амплитуда погружения северного крыла увеличивается к востоку, измеряясь километрами по данным бурения в окрестностях с.Леса.

Большинство пликативных и дизъюнктивных структур продолжается западнее береговой линии Черного моря. Отчетливое выражение в пределах дна моря получило продолжение антиклиналей Малтаква, Кулеви, Очамчирской и др.

Наибольшей прогнутостью мелового дна осадков Колхидской впадины отличается полоса междуречья Моквы и Ингури

Исследованиями Грузнефти (О.Сепашвили, М.Иоселиани и др., 1972) отмечено своеобразие погребенной антиклинальной структуры в рельефе дна депрессии под кайнозойским покровом ниже-Рионской части Колхиды. Эта структура общей своей конфигурацией и ориентировкой осложняющих её кулисовидных складок повторяет изгиб выгнутого, осложненного продольными и поперечными складками, юго-западного края Мегрельской структуры. Вторичными дислокациями погребенной структуры меловых слоев Колхиды являются широтные антиклинали восточнее Самтредиа, в междуречье Риони и Цхенис-цкали, со сводами на уровне - 400 м (Кухская, Маглакская, Копитнарская, Самтрэдская) и антиклинали северо-западного простираения, в основном, на правом берегу Риони (Кулевская, Чаладидская, Квалонская, Двабзу, Цаишская), абс.высота сводов которых варьирует от -1,5 км до -2,4 км.

О последовательном погружении Колхидской впадины в новейший этап развития указывают разрезы морских осадков верхнего плиоцена и антропогена западной - причерноморской её части. Дифференцированные движения осложняющих синклинорий структур проявились здесь в вариации мощностей и глубин залегания фаунистически установленных горизонтов позднейших осадков по колонкам гидрогеологических и разведочных буровых скважин. В построенных нами по их данным схематических геологических разрезах через Колхиду (рис.8) мощность верхнечетвертичных осадков в антиклиналях не более 150 м, в синклиналях же значительно возрастает: на восточном профиле В-В - до 300-400 м, на западном А-А - до 400-420 м. Подошва чауды, на этом последнем, в синклинали между селами Набада и Кулеви опускается до 820 м. Основание куяльницких слоев меняет свою глубину, возможно, в зависимости от

Геологические разрезы через западное окончание  
Колхидской впадины  
(по данным бурения и геофизической разведки)

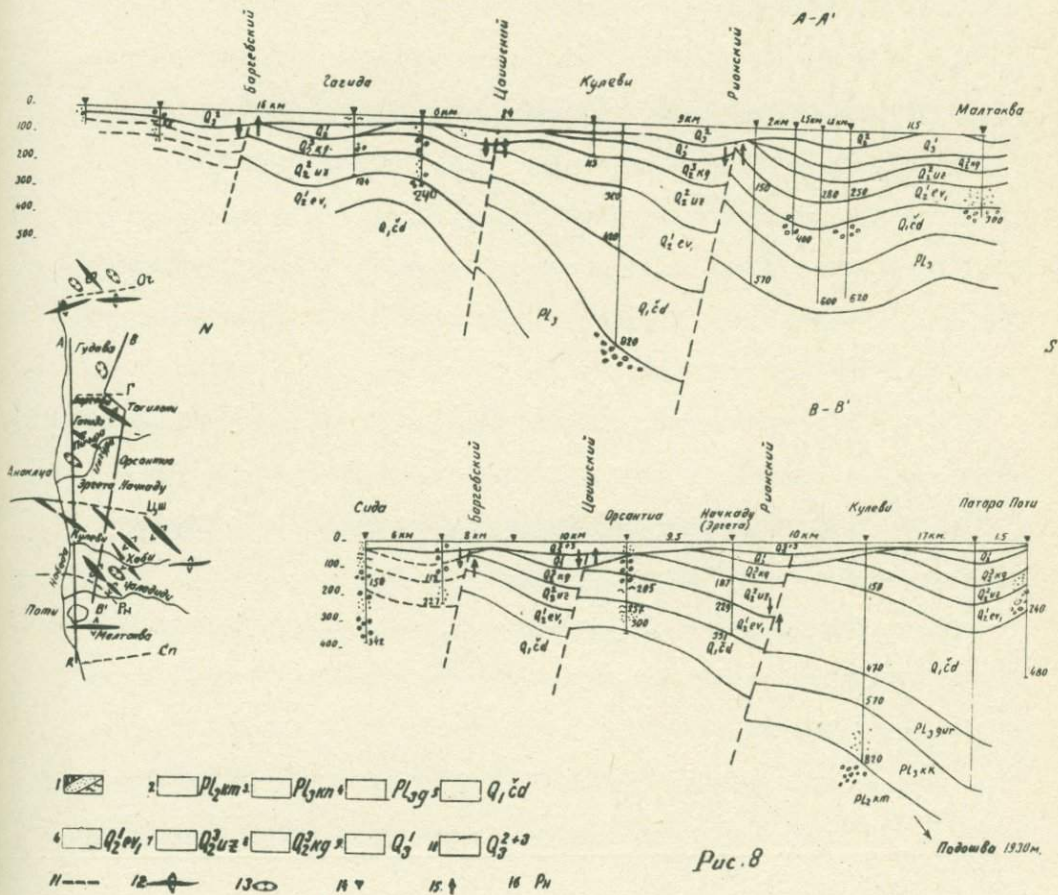


Рис. 8

I - конгломераты, песчаники, глины, 2 - киммерий, 3 - куюльник, 4 - гурий, 5 - чауда, 6 - древнеэвксинские слои, 7 - узунларские, 8 - карангатские, 9 - новозэвксинские, 10 - древне- и новочерноморские, 11 - тектонические разрывы, 12 - антиклинали, 13 - синклинали, 14 - буровые скважины, 15 - направление вертикальных движений, 16 - условные обозначения разрывов.

порядка складки: в небольшой антиклинальной складке на участке Поти-Набада (разр. А-А') оно находится на глубине от 570 до 700 м, на восточном же разрезе, в антиклинали Кулеви, - на глубине около 950 м. Тут же, в соседней синклинали Патара Поти, подошва верхнего плиоцена спускается глубже 1930 м. (скв. 3). Это указывает на брахиформность синклинали Патара Поти, которая не открывалась в сторону Черноморской впадины, подобно соседним складкам вдоль береговой полосы. Обращает внимание, что амплитуда поднятия, вторичных антиклиналей, осложняющих мульду Колхидской депрессии, весьма изменчива. Несомненно, играет роль возраст новообразований, но наряду с этим - и положение относительно оси основного прогиба, характеризующегося большими амплитудами плиоценово-антропогенных нисходящих движений.

Что касается мощности плиоцена, то по подсчетам Е.К. Вахания, от с. Квалони до Поти она нарастает от 1 км до более 2,5 км, а южнее курорта Малтаква, вблизи южного глубинного разрыва, мощность Р1 более 3,5 км.

Лишь редкие из многочисленных буровых скважин описываемой территории позволяют дать литолого-фаунистическую характеристику верхнечетвертичных осадков и уточнить их границы, что могло бы прояснить вопросы унаследованности позднейших структур или возникновения складчатых новообразований в четвертичное время.

Примерные разрезы верхнеплиоценово-плейстоценовых отложений Колхиды составлены автором в результате обработки образцов пород в кернохранилище, включавших макро и микрофауну, которую любезно определили А.А. Чиковани и З.А. Имнадзе (см. стр. 79-82 в кн. 1970г.)

Несмотря на скудность данных разведки верхнего интер-

вала разреза погребенных осадков Колхиды, по разрезам скважин устанавливаются такие важные факты, как последовательное уменьшение кверху мощностей горизонтов плейстоцена и закономерное замещение в вертикальном направлении мелкозернистых и пелитовых фаций грубозернистыми и валунно-галечными. Последние обнаружены в верхней части плиоценовых и чаудинских слоев, древнеэвксинских и карангатских. (Продолжающие их вверх новоэвксинские осадки целиком представлены галечниками). Аналогичное отмечается и для верхней части древнечерноморских слоев, но лишь - в северной части Колхиды.

Возможность литолого-фаунистического изучения керна верхней части колонок многочисленных скважин Колхиды позволит уточнить вопросы о палеогеографических каналах поступления в нее терригенного материала. Но не подлежит сомнению, что он связан с последовательными стадиями интенсивного расчленения Кавказа эрозией.

Материал верхнего - 0 - интервала разреза северной части Колхиды (междуречье Галидзги и Ингури), по предварительному описанию, преимущественно состоит из кристаллических сланцев и гранито-гнейсов, песчаников и известняков; в редких случаях отмечаются андезиты и лейасские сланцы (последние лишь - в более нижних горизонтах антропогена - скважины в с.с. Гагида и Шешелети).

## 2. Северо-западная периферия Рионской впадины (междуречье Псоу и Галидзги)

В ее пределах можно выделить три геоморфологических подтипа, проявляющих продольную зональность, и различающихся

высотой и характером рельефа, геологическим строением и порядками слагающих структур. Это будут: 1) полоса средне-высотных гребней, в сложении которых принимают участие мезозойские и палеогеновые осадки, дислоцированные в структуры, главным образом, 5 и 6 порядков; 2) невысокое холмисто-горное предгорье, выработанное на верхнепалеогеново-неогеновом основании, смятом в складки 7, 8 и 9 порядков; обращенные к морю склоны прорезаны параллельно береговой линии рядами террас, интервалы между которыми в этой полосе максимально сближены. Относ. высоты наиболее молодых из террас соответствуют поднятиям складок IО, II и I2 порядков. Этот подтип рельефа опоясывается 3) приморской равниной, представляющей поверхность I морской террасы.

Продольная зональность рельефа местами нарушается поперечной зональностью, с локальным увеличением или сбавлением высот.

Исследованную область меридионально прорезают с запада на восток реки: Псоу, Бзыбь, Хипста, Гумиста, Келасури, Маджарка, Кодори и Галидзга.

Ввиду ограниченной возможности иллюстрировать на этих страницах обширный фактический материал о молодых тектонических деформациях террас и приморской равнины Абхазии, целесообразно будет остановиться на описании лишь наиболее ярких примеров, в ряде других случаев, рекомендовав читателю предыдущие труды автора с детальным описанием этих явлений.

На склонах долины Псоу, в западной Абхазии отчетливо выражены ступени У, IV, III и II террас, высота и превышение которых над поймой подчинены локальным структурам, и, именно,

антиклинали Кацирха средне- и верхнеюрских слоев, антиклинали Берчиль верхнемеловых и палеогеновых отложений и синклиналям: Салхино-Ачмарда, в олигоценых слоях, и Сальме - в н. и ср. миоценовых слоях. Превышение террас над поймой возрастает от крыльев позитивных структур к их сводам и уменьшается на негативных структурах к их мульдам, наряду с параллельным увеличением мощности террасового покрова. Данные разведки оценивают её в 100 м для IV террасы и 40 м для III террасы на оси синклинали Салхино (1970, стр.30-32).

Морфологической особенностью междуречья Бзыби и Гумисты является однорядный изгиб речных долин из широтного направления в меридиональное и резкое расширение площадок высоких террас в полосе тектонического контакта палеоценово-эоценовых и олигоценых слоёв. Вдоль него изогнуты долины рек Хипсты, Ыгри, Аапсты, Мчишты, Отхары и др. На современный рельеф здесь воздействует позднейшее воздымание северного блока дизъюнктива Отхара - Аапста. И хотя по литературным данным разрыв проводится только до террасы Отхары, его проявление и восточнее (до р.Аапсты) доказывается общим характером рельефа. В то же время, в морфологии долины р.Ыгри отражено наибольшее влияние движений пликативных структур: одноименной широкой синклинали  $S_{2}$  известняков, с которой совпадает расширение долины, и смежной на юге узкой антиклинали в  $S_{1}$  известняках. Дно долины сохранилось на уровне IV террасы (225 м), но благодаря локальному господству нисходящих движений, превышение долинного дна над рекой равно относительной высоте III террасы.

В междуречье Мчишты и Аапсты наибольший интерес, с точки зрения молодых тектонических движений, представляет крупнейшее эрозионно-абразионное плато Дурипши на левом берегу

Схема дислокации террас междуречья  
Мчишты и Аапсты

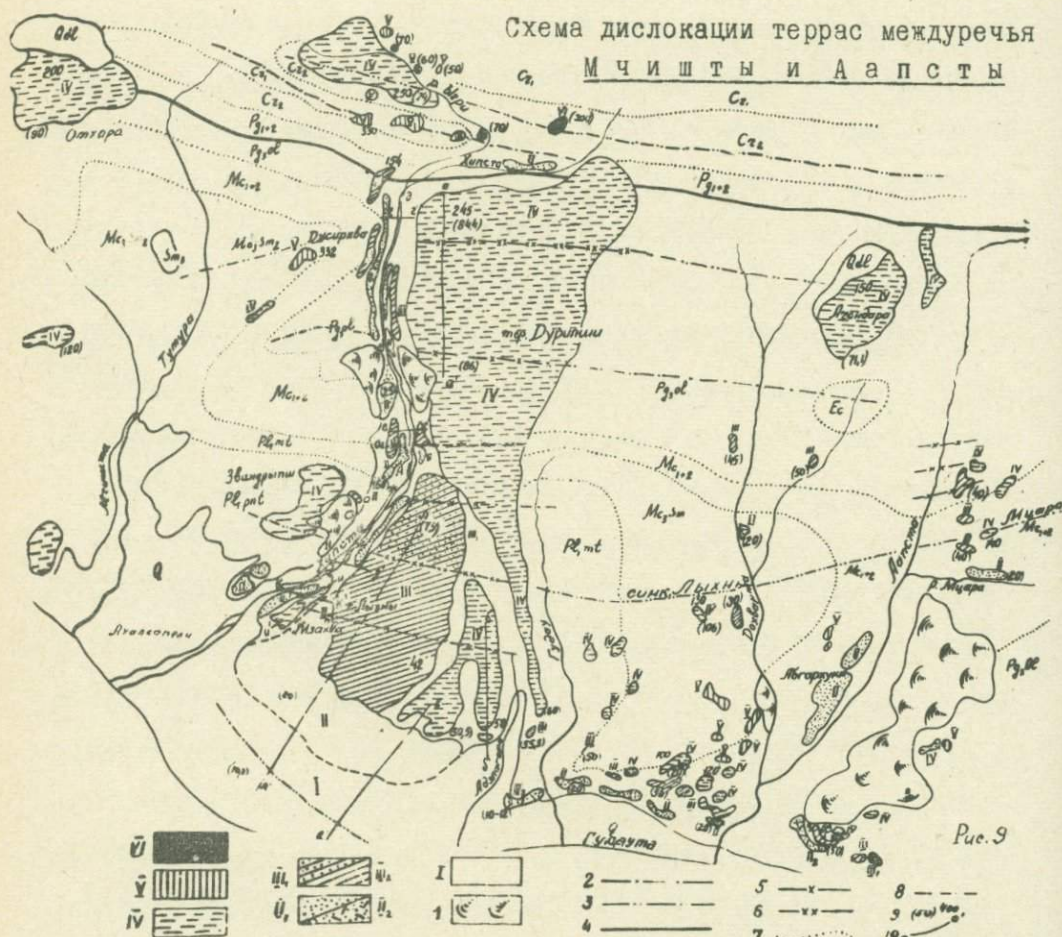


Рис. 9

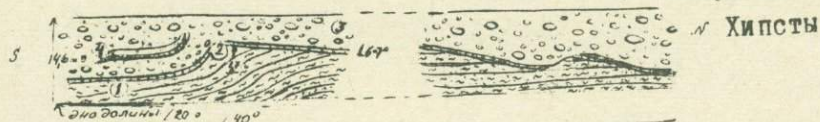
Cr - ниж. мел, Co<sub>2</sub> - верх. мел, P<sub>3ol</sub> - палеоцен-эоцен, Ec - эоцен, P<sub>3ol</sub> - олигоцен, Mc<sub>12</sub> - ниж. и ср. миоцен, Mc<sub>sm</sub> - ср. сармат, P<sub>1, mt</sub> - мэотис, P<sub>1, p</sub> - понт. Террасы: УI - в. понтийско-н. киммерийская, У - верх. куяльницко-гурийская, УV - чаудинская, Ш - древнеэвксинско-узунларская, П - ранне и позднекарангатская, I - древнечерноморская. I - оползни, 2 - ось антиклинали, 3 - ось синклинали, 4 - граница геоморфологических подтипов<sup>x</sup>), 5-6 - антиклинальный и синклинальный изгиб террас, 7 - граница стратигр. комплексов, 8 - граница слияния террас, 9 - относит. высота и примерный уровень древних пойм, 10 - инструментальный профиль.

<sup>x</sup>)С ней совпадает предположительный разрыв между палеоцен-эоценовыми и олигоценевыми слоями.

Рис. 9

Хипсты. Оно является на большем своем протяжении IV террасой, сменяющейся к югу последовательно III террасой, затем II и I морскими террасами. Плато Дурипши расширено в северной части в мульде синклинали Джирква-Ачандара и на юге - в пределах синклинали Лыхны, но весьма сужено в средней части на своде вторичной антиклинали Звандриш (рис.9). Если общая морфология террасы Дурипши определена развитием крупных структур этого района, то движение вторичных складок на их крыльях нашло отражение в изгибах продольного инструментального профиля плато и речной поймы Хипсты (1970, стр.37-43). Позднейшие дислокации, имевшие место в процессе формирования II террасы Хипсты, проявились во флексурообразном изгибе подошвы аллювия и в погружении её цоколя - майкопских слоев - к оси синклинального новообразования в полосе с.с. Акваскемца - Алахашху (рис.10).

Разрез правобережья



- 1 - майкопские глины,
- 2 - осветленный контакт с  $\varnothing$  аллювием,
- 3 - террасовый галечник,
- 4 - прослой песка, изогнутый параллельно флекуре (мощность 30 см)

Рис.10



Характерные примеры влияния позднейшего воздымания антиклинальной складки на рельеф дают теодолитные профили на четвертичных террасах структуры Мзахвы (1970, стр.43).

Если сопоставить уровни террас и глубину врезания трех основных рек района - Хипсты, Аапсты и Дохварты, мы убедимся, что эрозионная работа их зависит не столько от энергии каждого потока и литолого-фациальной обстановки района их дренирования, как от направления и интенсивности тектонических процессов.

Р.Хипста в пост-чаудинское время углубляла дно своей долины на всем протяжении её меридионального русла менее энергично, чем р.Аапста. На работе их несомненно сказались: приуроченность первой к поперечной зоне опускания и близость второй к активизирующейся структуре меловых отложений 5 порядка на территории Ахали Афони, вовлекающей в поднятие рельеф смежных районов. Увеличенные тут, по сравнению с западными долинами, амплитуды вертикальных подвижек были заимствованы и позднейшим временем, и даже усилились в пользу Аапсты, например, в узунларский век.

Обусловленность морфологии террасового комплекса движениями структур высокого порядка сказалась в междуречье Мцари и Гумисты. Здесь, в районе Н.Афона вблизи моря сравнительно высоко поднята антиклиналь 5 порядка Аж-Амгва меловых известняков, осложненная вторичными складками и разрывами (1970, стр.21-24). Развитием этих структур определены следующие черты морфологии района: 1) лестница террас, уровни которых или пределы циклических поднятий подчинены порядку структуры и положению на её крыле относительно свода или мульды; 2) структурные террасы, соответствующие двум уровням абразионных У и IУ террас; 3) изгиб У террасы по оси синклинали Аквача, измеряющейся стрелой в 60-70 м, соответствующей амплитуде четвертичных нисходящих движений. Совпадение уровней или близость высот морских, речных и скульптурных террас показывает, что в основе их поднятия лежат общие вертикальные движения пликативных и дизъюнктивных структур.

Для определения возраста молодых поднятий складок большое значение имеет факт приуроченности к их сводам аллювия морфологически определенных в районе террас. Примером тако-

го явления может быть антиклиналь 5 порядка Бырджа-Чижоуш междуречья Келасури-Гумиста. Свод ее увенчан аллювием на уровне УІ террасы района. Суммарная амплитуда поднятия структуры с верхнего плиоцена примерно оценена в 500 м .

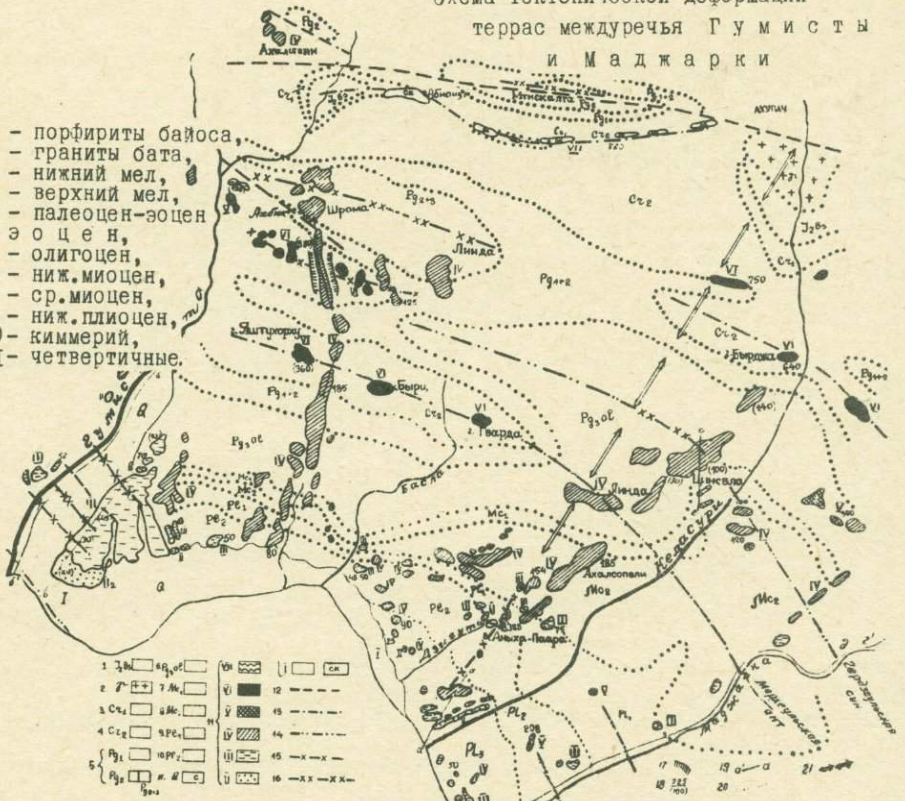
Нами детально было изучено также строение верхнемеловых известняков антиклинали Ягыш в разрезе склонов долины Маджарки вдоль построенного здесь теодолитного профиля речной поймы (1970, стр.29). Данные эти убеждают в строгом подчинении изгибов современной кривой эрозии элементам основных структур, вторичной волнистости пластов известняка, тектоническим и экзотектоническим смещениям. Таким образом, дно долины Маджарки является своеобразным регистратором проявления жизни разноименных структур: антиклинали Ягыш 5 порядка, её синклинального осложнения 7 порядка в районе с.Октомбери, а также ряда разрывов.

Связь морфологии рельефа со структурами выражена и западнее - в бассейне р.Гумисты. Здесь обращает внимание широтная оваловидная Нахшира-Мтискалтинская котловина в синклинали верхнемеловых и палеоценово-эоценовых слоёв 6 порядка. Издавна присущее этой форме проседание усугубляется молодым опусканием северного её сегмента по Келасурскому разрыву, подчиненному складчатости. Шарнир Мтискалтинской впадины лежит в субмеридиональной полосе поперечного перегиба (820 м абс.отм.) узкого свода антиклинали нижнемеловых известняков 5 порядка Абиандэ - Ахупач, огибающей с юга овал синклинали. Высота свода структуры соответствует уровню УІ террасы. Антиклиналь приподнята на востоке и западе, где в долинах Келасури и Гумисты обнажается юрское ядро складки (рис. II, I3).

В полосу поперечного опускания Мтискалтинской впадины

Схема тектонической деформации  
террас междуречья Гумисты  
и Маджарки

- I - порфириды байоса,
- 2 - граниты бата,
- 3 - нижний мел,
- 4 - верхний мел,
- 5 - палеоцен-эоцен
- и оцен,
- 6 - олигоцен,
- 7 - ниж. миоцен,
- 8 - ср. миоцен,
- 9 - ниж. плиоцен,
- 10 - киммерий,
- 11 - четвертичные.



Террасы: эрозионно-абразионно-аккумулятивные от УП до I. Ск - скульптурная терраса.

Рис. 11

12 - тектонические разрывы, 13-14 - оси антиклинали и синклинали, 15-16 - антиклинальный и синклинальный изгиб террас, 17 - обрывы склонов, 18 - абс. и относ. уровень террас, 19 - инструмент. профили, 20 - стратигр. границы, 21 - ось поперечного поднятия.

попадает также широкая синклиналь Шрома 7 порядка в эоценово-олигоценых слоях. Её молодое развитие и сказалось в выполаживании профиля эрозии чаудинской террасы, послужившем причиной старения палео-Гумисты Восточной и её перехвата Западной Гумистой (1970, стр.27).

Отчётливо выражено на междуречье Келасури и Гумисты поперечное поднятие Ахупач--Аныха-Паара, черты которого видны не только в увеличенном уровне останца У террасы на вершине этого гребня, построенного нижнеплиоценовыми слоями, но и в морфометрии всего комплекса развитых здесь террас. Как это подробно описано в книге (1970, стр.51-54), многочисленные реликты IУ и III террас в приближении к оси поперечной структуры испытывают поднятие, будучи вовлечены в восходящие движения в полосе вершины Аныха-Паары. Это обнаруживается, например, в морфометрии IУ террасы в окрестностях с.с.Линда, Ахалсопели и в долине р.Дзигуты. Террасы этого возраста вначале опускаются к юго-западу от уровня 266 м до 154-185 м, но вблизи гребня Аныха-Паары площадки их приподнимаются, показывая отметки 169 и 200 м. В сторону моря восстановленная по останцам поверхность вновь опускается до 150 м и обрывается у моря на отметках 100 м.

Наряду с явлениями поперечных структур больших амплитуд вертикальных движений, в приморской полосе Абхазии фиксируются структуры этого типа меньших амплитуд, такие как Эшерская в субмеридиональной полосе поднятия мелового ядра антиклинали Абанагдары. На поперечной оси этого воздымания приподняты поверхность IУ абразионной террасы, а также останец У террасы в окрестностях с.Эшеры вблизи моря (1970, стр.45-47).

Наиболее примечательным элементом морфологии террас

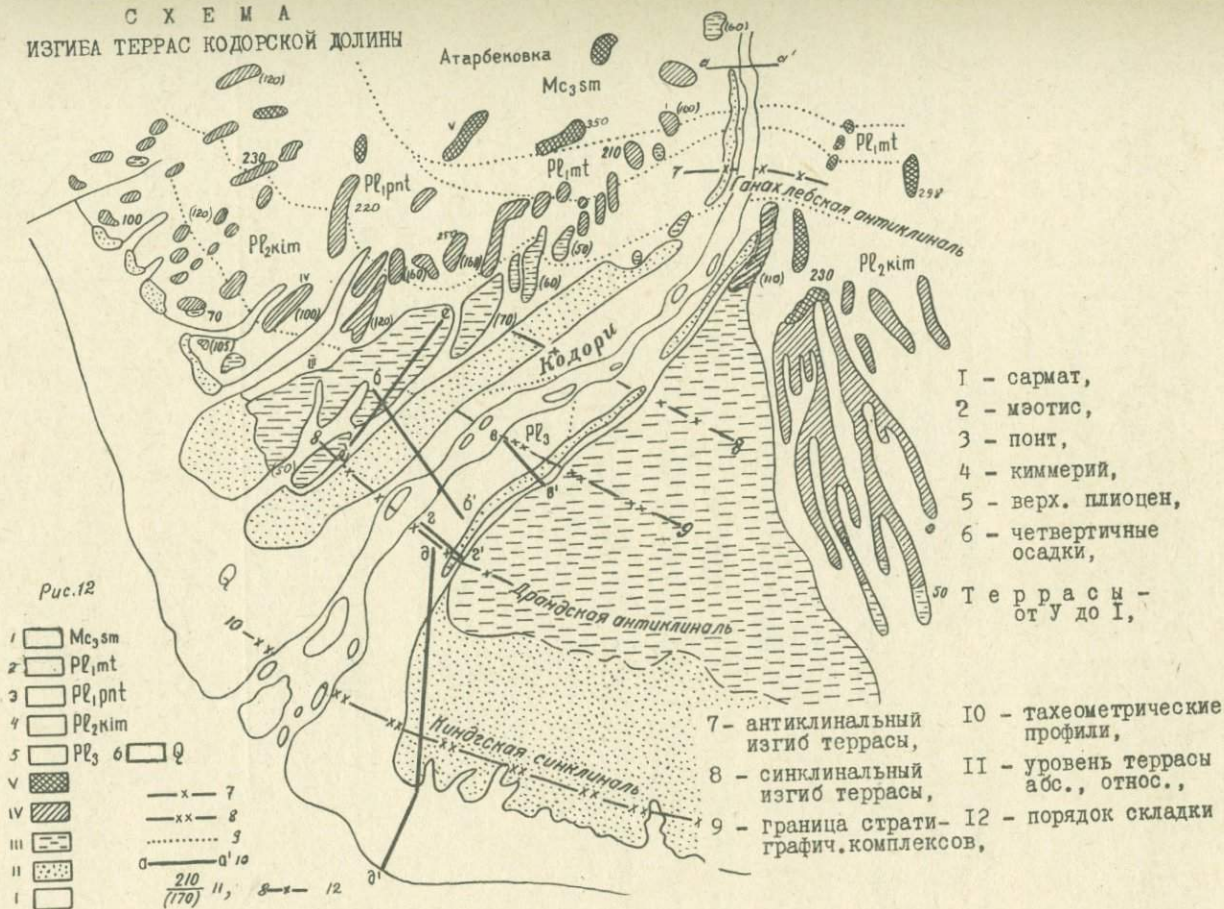
низовья Келасури является изгиб поверхности IУ террасы под с. Цинсвла (рис. II, I3), выработанной в западном продолжении Гердзеульской синклинали майкопских слоев. На оси прогиба относительная высота террасы 100 м, на крыльях же увеличивается до 120 м. Терраса Лекухона, синхроничная останцу Цинсвла, приподнята над поймой на 140 м; северный край её представляет круто наклоненную к югу ступень на южном крыле антиклинали Бырджа.

Встает вопрос о том, как осуществляется питание карстовых плоскостей меловых известняков в верховье р. Баслы водами Келасури<sup>х)</sup>, в условиях синклинали прогиба Цинсвла, пересекающего поперек зону циркуляции подземных вод. Она происходит, видимо, по уклону трещин по напластованию известняков южного крыла антиклинали Бырджи в сторону синклинали Цинсвла. На шарнире прогиба могло бы возникнуть бессточное подземное озеро, однако инверсия рельефа на пересечении синклинали с поперечным поднятием Ахупач способствует перемещению карстовых вод к верховьям Баслы. Надо думать, что поднятие известняков в подошве майкопских осадков должно быть умеренным, иначе создавалась бы преграда для циркуляции в этом направлении подземных вод.

Как визуальные, так и инструментальные работы в долине Кодори рисуют морфоструктурную волнистость площадок четко очерченных по склонам террас - У, IУ, Ш и II, а также речной поймы. Деформация их происходит под влиянием структур: Ганахлебской антиклинали 7 порядка, Эстонской и Драндской антиклиналей 8 порядка, и разделяющей их синклинали 9 порядка. Того же порядка должна быть Киндгская синклиналь на южном крыле Драндской складки (рис. I2). Развитие синклинали запечатлелось в морфологии II - карангатской террасы, протягивающейся

<sup>х)</sup> Установлено гидрологами института им. Вахушти

СХЕМА  
ИЗГИБА ТЕРРАС КОДОРСКОЙ ДОЛИНЫ



вдоль морского побережья между Кодори и Моквой. Амплитуда прогиба структуры нарастает в сторону Очамчирской депрессии, в том же направлении увеличивается мощность террасового покрова, а бровка террасы постепенно снижается и сливается с I террасой в окрестностях Очамчире.

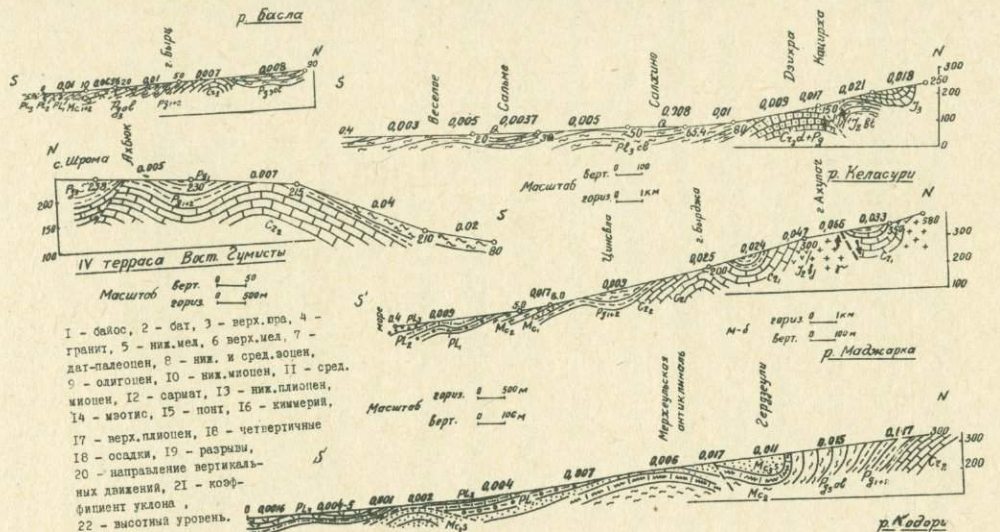
Изгибы подошвы морских четвертичных осадков отмечены нами при анализе данных бурения Грузнефти в Очамчирском районе. На основании этого, на междуречье Моквы и Галидзги устанавливаются два широтных молодых прогиба 8 порядка, с изменением мощности галечников I морской террасы от крыльев к оси прогиба от 42 до 84 м.

В других частях приморской равнины Абхазии сугубо интересны признаки молодых вертикальных движений складок в приустьевой части рек Гумисты, Маджарки, Псоу и Бзыби. На левобережье этой последней в пределах равнины Пицунды, по остаткам флоры и морской фауны в голоценовых слоях устанавливается периодическая смена континентальных условий морскими как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. По-видимому, это в какой-то мере обусловлено развитием локальных тектонических структур — двух молодых широтных прогибов, разделенных поднятием. Они дают о себе знать погребенными пластами торфа и их раздувами на шарнире впадин, наклоном на север слоев песчаников и галечников в южном крыле северного прогиба, а также данными литологического анализа и профилирования по террасам и пойме Бзыби на западном продолжении складок Пицунды (1970, стр.58-66).

Геологические разрезы, иллюстрирующие изгибы поверхностей террас и поймы рек Абхазии на живых складках, даны на рис.13.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ И ПРОФИЛИ СОВРЕМЕННОЙ ЭРОЗИИ  
ПО РЕКАМ А Б Х А З И И

р. Псоу



Масштаб  $\frac{1}{50}$   
верт.  $\frac{1}{500}$   
гориз.  $\frac{1}{500}$

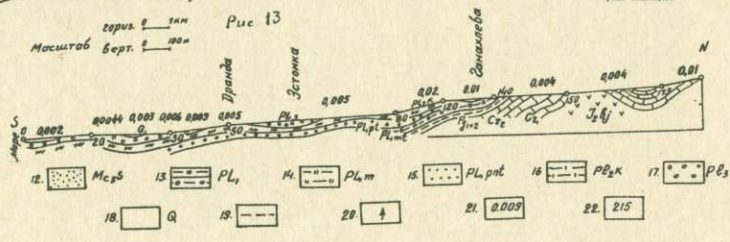
Масштаб  $\frac{1}{100}$   
верт.  $\frac{1}{100}$   
гориз.  $\frac{1}{100}$

Масштаб  $\frac{1}{100}$   
верт.  $\frac{1}{100}$   
гориз.  $\frac{1}{100}$

Масштаб  $\frac{1}{100}$   
верт.  $\frac{1}{100}$   
гориз.  $\frac{1}{100}$

1 - байос, 2 - бат, 3 - верх. впа, 4 - гранит, 5 - ниж. мел, 6 - верх. мел, 7 - дат-палеоцен, 8 - ниж. и сред. эоцен, 9 - олигоцен, 10 - ниж. миоцен, 11 - сред. миоцен, 12 - сармат, 13 - ниж. плиоцен, 14 - мзотис, 15 - понт, 16 - киммерий, 17 - верх. плиоцен, 18 - четвертичные, 19 - осадки, 20 - разрывы, 21 - направление вертикальных движения, 22 - коэффициент уклона, 23 - высотная поверхность.

- |     |     |
|-----|-----|
| 1.  | 2.  |
| 3.  | 4.  |
| 5.  | 6.  |
| 7.  | 8.  |
| 9.  | 10. |
| 11. | 12. |
| 13. | 14. |
| 15. | 16. |
| 17. | 18. |
| 19. | 20. |
| 21. | 22. |



Масштаб  $\frac{1}{100}$   
верт.  $\frac{1}{100}$   
гориз.  $\frac{1}{100}$

- |    |    |    |    |    |    |    |    |    |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|

### 3. Южная периферия Рионской впадины

#### Междуречье Риони и Кинтриши

Южная периферия Рионской впадины представлена Г у р и й с к о й подзоной — переходной между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Грузинской глыбой.

Протянутая вдоль южного борта Колхиды от Черного моря до меридиана с.Квалити, Гурийская подзона характеризуется сравнительно небольшой мощностью среднеэоценовой вулканогенной толщи и близкими Грузинской глыбе фациями верхнего эоцена. Не исключено, что развитие подзоны в поздний этап новейших тектонических движений было связано с Глыбой (П.Д.Гамкрелидзе, 1964). С другой стороны, близость Аджаро-Триалетской складчатой системы сказалась в интенсивной дислоцированности Гурийской подзоны. С Колхидой она смыкается по крупному Южно-Имеретинскому разрыву, отчётливо выраженному в рельефе. По этому разрыву средний эоцен с амплитудой горизонтального перемещения в 3 км надвинут на север — на верхнеэоценовые, олигоценовые и миоценовые слои Грузинской глыбы<sup>х</sup>).

Восточная часть Гурийской подзоны, построенная на Гурийско-Мтебской (Нигонитской) антиклинали вулканогенного эоцена, характеризуется грядово-гребневым рельефом со сравнительно резкими формами, с абс.высотами 400—800 м. Западная часть подзоны — Гурийская синклиальная депрессия слагается молассовым комплексом свит от олигоцена до антропогена. Рельеф здесь грядово-холмистый, с поверхностью не превышающей 200—250 м. Он пересечен продольными долинами

х) В основу исследований положены геологические построения В.Э.Ливенталя, С.И.Ильина, Н.А.Канделаки, А.А.Чиковани, П.Д.Гамкрелидзе, В.П.Агеева, Р.И.Лиричалава, К.К.Вахания и др.

нижних течений рек — Супсы, Натанеби и Кинтриши. Вдоль — береговые и долинные склоны террасированы эрозионными и абразионными террасами.

Развитие осложняющих Гурийскую синклиналь складок в большинстве случаев отразилось в изменениях рельефа (детально описанных на страницах книги и диссертации автора 1970—73 гг.). Наиболее показательными с этой точки зрения являются: Кончкатская антиклиналь в отложениях среднего и верхнего миоцена, палеогеновое ядро которой поднято по северо-восточному краю структуры, а южное крыло разорвано разрывом; Омпаратская антиклиналь в сарматских слоях; Натанеби-Гуриантская синклиналь в плиоценовых и чаудинских слоях; Хриалетская синклиналь в сарматских отложениях, мульда которой выполнена чаудинскими осадками, и ряд других складок.

#### Нигойтская гряды

На северных её склонах чётко выражены обращённые в сторону Колхидской низменности ступени террас. К югу склоны поднимаются до 140 м, а в полосе Джумати-Моздани — до 220—370 м, образуя водораздел для меридиональных водных потоков, впадающих в Рионскую депрессию и в р.Супсу.

На северном склоне Нигойтской гряды в её восточной части выделяются два ряда террас — III и II — на уровне 50 и 25 м.

На территории сел Нигойти и Квемо-Шухути отмечается несколько мелких обрывков IУ террасы на высоте 150—151 м, высеченных на эоценовых вулканитах. По северному склону хр. Сайрао тоже фиксируется выравнивание рельефа на уровне 150—160 м. Уровень IУ террасы выдержан на расстоянии 4—5 км.

Погружение к юго-западу антиклинального гребня Сайрао осложнено разрывами, протягивающимися на несколько км, в общем, параллельно шву главного надвига. Джуматский разрыв

в северо-восточной части района совмещает средний эоцен с осадками верхнего миоцена и плиоцена, а западнее приводит в контакт различные части нижнего плиоцена. В верховье Лесис-цкали разрыв изгибается из меридионального направления в субширотное.

На междуречье Лесис-цкали и Супсы смягченный рельеф гряды характеризуется выравниванием на уровне 140 м на площади около 10 x 3-5 км. Гряде слагают гурийские отложения северного крыла разорванной сбросом Шромис-убани одноименной антиклинали с мэотическим ядром. Между Шромис-убани и Бешманети поверхность IУ террасы **в ы г н у т а**, поднимаясь до отметок 164-180-160 м. Выгиб попадает на западное продолжение оси Нигойтской антиклинали и, по-видимому, связан с постчаудинским поднятием этой структуры или осложняющей её антиклинальной складки.

К юго-западу от группы платовидных вершин рельефа, в южном блоке Чочхатского разрыва, в полосе сел Гулиани и Моедани располагаются обрывки У террасы. Обращает внимание разный уровень их по обоим берегам рч.Квабис-Сули, правого притока р.Супсы: на правом берегу - 200-220 м, на левом 180-200 м. Т.е. они попадают в противоположные блоки Гулианского разрыва, по которому заложен овраг Квабис-сули.

Долина Супсы. Река Супса берет начало на северных склонах Аджаро-Триалетского хребта, откуда стекают также крупные левобережные её притоки Бахвис-цкали и Губазеули. Выработывая широкую долину между слияниями с ней этих двух рек, Супса сменяет её западнее устья Бахвис-цкали ущельем, ширина которого на отдельных участках расширяется

до I-I,5 км.

В верхнем течении реки автором обследована лишь сходная с Супсинской по морфологии и геологическим условиям долина р.Губазеули. Это - узкое молодое ущелье с террасированными склонами, прорезающее туфы, туфобрекчии и покровы андезита верхней части среднеэоценовой толщи.

Разрез по реке Губазеули с нанесенными профилями террас иллюстрирует увеличенные в южной его части (в верховье) превышения над поймой террасовых обрывков и уклоны кривых, эрозии, уменьшающиеся от верхних террас к нижним (IV - 0,028, III<sub>1</sub> - 0,019). На этом отрезке долины, пересекающем интенсивно складчатые отложения среднего эоцена, межтеррасовые интервалы раздвинуты: между IV и III<sub>1</sub> террасами до 150 м, между III<sub>1</sub> и III<sub>2</sub> до 100 м, между III<sub>2</sub> и II до 70-80 м. В северной части долины профиль современной эрозии р.Губазеули выполаживается до  $K = 0,016-0,012$ . IV терраса теряет отн.высоту от 100 м в окрестностях с.Бжолгети до 80-70 м в районе Букнарского расширения. Иначе говоря, превышение её над поймой меньше, чем у синхроничной террасы в долине Супсы, за пределами Букнарского расширения (рис.14).

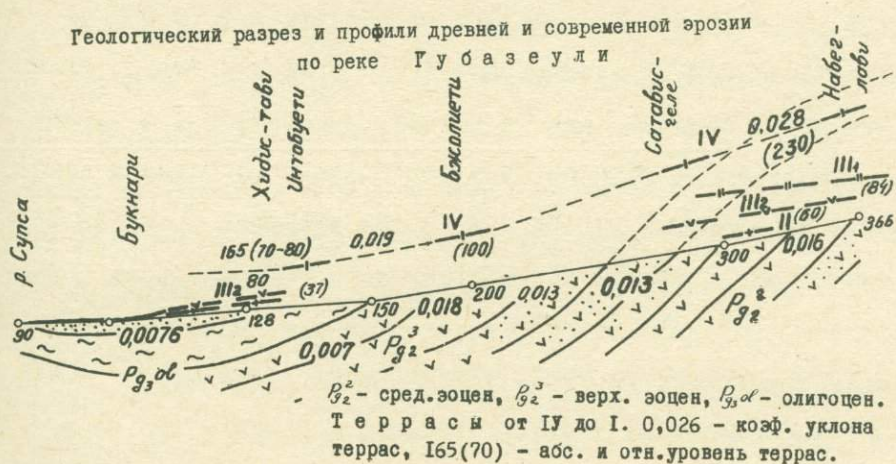


Рис. 14

Таким образом, геоморфологическими свидетельствами молодого прогиба, приуроченного к Чохатаурской синклинали,

выполненной майкопом, являются: уменьшенные межтеррасовые интервалы, значительно расширенные площадки террас и слияние II и I террасы в окрестностях Букнари, где современная пойма Губазеули выполаживается до 0,007.

На юго-западном продолжении прогиба лежит подобная Букнарской Махарадзевская впадина, описание которой дано ниже. Различие их в том, что в первой прогнуты две, непосредственно наблюдаемые, террасы, тогда как в Махарадзевской впадине по оси синклинали изогнуты поверхности четырех террас.

Анализируя изменения кривой эрозии р.Супсы в среднем и нижнем течении и сопоставляя профиль с геологическим разрезом вдоль реки (рис.18), можно увидеть явную зависимость конфигурации профиля от пересекаемых рекой структур района.

На восточном отрезке профиля (с.Диди-Вани) уклон поймы р.Супсы усиливается к С-З от 0,013 до 0,025 в южном приподнятом крыле локального разрыва, по которому на левобережье реки верхнеэоценовые туфобреши совмещены с глинами олигоцена. В северном, опущенном крыле сброса падение профиля эрозии - 0,016-0,018; на восточном крыле Чохатаурской синклинали уклон уменьшается до 0,012, а затем - до 0,007 на своде антиклинали, дислоцирующей крыло этой структуры. (Влияние вторичной складки, как мы помним, выразилось и в увеличении отн.высоты I террасы Губазеули к устью, а также в некотором увеличении тут уклона поймы). На западном крыле складки уклон профиля эрозии усиливается до 0,009, но вновь ослабевает до 0,005 ниже по течению, в пределах прорезания рекой мульды и западного крыла Чохатаурской синклинали. Наибольшее выполаживание профиля - 0,0023 происходит на меридиане г.Кодори, при пересечении рекой верхнеэоценового ядра

поперечно поднятой антиклинали, осложняющей южное крыло Гуриис-Мтебской структуры. Это поднятие Супсы пропиливает узким ущельем. Кроме того, фрагменты IУ террасы, превышение которых над поймой достигало в юго-восточном борту Букнарской впадины 70-80 м, на левом склоне у устья Бахвисцкали поднимаются до отн. отметок 100 м. Это поперечное поднятие и отделило в плейстоцене Букнарскую впадину от Махарадзевской.

На западном крыле Кодорского поднятия колебание уклонов поймы Супсы отражает контрастные движения структур - Ахалсопельской, Баилетской, Земо-Натанебско-Кончкатской и др.

На интервале пересечения рекой Омпаретской антиклинали частные изгибы профиля эрозии теряются в осредненных коэффициентах уклона в зоне ослабленных поднятий Причерноморья.

Обращает внимание, что в расширении долины Супсы в пределах Ахалсопельской синклинали, где уклон речной поймы значительно выглаживается, серия террас представляет морфометрическую аналогию с террасами Букнарской впадины, хотя эта последняя и расположена в зоне больших амплитуд поднятия.

Не менее интересна морфологией своей правобережная часть долины р. Супсы западнее Ахалсопельского расширения, против устья Кахис-геле, где на коротком отрезке долины небольшие, но закономерные изменения уровня (абсолютного и относительного) испытывают III, II и I террасы. (Подробно морфометрия их описана на стр. 89-90 книги 1970 г.).

Расширенные, с выровненной поверхностью, останцы II террасы правобережья Супсы - свидетели блуждания реки в полосе свода Кончкатской антиклинали. Обходя склоны III террасы, Палеосупса пробивала ущелье у основания сегодняшней её петли, вырабатывая в карангате пойму. Но посткарангатский

импульс поднятия, усиленный в зоне влияния Кончкатской структуры, отбросил реку к северу в направлении постепенного ослабления амплитуды воздымания складки. Образую изгиб, пра-Супса возвращалась в широтную долину против устья рч. Сускуры. При посредничестве одного из левобережных притоков, углублявшихся попятной эрозией в склон, втянутый в поднятие, река разработала на этом участке новую, современной формы, долину.

Активность Кончкатской структуры в ослабленном виде сказывается на уклоне сегодняшней поймы р Супсы. На оси складки профиль эрозии выполаживается до 0,001, в то время как на предыдущем отрезке (выше по течению) уклон его 0,002. Показательно, что в полосе свода антиклинали левобережные овраги притоков Супсы, подобно ей, образуют причудливо изогнутые протоки.

Таким образом, в морфометрии террас и уклоне дна долины Супсы отражаются движения Кончкатско-Земо-Натанебской, Баилетской и Ахалсопельской структур. Конечно, в этом случае не может остаться инертной и Гантиадская синклиналь, зажата с боков Кончкатской и Баилетской антиклиналями. Но тут мы констатируем, что Гантиадская складка, сложенная Зедубанской свитой сармата, поднята относительно высоко и занимает в рельефе уровень 271-258 м, несколько обгоняющий поднятие У террасы этой части района.

Здесь мы вновь встречаемся с проявлением зоны поперечного поднятия, усложняющей развитие продольных структур. Именно в ней обнаруживаются выходы из под неогенового покрова эоценовых образований, слагающих ядра Баилетской и Кахисгельской вторичных антиклиналей. Поднято ядро и Кончкатской антиклинали, сложенное слоями олигоцена и н.миоцена. Кроме

того, лишь в этой зоне северо-восточное простирание структур меняется на меридиональное. Надо думать, что ось этого поперечного поднятия проходит через Гантиадскую синклиналь, а на юге-через свод антиклинали Джиханджури. Высокое положение мульды Гантиадской складки - на уровне 258 м, как видно, результат подвижек по субмеридиональному разрыву юго-восточного крыла Кончатской антиклинали, установленному по работам Р.Пирцхалава, В.Агеева и М.Зиракадзе (1961). Есть основание продолжить линию этого сместителя севернее - до р. Супсы (стр.153-155 в диссерт. 1973г.).

Джиханджурское поперечное поднятие ограничено с двух сторон соответствующими прогибами. Более отчётливо выражен Ахалсопельский прогиб долины Супсы. Его морфология свидетельствует о непрекращающемся с начала плейстоцена росте субмеридиональной структуры поперек движению рек, что вынуждало её работать в условиях местного высокого базиса эрозии.

Долина р.Сефы. К югу от Супсы, параллельно ей дренируется небольшая речка длиной в несколько километров, вырабатывающая своеобразную долину в синклинали осадков среднего сармата, мульда которой выполнена чаудинскими слоями. Долина расширена и плоскодонна в среднем течении потока, сужается как вверх по течению, на территории с.Хриалети, так и книзу, где она прорезает гряду Уреки - Донаури перед выходом к морю. Литологический состав отложений не дает повода для подобной избирательной работы реки.

В тазовидное расширение долины Сефы радиально стекают со склонов ручьи - разветвления Сефы, неглубоко прорезающие полукружья двух широких террас, наклоненных к западу. Тыловой шов III террасы проходит на отметке 40 м. Но к центру

расширения, на отметке 15-20 м, она слита с поверхностью II террасы, а эта западнее, перед соединением двух основных ветвей речки, сливается с площадкой I террасы (рис.15).

Чаудинские глины и печаники мощностью 30 м, слагающие мульду Хриалетской синклинали, обнажаются в склоне долины, на границе расширенной и суженной её частей.

Для разреза чаудинских слоев этой территории характерно увеличение кверху песчанности; заканчивается разрез почти всегда галечниками.

На правом берегу Донаурис-хеви (ур.Самхто - левый приток Сефы), в выемке дороги обнажаются переслаивающиеся глинистые песчаники и ржавые пески, фауна в которых, по нашим сборам, неожиданно оказалась гурийской. Её представляют:

*Guriella guriensis* Eberzin, *Didacna digressa* Liv,

*Dreissensia costiformis abchasica* Neveesk. (определение А.А. Чиковани).

Слои испытывают вторичную пологую складчатость, при общем падении на  $W \angle 10^{\circ}$ . Ложатся они на средне-сарматские отложения, слагающие в верховье речек Донаурис-хеви и Сефы крылья расширенной Хриалетской синклинали.

Интереса заслуживают чаудинские слои в верховье правого притока Сефы, в северной окрестности с.Шрома, где они представлены глинами с редкой галькой, обогащенными отпечатками листьев и плодами растений, характерных, по заключению К.И.Чочиевой (1967), для верхней части разреза чауды. Ряд видов растений в этом обнажении открыт для Кавказа впервые.

Геодезический профиль, построенный вдоль р.Сефы, показывает выполаживание поверхности III террасы с востока на запад - к Хриалетскому расширению долины - от 0,016 до 0,009. В наиболее расширенной части последней, соответствующей оси

поперечного прогиба мульды Хриалетской синклинали, плоскость слитых III и II террас имеет наиболее пологое падение к западу - 0,0024. На западном продолжении профиля, уже вдоль I террасы в резко суживающемся ущелье Сефы уклон кривой эрозии несколько увеличивается и западнее, по линии свх.Уреки резко возрастает до 0,034, а на приморской равнине, вдоль ручья Донаурис-хеви - до 0,0056. Южнее, на параллельных отрезках приморской долины также отмечаются крутые уклоны, причем степень крутизны усиливается к югу.

Наибольший прогиб Хриалетской синклинали впадины лежит на меридиональной оси, знаменуя развитие поперечной негативной структуры.

Наибольшим распространением в полосе Причерноморья, между реками Супса и Натанеби, пользуется III терраса. Морфометрически восстанавливая (с помощью инструментальных и полуинструментальных замеров), по фрагментам её поверхность, мы убеждаемся, что она сводообразно выгнута на меридиональной оси по линии с.Омпарети - г.Цвермагала. Конкретно это выражается в следующем: в среднем течении Сефы, на её правобережье, III терраса плавно поднимается с востока на запад от 40 м до 50-55 м; на шарнире поднятия высота её достигает 76,4 м (к югу от с.Цкалцминда); западнее террасовая плоскость постепенно спускается к морю, расширяясь на высоте 50-55 м и на высоте 35-36 м обрывается над приморской равниной. На следующем профиле к югу, на левобережье Сефы, картина повторяется, но сводообразная поверхность поднята на более высокий уровень - 88 м в меридиональной полосе предыдущего поднятия, проходящего через свод структуры Цвермагала (А-А, рис.15). Бровка III террасы в этой полосе с севера на юг располагается на таких высотах: 36,2 м (у свх.Уреки - 45,2 м

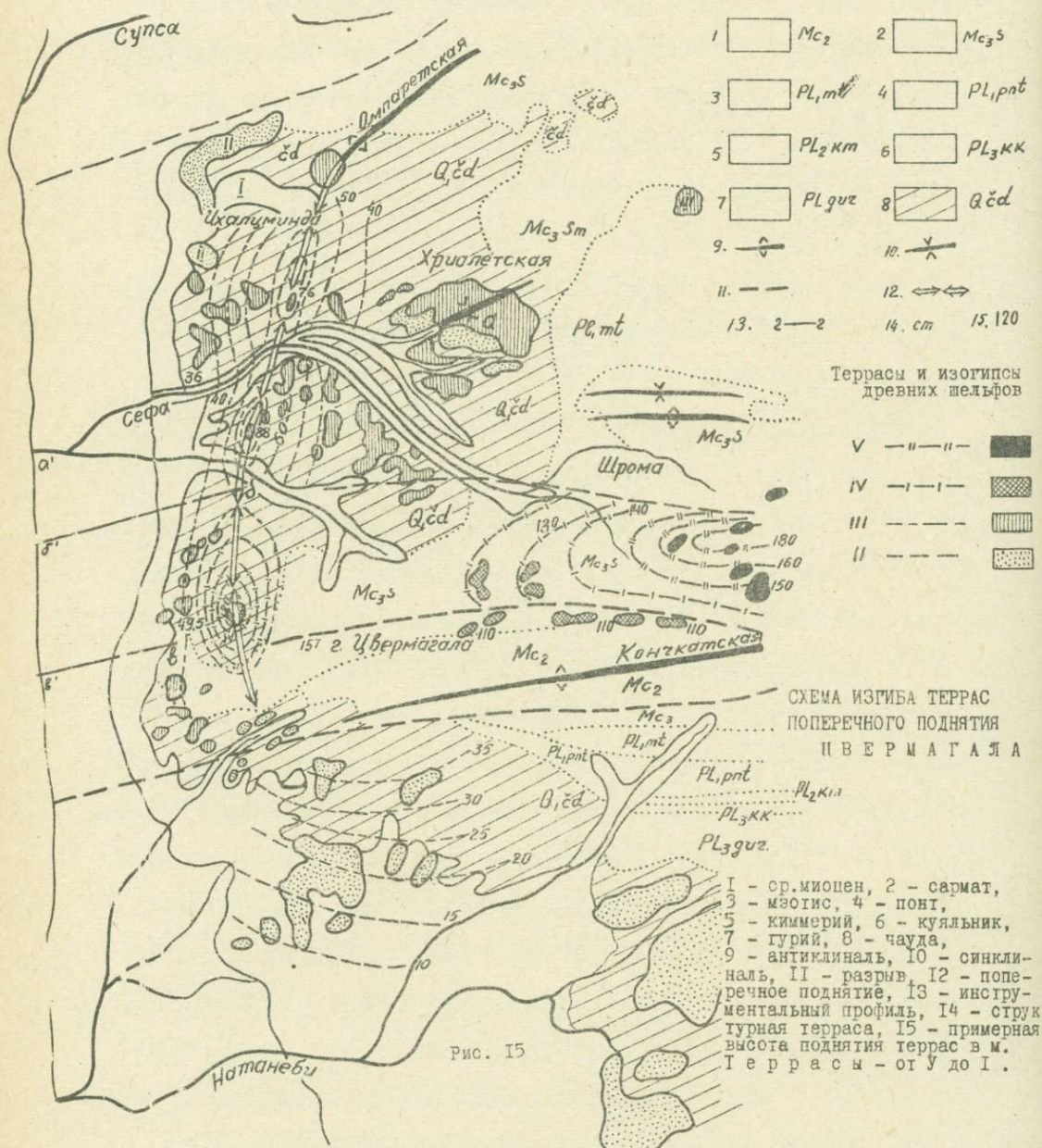


Рис. 15

(южнее Донаурис-хеви) - 49,5 м (северный склон Цвермагала) - 54-60 м (юго-западный склон Цвермагала).

П - карангатская терраса тоже увеличивает в сторону г.Цвермагала свой уровень. Высота её на правом берегу Сефы, у выхода реки на приморскую равнину, 25 м, а на юго-западном склоне г.Цвермагала - 40 м. Терраса охарактеризована карангатской фауной (сборы В.Д.Ливенталя и Д.В.Церетели). В окрестностях Сакупре высота террасы 35-30 м; 25-метровая ступень на склонах Цвермагала, по-видимому, относится к поднятой позднекарангатской террасе.

В строении рельефа приморской полосы Гурии основное участие принимают чаудинские отложения, вдающиеся в бассейн г.Натанеби глубоким и широким заливом.

На междуречье Сефы и Натанеби чауда представлена голубыми плотными глинами с железистыми конкрециями и гравием, иногда - стволами прекрасно сохранившейся сосны.

Наиболее интересным объектом наших исследований Гурии является возвышенность Цвермагала вытянутая вдоль побережья и сложенная чаудинскими отложениями. Лишь на вершине её высотой 154 м, расположенной несколько восточнее террасы Цвермагала, обнажаются миоценовые майкоповидные слои, контакт которых с чаудой скорее всего тектонический (этот вопрос требует уточнения).

Чаудинский возраст слоев, слагающих возвышенность Цвермагала, установлен по собранной нами фауне А.А.Чиковани, отметившим также видовые её изменения в разрезе осадков в вертикальном направлении (стр.94-95 книги 1970 г.).

Слой Цвермагала смяты в широкую пологую антиклиналь, северное крыло которой падает под углом  $7-8^{\circ}$  на север, южное - на юг ( $170^{\circ} \angle 10-12^{\circ}$ ). Однако, нами отмечено вдоль

берега моря и крутое падение слоев на юго-запад  $-40-45^{\circ}$ , что, несомненно, является следствием молодого развития поперечной структуры.

Широкому своду складки Цвермагала соответствует структурная терраса (около 300 x 200 м размером) на уровне 120 м, чётко выраженная в рельефе. Здесь в котловане нами описаны конгломераты и подстилающие их песчаники с пелициподами, представляющие верхнюю часть разреза чаудинских слоев.

Пликративное воздымание Цвермагала осложнено подвижками по разрывам. Не вызывает сомнения активность западного ответвления Натанебско-Кончатского регионального разлома, проходящего в приморской полосе южнее с.Сакупри. По его полости с глубины на поверхность поднимаются битумы, пропитывающая пески и гравелиты II террасы и разливаясь по её абразионной поверхности, прикрытой галечником (высота террасы 40 м).

В покрове аналогичной террасы высотой 35 м под с.Наруджа (рис. 16а), в слоях крупнозернистого песка и галечника, сильно пропитанных битумом, найденная В.Э.Ливенталем (1927) фауна включает формы, характерные для карангата. Наряду с этим, по геоморфологическим исследованиям, севернее намечается параллельный предыдущему разрыв, вызывающий резкий перелом рельефа в окрестностях с.Шрома, между восстановленными поверхностями У и IV террас, позволяющий допустить блоковое строение рельефа вершины Цвермагала.

Цвермагальскую антиклинальную возвышенность мы относим к морфоструктурам 7 порядка. Складка Цвермагала в чаудинских слоях стала формироваться с нижнего плейстоцена на северном крыле Кончатской структуры 6 порядка.

Долина  
Натанеби.

Дренирующаяся южнее и параллельно Супсе, река Натанеби сближается с ней на востоке, в полосе

поворота долины со склонов Аджарских гор в широтную долину. В среднем течении, Натанеби протекает вдоль южного края Гуриантской синклинали плиоценово-плейстоценовых слоев, резко меняя северо-восточное направление на юго-восточное на меридиане сел Цихисперди и Баилети. Прорезав вместе со своим левым притоком Ачис-цкали восточную периклиналиль Гуриантской структуры, р.Натанеби вырабатывает широкую, около 4 км ширины, широтную долину в окрестностях г.Махарадзе.

а) Махарадзевская      В пределах Махарадзев-  
впадина              ской впадины различно подняты  
над уровнем Натанеби села: Бахви, Двабзу, Бахваури, Квирикети, Квачалати и др., что обусловлено расположением их на различно наклоненных к оси впадины террасовых плоскостях. Гор.Махарадзе попадает, примерно, в среднюю часть этой депрессии, располагаясь, в основном, на более поздних террасах (рис.16).

О геологическом строении Махарадзевской впадины известно мало. Обнажения осадков миоцена и олигоцена в долине Бахвис-Цкали, а также выходы киммерия на правом берегу Бжуджи и к юго-востоку от г.Махарадзе (Н.А.Канделаки), позволяют считать Махарадзевский прогиб аналогом Чохатаурской (Букнарской) депрессии. Подобно ей он возник в плиоцене и продолжает развитие в четвертичное время. Морфология рельефа долины Натанеби в окрестностях г.Махарадзе наводит на мысль, что здесь погребены различные горизонты антропогена, а подошвой наиболее ранних из них служат песчаники и конгломераты киммерия.

Махарадзевская депрессия имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении, суживающегося к юго-западу,

в сторону Чаниетской котловины, к которой рельеф депрессии несколько приподнят.

В махарадзевское расширение долины р. Натанеби субрадиально направлены основные её левобережные притоки — Бжуджа, Ачис-цкали со своим правым разветвлением Аки-Даква, и другие. Но соединяются эти реки с Натанеби не на территории впадины, а значительно западнее, что заставляет думать о позднейшей миграции их устьев, причина которой изложена ниже.

Плоское дно Махарадзевского расширения полого поднимается к восточному и северо-восточному борту, постепенно усиливая свою крутизну. В восточном сегменте депрессии образуется единая поверхность, в которой, мы допускаем, слиты плоскости циклических террас.

В высотном положении террасовых плоскостей по оси Махарадзевского прогиба, а также по его бортам как бы запечатлелись кадры развития его рельефа в исторической последовательности.

Фрагменты самой высокой в районе У террасы (в. куяльнико-гурийской) обрисовывают древний контур депрессии. В суженном междуречье Натанеби и Супсы вершины построенного эоценом хребта Кодори — Насакирали высотой 209,4–205,4 м представляют фрагменты У террасы. На северо-восточном борту впадины реликт У террасы имеет высоту 199 м. Ряд обрывков той же террасы опоясывает с востока и юга котловину на уровне, изменяющемся от 217 до 230 м. (Южные останцы на северных склонах Аджарского хребта несколько приподняты).

На склонах У террасы и врезана наклоненная, в общем, на юго-запад широкая равнина, отметки которой в осевой полосе уменьшаются от 180 м примерно до 110–100 м. По-видимому,

Схема изгиба террас Махарадзевской и Чаниетской котловин

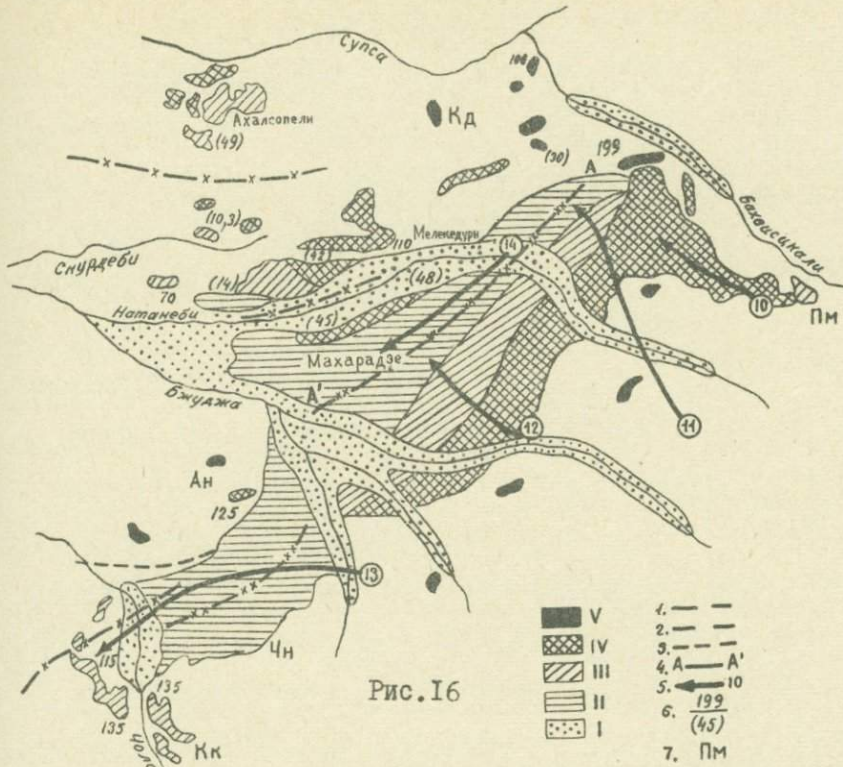
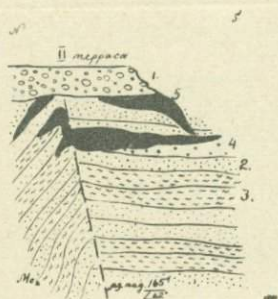


Рис. I6

Террасы: У - верх. плиоценовая, IV - чаудинская, III - древнеэвксинско-узунларская, II - карангатская, I - древнечерноморская и пойменная, 6-7 - антиклинальный и синклиальный изгиб террас, 8 - тектонические разрывы, 9 - теодолитный профиль, 10-14 - направление течения палеорек Бахвисцкали, Натанеби, Бжуджи, Ачисцкали и позднелейстоценовой Натанеби, 15 - относит. высота над поймой и примерный уровень восстановленных древних днщ, 16 - I6 - условные обозначения структур или террас.

Рис. I6а



Обнажение склона II террасы в окрестностях с.Сакупри

- 1 - террасовый галечник,
- 2-3-4 - чередование песков, глин и гравелитов  $Mc_2$ ,
- 5 - выделение битумов по трещине сброса.

эта равнина представляет плоскость слияния IV террасы (во внешней части впадины), III и II (в средней части прогиба). Поверхность их, в ряде случаев, повреждена оползновыми смещениями осадков покрова, в связи с деформациями пластичных майкопских отложений в нижней части цоколя террас, нарушенном в зоне Пампалетского разрыва. На поверхности террасы спорадически встречаются гальки и валуны андезитов и сильно измененных изверженных пород.

Реликт IV террасы у северо-восточного края Махарадзевской впадины, на левом берегу Бахвис-цкали (против с.Земо-Бахви) имеет отчётливый уступ к реке на уровне от 240 м до 200 м (отн.в. 85 м). Это, должно быть, обрывок поймы древней Бахвис-цкали, втекавшей в Махарадзевский залив. Тут же, в районе Пампалети, на левобережье сохранился обрывок III террасы на уровне 220 м (отн.высота 50 м), означая, что в узунларе Бахвис-цкали не соединялась с Махарадзевским заливом, а текла на север.

IV терраса на северном борту впадины представлена останцами на уровне 150 м на южном склоне г.Насакирали. Возможно, это - тыловой шов террасы, вытянутой вдоль северного борта депрессии в окрестностях с.Гагма-Мелекедури, обрисованной бровкой на высоте от 140 до 130 м. Село же располагается на реликте значительно прогнутой вдоль депрессии IV террасы, поверхность которой к юго-западному краю поднимается от 110 до 112 м. Как и другие останцы в этом ряду, реликт Гагма-Мелекедурской террасы образует уступ над I террасой, в противоположность явному слиянию террасовых плоскостей в восточной и южной частях депрессии. Здесь неожиданным является то, что превышение останцев IV террасы над р.Натанеби (30 м в восточной части северного борта депрессии), к западу

увеличивается до 42–43 м. Близкую величину превышения (45 м) показывает и левобережный, удлинённый вдоль реки, вал под с. Гамогма–Мелекедури; восточное его окончание поднято до 145,2 м абс. в., с превышением над рекой 48 м. В морфологии террас улавливается здесь небольшая антиклинальная складка на северном крыле Махарадзевской синклинали.

Если сравнить между собой профили эрозии системы рек Махарадзевской синклинали депрессии, мы сможем уловить изменение уклонов кривых в ареале влияния прогиба. С одной стороны оно сказывается на глубине врезания современных рек в дно долины, с другой стороны – в изгибах реконструированного рельефа древних пойм и морских отмелей.

Но сопоставим также показатели глубинной эрозии основных рек на этой территории: в той широтной полосе, где Бахвис–цкали врезается в дно долины на отметках 129,4 м (Окрос–Кеди) и 50 м (в устье), Натанеби углубляет долину до уровня от 210 м (с. Зеда–Учхуби) до 120 м (у поворота реки в широтное направление), а Бжуджа – от 180 до 80 м. С Натанеби она сливается на уровне 50 м, на котором соединяется Бахвис–цкали с Супсой значительно восточнее. Уровень врезания Натанеби в дно долины на отрезке от упомянутого поворота до устья Бжуджи – 110–50 м, в то время как Супса (это отмечалось выше) на параллельном отрезке углубляется до уровня от 50 до 20 м.

Стало быть, из обеих основных речных артерий Гурии наименее интенсивно углубляет свое русло река Натанеби, в основном, благодаря дренированию в полосе Махарадзевского молодого прогиба и из-за активизации западного продолжения Мерисского разрыва на северном крыле Гуриантской синклинали структуры.

б) Чаниетская котловина рч. Чолоки. протягивается от Махарадзевской впадины в юго-западном направлении более чем на 5 км, при ширине 2,5-3 км (рис.16). Дно её очерчено горизонталью 100 м и представляет прогиб к юго-западу и северо-востоку (под аллювий I террасы), II террасу. Потому днище этой котловины имеет форму седла. Высота III террасы на склонах котловины снижается от с.Какути до С-З её края от 190 до 108 м; уклон её поверхности, как и профиля современной эрозии испытывает закономерные колебания, подробно описанные на стр.103-105 кн.1970г.

Анализируя морфометрию рельефа Чаниетской впадины, нельзя не заметить деформации террасовой поверхности в средней части котловины, на северо-восточном продолжении оси Джиханджурской антиклинали: за отрезком выполаживания III террасы, ступень с высотой 120 м на коротком расстоянии поднимается к северу до высоты 122,5 м, от которой уже спускается в том же направлении. На участке этого выгиба III террасы, дно современной долины Чолоки наклонено к северу более круто, чем древнее днище, испытывающее поднятие по оси структуры. Это вновь объясняется тем, что современная речка производит работу на северном крыле поднятия, усиливающим уклон русла вниз по течению.

Подобная же ситуация отмечена для древней сухой долины, сохранившейся на южном склоне г.Джиханджури, где проходит теперь шоссе из Махарадзе в Батуми. Дно этой долины, соответствующее уровню III террасы, выравнивается, но уже на западном продолжении оси Джиханджурской антиклинали.

в) Террасы среднего и нижнего течения Натанеби представлены многочисленными реликтами разноэтажных равнин и отличаются выдержанностью уровня и отчётливо выраженными

уступами. Террасовый покров высоких террас, в тех редких случаях, когда он обнажен, характеризуют красноватые и жёлтые песчаные суглинки и пески с прослоями гравия и редкой галькой. Осадки значительно переработаны процессами ожелезнения. Покровный галечник из вулканогенных пород развит только у II и I террас.

К У террасе условно отнесены останцы плато на левом берегу Натанеби, южнее с.Экадия, на уровне 175–181 м. Цоколь террасы построен эоценом. По склонам этой древней равнины врезаны ступени IV террасы – на высоте 140–145 м (по северо-западному краю) и 125–130 м (по юго-западному краю). Изогипсы фрагментов серии террас проходят здесь, в общем, в юго-западном направлении, вдоль западного края полосы развития эоцена, а также в пределах опоясывающих его на западе отложений понта, киммерия верхнего плиоцена и чауды (рис.17).

С востока на запад древние террасы сменяются молодыми.

Поверхность IV террасы спускается к западу и северо-западу то постепенно, то быстро, от 140 м до 90 м в междуречье Бжуджи и Чолоки и от 110 до 60 м в междуречье Чолоки и Шави-гелю.

III терраса от западной окраины г.Махарадзе спускается к западу от 75 до 65 м, как видно, сливаясь на этом отрезке с плоскостью II террасы правобережья р.Скурдуби. Относит.высота этой слитой поверхности – 15,3 м.

Высота II террасы р.Натанеби постепенно убывает к западу вдоль русла Скурдуби от 55 до 45 м, но вблизи устья рч.Гора она неожиданно поднимается до 50 м. Этот уровень выдерживается до слияния с р.Натанеби р.Бжуджи. Глубина эрозионного прорезания этой террасы увеличивается на упомянутом отрезке от 12 до 22,5 м. От изгиба рч.Орапо абс. и отн.высота II тер-

Схема тектонической деформации террас  
Натаневской депрессии



Террасы и изолинии древних морских равнин

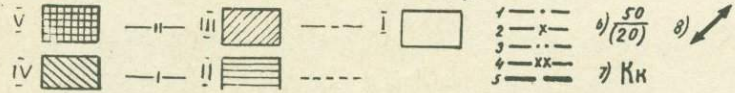


Рис. 17

Т е р р а с ы : У - верхнеплиоценовая, IV - чаудинская, III - древнеэвксинско-узунларская, II - карангатская, I - древнечерноморская.  
 I - ось антиклинали, 2 - антиклинальный выгиб террасы, 3 - ось синклинали, 4 - синклинальный изгиб террасы, 5 - тектонический разрыв, 6 - примерный уровень и превышение над поймой восстановленных поверхностей шельфа и древних пойм, 7 - названия структур или террас, 8 - поперечное поднятие.

расы уже снижается. (Детальное описание морфометрии террас рассматриваемой территории дано на страницах 168-170 диссертации 1973 г.).

Наиболее впечатляющей формой равнинного рельефа в устье Натанеби является вытянутая на 4-5 км вдоль берега моря низина - урочище Испани - шириной 3-4 км. Во внутреннем её овале поверхность I террасы погружена более чем на 2 м ниже уровня моря. Развитие глин и подпор морскими водами создают условия для заболачивания низменности. По окраине Испани кое-где в древних выемках и карьерах вскрыты бурые суглинки с редкой галькой. Аналогичные осадки в овраге ручья Ачквы книзу обогащаются обугленными растениями и включают слои торфа. В овале наибольшего понижения I террасы увеличивается и мощность торфяников. По материалам торфопеработок в карьерах, мощность пластов торфа раздувается от крыльев к оси прогиба от 2,7 до 9 м. Возраст торфа установлен М.И.Нейштадтом (1963) в 6 тыс.лет.

#### Структурный анализ профиля современной эрозии и морфологии террас долины р.Натанеби

На фоне общей морфологии террас Натанебской долины - интереснейшего и наглядного объекта проявления движений структурной продольной и поперечной ориентировки, попытаемся расшифровать характер изменений уклонов профиля эрозии реки, построенного инструментально для большей её части. Он иллюстрируется на рис.18 вместе с геологическим разрезом вдоль р.Натанеби, составленным по интерпретации автора.

Меридиональный отрезок профиля в верховье реки, между

абс. отметками русла 400 и 250 м, сравнительно отлог - коэффициент уклона - 0,016. Уклон резко усиливается перед поворотом реки в широтное направление - 0,03-0,06. На этом интервале рекой прорезается вторичная антиклиналь среднеэоценовых слоев на южном крыле Махарадзевской впадины. В южной окраине этой последней уклон поймы уменьшается до 0,026-0,028, а ниже отметки 140 м - до 0,015. Близ с. Двабзу (отметки 110,8 м) мы можем опереться уже на тахеометрический профиль вдоль р. Натанеби, форма изгиба которого до отметки 99,7 м позволяет связать его с проявлением брахиантиклинальной структуры на меридиане г. Насакирали - с. Зеда-Учхуби. Поднятие её в поперечной зоне и вызвало отчленение от Махарадзевского прогиба вышеописанной Чохатаурской или Букнарской впадины.

Ниже по течению реки уклон поймы ослаблен, показывая на расстоянии нескольких километров колебание - 0,004-0,005 - в пределах дна Махарадзевской впадины. Развитие на северном крыле последней Гама-Мелекедурского антиклинального новообразования отразилось в профиле эрозии (на интервале от 80 до 61,4 м) максимальным выполаживанием - 0,0019 - на своде складки и крутым падением от 0,006 до 0,017 - на юго-западном её крыле. Река прорезает складку под углом к её простиранию.

Гама-Мелекедурская антиклиналь устанавливается, как мы уже знаем, по морфологии IV террасы берегов Натанеби, а миграция последней с юга на север - в современную долину - обусловлена молодым развитием этой складки.

Таким образом, последовательно прогибающаяся в плейстоцене Махарадзевская впадина подверглась к его исходу вторичным дислокациям: на крыльях ее зародились антиклинальные

складки, сузив пределы проявления нисходящих движений основной структуры. В то же время, поднятие в зонах поперечных структур сократило протяженность прогиба.

Профиль эрозии р. Натанеби в западной окраине Махарадзевской котловины снова уменьшает свой уклон (0,003). Из-за пробела в инструментальном ходе, утрачены детали изгиба кривой на подступе к соседней на западе поперечной зоне поднятия Баилети--Джиханджури. Это вынуждает оперировать лишь данными морфометрии террас. Тут отмечается обычное для данной ситуации уменьшение относительных высот ступеней террас на междуречье Натанеби и правого её притока Скурдуби, а также на правобережье последнего. IV терраса на северном борту Махарадзевской впадины спускается с востока на запад от 140 до 92 м; здесь она прорезана рекой всего на 31 м, однако, втянутая в поднятие вторичной продольной Моноастерской антиклинали междуречья Натанеби и Супсы, она поднимается к северу до высоты от 110 до 148 м. III терраса медленно спускается от западной окраины Махарадзевской впадины к западу от 75 до 65 м высоты, сливаясь в этом направлении со II террасой. Превышение над поймой уменьшается для слитой поверхности обеих террас от 20 до 14 м.

Следует обратить внимание ещё на обусловленное живой тектоникой своеобразие морфологии долины Натанеби к западу от Махарадзевской впадины, у восточного крыла смежного поднятия. Это - ветвление речных потоков Натанеби, Бжуджи и Скурдуби на расширенном дне долины площадью около  $6 \times 2,5-3$  км<sup>2</sup>, копируемое в той же полосе причудливыми изгибами овражной сети левобережья Натанеби.

На участке пересечения Натанебской долиной поперечной зоны Баилети--Джиханджури превышение террас над урезом реки

быстро нарастает: IV террасы — до 55 м, III — 35 м, II — 20 м. Профиль эрозии Натанеби между отметками русла 46,2 и 35,4 м отличается от соседних интервалов чередованием протяженных отрезков с крутым уклоном и коротких — с пологим.

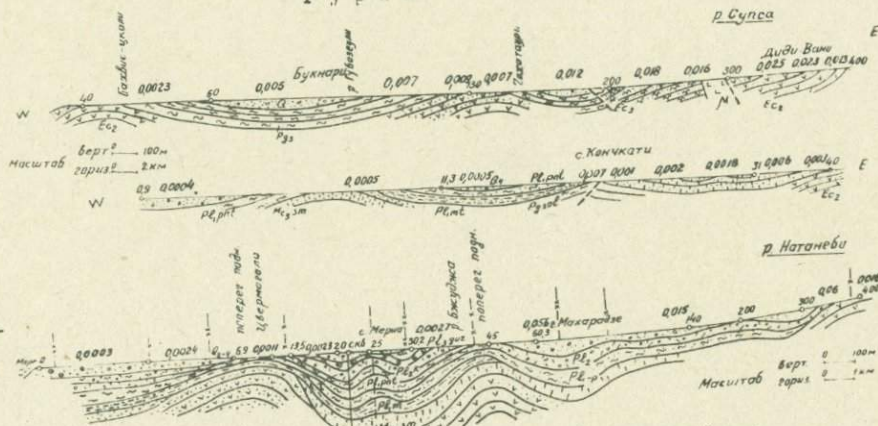
На западном крыле поперечного поднятия Баилети—Джиханджури наклон поймы увеличивается до 0,008, но в окрестностях с.Мериа, в пределах мульды Гуриантской синклинали уменьшается до 0,0018. Мульда располагается уже в полосе оси смежной с Джиханджурской структурой зоны поперечного опускания. На пересечении с ней кровля эоцена под сарматскими слоями опущена до глубины I км ниже поверхности земли, а подошва куяльника — до 350 м. Суммарная мощность здесь гурийских и плейстоценовых слоев осложняющей прогиб вторичной синклинали по данным бурения Грузнефти — 250 м.

Существование осложняющих южное крыло Гуриантской синклинали складчатых новообразований, уловленных нами морфометрическим методом, подтверждено и результатами бурения скважин Грузнефти на пересекающем долину Натанеби поперечнике (между с.Мериа, свх.Лайтури и ручьем Лела). К югу от Мерийской вторичной синклинали, в полосе изгиба ручья Орапо тут оконтурена Лайтурская антиклиналь, а в I км южнее её — Кировская синклинали, плиоценовые слои которой приподняты в сторону Джиханджурской антиклинали и выклиниваются в этом направлении (рис.17, 18).

Связывая изгибы поверхности террас левобережья Натанеби с воздыманием вторичных складок на северном крыле Джиханджурской структуры, мы не должны упустить из виду того обстоятельства, что в той же полосе подняты и правобережные II и III террасы между селами Хварбети и Мериа. Вертикальные подвижки этих террас определены уже иной тектонической

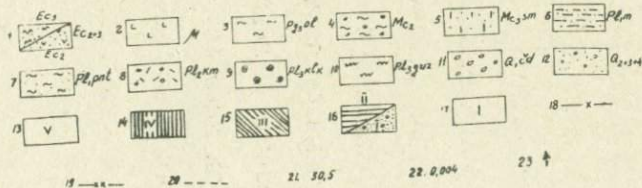
### Геологические разрезы и профили современной эрозии по рекам Г у р и и

- 1 - ср. и в. эоцен,
- 2 - жила порфира,
- 3 - олигоцен,
- 4 - ср. миоцен,
- 5 - сармат,
- 6 - маотис,
- 7 - п о н т,
- 8 - киммерий,
- 9 - куяльник,
- 10 - гурий,
- 11 - чауда,
- 12 - ср. и в. четвер-  
тичные, 13-17 - тер-  
расы - от У до I,
- 18 - антиклинальный  
изгиб, террас,



профиль II террасы  
Натанеби

Масштаб    гориз. 0 100 м  
          верт. 0 1 м



- 19 - синклинальный изгиб
- 20 - тектонические разрывы



Поперечный разрез через долины  
Сулсы и Натанеби



- 21 - высотный уровень,
- 22 - коэффициент уклона  
профиля эрозии,

- 23 - направ-  
ление верти-  
кальных движений.

обстановкой: разрывом небольшой складки, осложняющей мульду Гуриантской синклинали. Разрыв протягивается вдоль реки, совмещая куяльницкие и гурийские слои, слагающие складку (данные Р.И.Пирцхалава, В.П.Агеева, 1961). В отличие от знака ранних движений, в настоящее время по разрыву поднимается южный блок, что подтверждают профили современной эрозии р.Натанеби и описанный ранее изгиб поверхности II террасы между с.Гурианта и ст.Мериа.

Здесь важно подчеркнуть то обстоятельство, что на участке деформации террас позднейшие (верхнеплейстоценовые) восходящие движения Лайтурской складки и дизъюнктивные подвижки характеризуются почти одинаковой амплитудой — 10–12 м.

Ниже по течению Натанеби равномерное колебание уклонов профиля эрозии 0,003–0,006 на интервале между отметками 25,4 и 11,6 м прерывается выполаживанием поймы до 0,0011 между отметками 11,6 и 9,4 м. Далее на запад фиксируется выравнивание профиля — 0,0004–0,0008 между отметками 9,4 и 5 м, сменяющееся западнее усилением профиля до 0,001 и вновь — ослаблением уклона поймы к устью реки — 0,0008–0,0003.

Излом профиля эрозии Натанеби на участке слияния с ней ручья Чахвата повторен инструментально замеренным изгибом поверхности II левобережной террасы этой реки — 0,0006–0,0027.

Так выражает себя ограничивающее с запада зону Гуриантского прогиба Цвермагальское поперечное поднятие, геологические и морфологические признаки которого подробно описаны были ранее.

Поднятие Цвермагала быстро затухает к югу, судя по тому, что поверхность II правобережной террасы р.Натанеби в окрестностях одноименного села имеет в полосе оси поперечного поднятия сравнительной крутой уклон к югу — 0,0038, в то время

как на западном крыле поднятия уклон - 0,0025.

Отзвук воздымания Цвермагала можно узнать в изломах профилей эрозии ручьев Чолоки, Очхамури и др. в их низовьях.

Своевременным будет вновь вернуться к примеру Цвермагальской структуры. Это - исключительный случай, когда дислоцированные морские чаудинские осадки подняты близ берега на достаточно большую высоту. Можно представить, что постчаудинское формирование складки сопровождалось интенсивным поднятием, обгонявшим абразионное и эрозионное срезание её свода, уровень которого - 120 м характеризует предел поднятия террас этой стадии. Но соответствующая ей IV терраса района спускается к приморской равнине до высоты 70-80 м. Следовательно, поднятие свода структуры Цвермагала на 50-60 м выше уровня чаудинского шельфа прибрежной полосы - объяснить иными, чем поперечное поднятие, явлениями не представляется возможным. Анализ морфометрии террас во всей этой зоне влияния Цвермагальской структуры, а также - профиля современной эрозии р. Натанеби, говорит в пользу молодых движений складки. Именно на оси зоны субмеридионального воздымания и происходит поднятие сложенного сарматом ядра вторичной антиклинали гурийских слоев бассейна р. Сефы, охарактеризованных выше упоминавшейся фауной.

Ось поперечного поднятия Цвермагала на междуречье Супсы и Натанеби в плане слабо изгибается в виде дуги, выпуклостью к морю. Параллельно ей и располагается вдоль морского берега серия циклических террас.

В заключение следует остановить внимание на следующем: на южном приморском берегу Натанеби густая сеть ручьев между речкой Чолоки на севере и ур. Испани на юге, в их числе Очхамури и Шавигеле, текут не в сторону низины Испани, а на

северо-запад, по северному её краю. В том же направлении происходит дренаж поверхностных потоков и верховодки заболоченного урочища Испани, а также дренирование ручьев, прорезающих террасы Мухазэстате. Поверхностный сток соответствует направлению общего подземного стока по уклону коренных пород под чехлом четвертичных осадков. О погружении слоев не к западу, а к северо-западу говорит и наклон поверхностей комплекса террас Мухазэстате: наряду со слиянием площадок IV, III, II и I террас в северо-западном направлении, здесь, на их западных склонах отмечаются отчетливые уступы ранних ступеней над поздними.

Явление это можно объяснить, с одной стороны, голоценовым развитием Испанского прогиба, когда речная сеть была, в основном, заложена, с другой стороны, — большей интенсивностью поперечного поднятия Баилети—Джиханджури, создающего более крутой уклон рельефа на северо-западном крыле этой структуры.

### Особенности неотектонического развития

#### Рионской депрессии

I. Зона наибольшего опускания Грузинской глыбы в западной части Рионской впадины — Колхидский прогиб — представляет сложную морфоструктуру. Её новейшее развитие на фоне общего глыбово-пликативного погружения характеризуется контрастными движениями последовательно формирующихся на дне и крыльях Рионского синклиория складок и дизъюнктивов.

Не исключено, что выявленные разведкой на дне Колхидского прогиба вторичные синклинали являются реликтами древней его структуры в её девственном виде, позже переработан-

ной вторичными дислокациями.

2. Колхидский прогиб раскалывается рядом широтных разрывов, установленных геофизическими методами. С севера на юг это будет Очамчирский, Гальский, Цаишский и Рионский разрывы, вдоль которых приподняты южные блоки. От Очамчирского к Рионскому разрыву амплитуды молодых подвижек возрастают от 200 до 400 м. Наибольшая глубина опускания кровли меловых отложений в этих пределах, по данным сейсморазведки, минус 3,2-3,4 км, наименьшая глубина - минус 1,8-2,4 км. Знак и интенсивность смещения унаследованы четвертичными движениями. На участках древних опусканий кровли мела подошва чауды спускается до минус 600-900 м, на участках воздымания - до минус 150-300 м.

Увеличенная мощность чаудинских отложений в Кулевской и Южно-Колхидской синклиналих, должно быть, связана с длительными и устойчивыми, в процессе осадконакопления, нисходящими движениями северных блоков Рионского и Супсинского глубинного (на границе с Гурией) разломов.

3. Вторичные складчатые дислокации, осложняющие Колхидский синклинорий, оконтурены в процессе геофизических исследований и разведочных работ. Среди этих складок в Причерноморье выражены такие как Чаладидская, Кулевская, Оквинарская, Гальская, Очамчирская и Малтаквская антиклинали и Хобская, Коратская, Потийская, Пичорская синклинали (А.Лалиев, Е.Вахания, В.Левченко и др.).

Различные амплитуды поднятия антиклинальных складок, одинаково удаленных от оси прогиба, зависят, по-видимому, от их возраста: чем моложе складка, тем меньше её амплитуда, а, следовательно, и порядок. В то же время, увеличенные мощности плиоценово-четвертичных отложений во вторичных син-

клиналях Колхидского прогиба, по сравнению со смежными антиклинальными складками, указывает на конседиментационную в нём складчатость.

Контрастные движения дислоцирующих Колхидскую структуру складок, в ряде случаев, отражаются в чередовании морских и пресноводно-континентальных отложений, к которым приурочены залежи торфа (окрестности сёл Анаклия, Набада, Малтаква и др.). Последние отлагались в верхнем плейстоцене и голоцене, по всей вероятности, при локальных поднятиях антиклиналей, которые срезались эрозией или абразией.

Воздымание самых молодых складок Колхиды, синхроничное поднятию I террасы, датируется археологическими исследованиями района Кулеви в 4-5 тысяч лет (Н.В.Хоштария, 1946).

4. Анализируя строение Колхидской синклинальной впадины, нельзя не обратить внимания на дуговидное расположение звеньев молодых дислокаций в северо-западной и северо-восточной её частях. Эти погребенные антиклинали ориентировкой своей повторяют простирание поднятых антиклинальных структур Мегрельской подзоны (Сатанджио, Урта, Экис-мта и др.) по западному, южному и юго-восточному бортам Центрально-Мегрельской синклинальной впадины. На крыльях этих структур подошва кайнозойского комплекса пород Колхидского прогиба круто поднимается к востоку и северо-востоку. Всё это позволяет считать генетически родственными обе рассматриваемые единицы. В их движениях проявляется взаимосвязанное развитие Грузинской глыбы и переходной к ней зоны под воздействием процессов складчатости южного склона Кавказа. Эти движения не успокоились до настоящего времени, о чём свидетельствует сейсмическая активность глубинного разлома под дугой Абедати - Экис-мта и приуроченность к этой зоне

термальных источников.

Нельзя упускать из поля зрения и того обстоятельства, что в расположении осложняющих структур по бортам Мегрельской депрессии и продолжающих их погребенных складок Колхиды намечается поперечная конфигурация. Эти вторичные дислокации, в общем, сгруппированы двумя субмеридиональными рядами, из которых западный заканчивается на юге Цвермагальским, а восточный — Джиханджури-Баилетским поперечными поднятиями Гурии. Ими как бы опоясана с двух сторон суживающаяся к югу зона меридионального поднятия Центрального Кавказа.

5. Пока мы не располагаем критериями определения истинного характера развития Колхидской синклиновой впадины. Можно лишь предполагать непрерывный процесс общего её погружения, осложненный последовательным (от верхнего плиоцена к голоцену) выгибанием позитивных форм. В то же время, фациальное изменение выполняющих впадину молодых осадков и, именно, смена грубозернистых фаций вверх по разрезу мелкозернистыми и пелитовыми разновидностями на большом протяжении Колхидской низины указывает на прерывистость тектонических движений лежащего за пределами впадины региона. Чередованием поднятия и остановок обусловлена разная степень активности процессов разрушения циклично поднимающихся структур горной области, материалом которого и питается Колхида.

6. Структурно-морфологическое развитие северной и южной периферии Рионской депрессии запечатлелось в различном высотном положении террас, соответствующем различным циклам складкообразования и положению относительно самой структуры этого цикла, который отвечает её порядку.

Здесь надо учесть и иную сторону вопроса. При развитии

складок, разной скоростью восходящих движений отличаются не только свод и крылья структуры, но, нередко, — крылья и периклиналь. В этом убеждают данные об изгибах террас на крыльях Моквинской антиклинали, комплекса террас Мухазтата, левобережных террас низовья Кодори и другие факты. В приводимых примерах мы встречаемся не только с большей интенсивностью вертикальных движений на локальном участке крыла структуры, но, как видно, и с непрерывностью их в течение ряда циклов. Не исключено, что это происходит при условии осложнения крыла структуры синклинальным изгибом брахиформного типа, когда процесс протекает наподобие развития крупных синклинальных впадин. В результате, слияние террас по линии наибольшего изгиба крыла структуры сочетается с серией обособленных террас в её периклинали.

7. Вертикальные тектонические движения разных порядков отразились в сложном рельефе северо-западной полосы Причерноморья и ограничивающей её переходной зоны между складчатой системой Б.Кавказа и Грузинской глыбой. Если охватить здесь взглядом морфологические единицы, коррелирующие с тектоническими структурами, то представляются они в таком виде:

Широкие плоские формы рельефа — "морфоскладки" 6 порядка, приуроченные к сводовым поднятиям миоплиоценовых слоев северо-западной части района, осложнены синклинальными впадинами — структурами 7 порядка, которые выполнены относительно мощными четвертичными галечниками (прогибы Салхино и Сальме в бассейне Псоу).

Единицы 6 порядка прослеживаются и к юго-востоку, оконтуривая в районах Гагры, Дурипши и Нового Афона формы более высокого — 5 порядка — антиклинали меловых отложений — Гаг-

ринскую (Зырху), Отхара и Аж-Амгва. Крылья этих складок осложнены вторичными контрастными формами, которые и по возрасту моложе.

Наиболее отчётливо выражены здесь синклиналь Аквача, антиклинали Мзахва и Анухва, образующие структурные террасы, уровню которых в районе Нового Афона соответствуют абразионные террасы.

Междуречье Гумисты и Маджарки характеризуется продольно вытянутыми антиклинальными гребнями меловых отложений 5 и 6 порядков, формирующимися в разные интервалы плиоцена. Эти гребни разделены неширокими синклинальными депрессиями того же порядка, заполненными майкопскими глинами. Иногда же между ними располагаются более молодые плоские впадины 7 порядка (Шрома, Цинсвля) с четвертичными накоплениями более увеличенной, чем за пределами прогибов, мощностью аллювия. Формы эти раскрываются к юго-востоку, ширина и прогнутость их возрастают в том же направлении. Структуры 6 порядка и осложняющие их юго-западные крылья складки 7 порядка прослеживаются до Очамчирской депрессии, по бортам которой получают господство брахискладки 7 порядка.

На крыльях структур средних порядков Абхазского Причерноморья развиваются молодые складки, печатающие свои контуры в изгибах террасовых поверхностей. Среди новообразований отчётливо выражены Драндская антиклиналь и складки Лыхны (8-9 порядки), Кодорская синклиналь и складки в устьях Маджарки, Мокви и Галидзги (10, 11, 12 порядка).

8. Южная периферия Рионской впадины отличается развитием широтных складок 6 порядка, параллельных антиклинорию 5 порядка Аджаро-Триалетской системы, на крыле которого они возникли. В отличие от северной - абхазской периферии деп-

рессии, молодая складчатость формируется тут не только на крыльях структур средних порядков, но и на западных их периклиналях. Это вызвано густой сетью скрещивания продольных и поперечных структур, западные из которых проходят вдоль приморской равнины.

Из складок 6 порядка здесь представлены Джиханджурская, Кончатская и Нигоитская антиклинали и разделяющие их Гуриантская и Хриалетская синклинали. Вероятно, к тому же порядку следует отнести поднятие поперечной перемычки, отделившей от Махарадзевской впадины Букнарскую котловину.

На крыльях и периклиналях этих структур в постчаудинский импульс движений возникли складки 7 порядка - Монастерская и Бешманетская антиклинали и Махарадзевская синклиналь - следствие вторичных дислокаций (в том числе - субмеридиональной ориентировки), осложнивших Гуриантскую синклиналь. Структурам этим подчинены складки 8 порядка - Гагма-Мелекедурская и Лайтурская антиклинали и Кировская синклиналь. С более поздней дислокацией - 10 порядка - связано обособление Чаниетской котловины - юго-западного продолжения Махарадзевской впадины. К тому же порядку, вероятно, следует отнести и Кинтришскую антиклинальную складку<sup>х)</sup>. Представителем голоценовых дислокаций Гурии является синклинальный прогиб Испани.

9. Подчиненность складок единицам предыдущей стадии формирования не исключает зарождения их на крыле ещё более ранней структуры, не претерпевшей вторичных дислокаций. Однако, для описываемой зоны это явление отмечалось реже, чем для высокогорных областей.

В северной и южной периферии Рионской депрессии между реками Псоу и Чорохи в большинстве случаев складки раннего

х) Её проявление описано на стр. 109 в кн. 1970 г.

образования наращиваются в сторону Черноморской впадины или оси прогиба Грузинской глыбы всё более молодыми складками плейстоценовых и голоценовых циклов. Там, где складки срезаются эрозионными или абразионными поверхностями, о существовании их можно узнать по характеру изгибов последних.

Возрастная последовательность по-этажно расположенных плоскостей эрозии контролируется не только фаунистически датированным уровнем эталонов-террас, но и нумерацией от самых молодых ступеней - I, II и III террас, величина относительного превышения которых с малой разницей сохраняется для регионов различных складчатых зон.

Вариации уровня террас в пределах каждой серии будут казаться случайными до тех пор, пока, с помощью съёмки террасовых поверхностей на широкой площади, их динамика во времени и пространстве не будет сведена к картографическому изображению, осмысленному структурным анализом. Потеря в этих условиях отдельных звеньев поднятия террас может быть сведена к минимуму.

Условная датировка террас дается в работе в соответствии с результатами литолого-фациального анализа неогеновых и четвертичных отложений Причерноморья Грузии по исследованиям с 1963 по 1968 гг. А.А.Чиковани. Для разреза стратиграфических комплексов этих осадков характерна смена по вертикали пелитовых терригенными образованиями. Первые аккумуляровались в этап ослабленной эрозии того или иного цикла, когда выработывалась поверхность террас в условиях пониженного стояния континента, вторые - результат аккумуляции осадков в этап орогенетических поднятий. В связи с этим и были намечены возрастные пределы стадий седиментации, позволившие именовать террасы: УП - нижнеэоценовой,

VI - верхнепонтическо-нижнекимерийской, V - верхнекуяльницко-гурийской, IV - чаудинской, III - древнеевксинско-узунарской, II ранне- и поздне-карангатской и I - древне- и ново-черноморской.

Ю. Серии террас Рионской депрессии, связанные с конкретными вторичными дислокациями, обнаруживают зависимость от развития продольных структур высокого ранга, определяющих общее высотное положение террасовых поверхностей, изменение мощности аккумулятивного покрова террас и величину межтеррасовых интервалов. Наряду с этим, на террасы влияют и поперечные структуры, контрастные движения которых тоже создают вариации уровня террасовых поверхностей и мощности их покрова, а также - величин межтеррасовых интервалов, но уже в долготном направлении. Структуры эти различаются интенсивностью вертикальных движений и значительной протяженностью.

Различные амплитуды движений поперечных зон сказываются в степени деформации рельефа.

Если прирост амплитуды поднятия за четвертичное время для более крупных поперечных зон - Цахвоа - Гагра, Ахупач - Аныха-Паара или Баилети-Джиханджури оценивается в несколько сотен метров, то в зонах небольших поднятий, таких как Ах-Бапширское, Эшерское или Цвермагальское, амплитуда четвертичных восходящих движений, наложенных на поднятия продольных структур, выражается всего в нескольких десятках метров.

Проектируясь на широтные (продольные) депрессии, поперечные структуры средних порядков слабо выявляют себя, так как инверсия дна прогиба там, где это не обнаруживается с помощью бурения, геофизических или инструментальных методов,

скрыта от нас под молодыми осадками. В таких случаях может создаться неверное (как ранее у автора этого труда) впечатление о чередовании в одной поперечной зоне поднятий и прогибов.

Разной интенсивностью прогибания отличаются также поперечные негативные структуры. Например, прогиб в низовье Бзыби фиксируется по небольшим изгибам поверхности комплекса четвертичных террас на обоих берегах реки. Проявление здесь поперечной зоны опускания несколько маскируется продольной голоценовой складчатостью мыса Пицунда.

Молодым поперечным прогибанием определено также развитие рельефа долины Хипсты, с её меридионально вытянутыми, неглубоко прорезанными рекой четвертичными террасами. В морфологии их запечатлелись протяженные ингрессии Чаудинского, а позже — Эвксинско-узунларского морей. Нижняя часть долины становится в верхнем плейстоцене областью аккумуляции речных осадков, мощность которых нарастает к морю.

При пересечении зонами поперечных опусканий продольных долин, в молодых синклиналях формируются брахиформные прогибы, непрерывные нисходящие движения по оси которых обуславливают слияние и скрещивание четвертичных террас. Прогибы эти отличаются по амплитуде нисходящих движений. Наименьшей обладают наиболее юные из этих форм, такие как Испанская или Пицундские.

II. Структурно-морфологический анализ террас приморской полосы Грузии объясняет кажущееся несоответствие уровней и выявляет план молодых тектонических деформаций. В волнообразных изгибах морские террасы сохранили свое первичное положение лишь на участках динамического равновесия, т.е. в местах смены положительных движений отрицательными.

Именно по ним следует судить о изменениях базиса эрозии циклических террас - уровня моря.

### К у р и н с к а я   в п а д и н а

Восточная часть межгорной молассовой впадины протягивается от Дзирульского массива до Южно-Каспийской впадины. В этом направлении увеличивается ширина депрессии и нарастает амплитуда молодого прогибания - от 2 км в верхнем до 7 км в нижнем течении Куры, что выражается в постепенном увеличении мощности верхне-сарматских и плиоценово-четвертичных осадков с запада на восток. В том же направлении, по взгляду Е.Е.Милановского, происходит омоложение складчатых процессов, в связи с разрастанием в стороны поперечного поднятия Центрального Кавказа.

Строение фундамента Куринской впадины неоднородно. В северной её части складки нижней и средней юры погружаются под молассы, а в южной части, где лейас размыт, байос залегает на палеозойском субстрате и перекрывается маломощной толщей мела.

По представлениям П.Д.Гамкрелидзе (1964), в обоих этих регионах в олигоцене образовались прогибы, объединившиеся в миоплицене, благодаря прогибанию центральной области в одну крупную межгорную депрессию.

#### I. Зона Внутренней Картли

Тирифоно-Мухранская впадина. В ней чётко выражены два типа рельефа: на складчатом основании мезо-кайнозойских

отложений северного и южного её бортов и на кайнозойском чехле собственно Куринского прогиба.

Наиболее широко развит в районе тип рельефа, объединяющий продольные хребты и долины, выработанные на складках неогеновых отложений. В основном, показывая преобладание эрозии и денудации над аккумулятивными процессами, рельеф этот характеризует на отдельных участках преимущественное развитие аккумулятивных форм — продольные долины — древние области накопления речных осадков. Они как бы нанизаны обособленными звеньями на негативные структуры широтного простирания. В южной находятся Тирифонская и Мухранская долины, разделенные небольшим Игозтским поднятием; в северной расположены: Бодорнская равнина; на западе от неё — Мчадис-Джварское расширение долины Нареквави; на востоке — расширенная в окрестностях Булачаури Арагвинская долина, восточнее — долина Эрцо.

Крылья синклинальных структур, совпадающих с морфологическими депрессиями, обнажаются по бортам последних; мульты разведаны по целому ряду буровых скважин геологических, гидрогеологических и геофизических исследований.

Наиболее существенным в морфологии Тирифоно-Мухранской депрессии является наличие широтно распростертых равнин, ограниченных террасированными склонами. Ряды высоких террас продольно вытянуты вдоль краевых гребней депрессии. Не прерываясь на Игозтском участке, они генетически связывают Тирифонскую и Мухранскую впадины.

Пропилив узкими ущельями северную краевую возвышенность, реки Большая и Малая Лиахви, Меджуда, Лехура, Ксани, Арагви и др. неглубоко врезаются в современное дно расширенных

долин, Вновь пропилив узкими ущельями южный краевой гребень — Квернаки—Цлеви—Тохтымта—Схалтба—Сагурамский, эти реки соединяются с Курой (рис.19).

Геологическое строение. Тирифонская и Мухранская впадины выработаны в постсреднесарматских континентальных осадках, являющихся результатом накопления, в основном, грубообломочного материала размыва хребтов Большого и Малого Кавказа (Н.Б.Вассоевич, 1936; Л.В.Когошвили, 1955).

Основываясь на ряде составленных нами разрезов миоплиоценовых отложений по бортам Картлийской впадины, можно заключить, что в западной её части литологический состав осадков выдержан по простиранию, несмотря на резкое фациальное изменение отдельных горизонтов и линзовидное залегание. Гартискарская свита представлена конгломератами, гальки которых образовались за счёт размыва, преимущественно, пород эоцена, мела и лейаса. Нацхорскую свиту (верхний сармат) представляет здесь чередование песчаников, суглинков, гравелитов, реже — конгломератов.

Отмечено общее изменение литологии миоплиоценовой толщи с запада на восток. Если по берегам Лиахви развиты однообразные валунные конгломераты, то восточнее разрез делается пестрее за счёт переслаивания конгломератов, песчаников и суглинков. Последние побеждают в восточном крае Тирифонской впадины.

Нижнеплиоценовый возраст гартискарской свиты конгломератов (мэотис) подтвержден открытым нами в пластующихся с ними суглинках северного борта прогиба (окрестности с.Аркнети) богатым комплексом определенной Л.К.Габуния гиппарионовой фауны (Л.В.Когошвили, О.А.Сепашвили, 1953).

Сходными фациями представлены постсреднесарматские отложения также в Мухранской впадине: гартискарскую свиту составляют преимущественно конгломератовые, а нацхорскую — песчано-суглинистые фации. По северному борту впадины различие двух свит нивелируется, в обеих господствуют конгломераты. К востоку несколько увеличивается участие глинистых прослоев, а вверх по разрезу — крупногалечного материала.

Молассы Мухранской долины в большинстве немые. Лишь в верхних слоях миоплиоцена в керне буровой скважины у с. Мухрани автором обнаружены обильные гастроподы, а в обнаженных у с.Тваури прослоях глин этой толщи найдены кости гиппарионов, жирафов и др. позвоночных. Они отнесены Л.К.Габуния к мэотическим.

Систематизация по проведенным непосредственно автором описаниям керна всех гидрогеологических скважин Тирифоно-Мухранской депрессии дана в научных отчётах (1953-54 гг.) и обобщена в книге (1970). На этих же страницах вновь следует подчеркнуть, что для разреза миоплиоценовых моласс, лежащих в подошве антропогенных осадков в мульде Мухранской синклинали, характерны уплотнение слоев и сланцеватость в горизонтальном направлении, а также горизонтальное расположение галек плоской их стороной и скопления песчинок. Всё это — признаки свойственного мульде синклинали горизонтального напластования миоплиоценовых конгломератов. Веским доказательством служат также вскрытые буровыми скважинами субартезианские горизонты подземных вод, выдержанные на большое расстояние на сходных высотных отметках в пределах Мухранской и Тирифонской долин.

Несмотря на общее однообразие терригенных постсреднесарматских осадков депрессии, изменение их состава подчиняется

определенной закономерности. Детальные исследования автора помогли сделать вывод, что древнее русло главной речной артерии в миоплиоцене проходило вблизи южного борта Мухранской долины. Области размыва и сноса осадков лежали по обоим берегам этого бассейна. Эрозионную работу производили многочисленные, разные по режиму и площади деятельности, речные и временные потоки, вливавшиеся в крупную широтную артерию. В её бассейне происходили распределение и грубая сортировка поступающего терригенного материала.

Широкое развитие в Тирифоно-Мухранской депрессии конгломератов определяет характер четвертичных отложений, в большинстве представленных гелечниками. Это усложняет в ряде случаев отделение от элювия миоплиоценовых конгломератов, если мы сталкиваемся с эрозионным их срезом, выраженным в сходной фации. Лишь с помощью площадного подсчёта компонентов петрографического состава конгломератов депрессии удавалось установить значительное различие в составе террасовых и коренных конгломератов. Наметились также области размыва и пути переноса материала некоторыми четвертичными реками. Вопросы эти детально рассмотрены в работах автора 1956 и 1970 гг.

Черты строения Тирифоно-Мухранской депрессии определяются ее тектонической природой. Внешняя часть северного борта единицы - предгорье Большого Кавказа, - складывается изоклинальными складками, опрокинутыми на юг и разорванными рядом надвигов. Наряду со смягчением складчатости, последние к югу затухают, также как и влияние дислокаций Большого Кавказа, и на северном борту Тирифонской впадины, вместе с

Схема тектонических деформаций террас  
депрессии Каргли

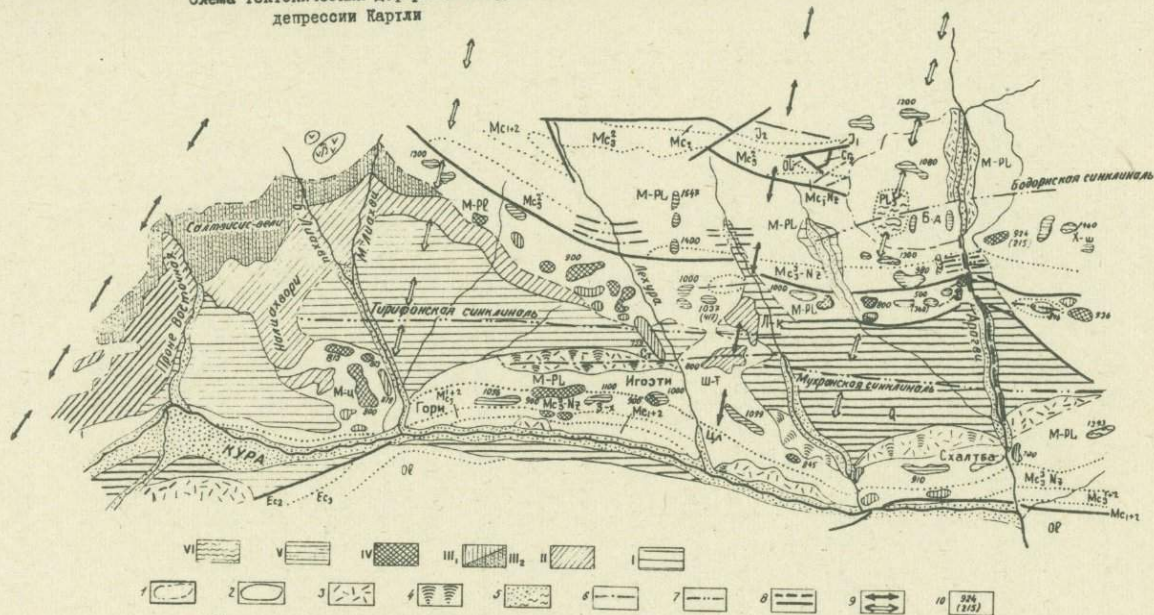


Рис. 19

**Южный склон Б.Кавказа:**  $J_1$  - лаяс,  $J_2$  - байос,  $S_1$  - сенон,  $E_2$  - ср.зоцен,  $O_1$  - олигоцен,  $M_{3+2}$  - ср. и ниж.миоцен,  $M_3^{ниж.}$  - ниж. и ср.сармат,  $M_3^{ср.}$  - верх.сармат - Нацхорская свита,  $M-PL$  - Душетская свита,  $\beta$  - базальты,

**Северный склон Триаletского хребта:**  $E_2$  - ср.зоцен,  $E_3$  - верх. зоцен,  $O_1$  - олигоцен, террасы от VI (среднепалеогеновая) до I (прогнутые-обособленные-2), 3 - дельвий, 4 - оползни, 5 - пески/глины, 6 - оси антиклиналей, 7 - оси синклиналей, 8 - разрывы, 9 - зоны поперечных поднятия и опусканий, 10 - примерный уровень и превышение над поймой восстановленных профилей древней эрозии.

линейными складками, проявляются небольшие куполовидные структуры покровного типа.

Во внутренней части северного борта депрессии шириною в 1,5-2 км на большое протяжение тянется зона широтных асимметричных складок в миоплиоценовых слоях (две антиклинали и разделяющая их синклинали), наклоненных к югу. Степень их сжатия увеличивается к востоку, где они дислоцированы в форме флексур (правобережье Арагви).

На зону асимметричных складок надвинуты с севера среднесарматские слои (Громская антиклиналь) и верхнесарматские (Одзиси-Чопортская антиклиналь).

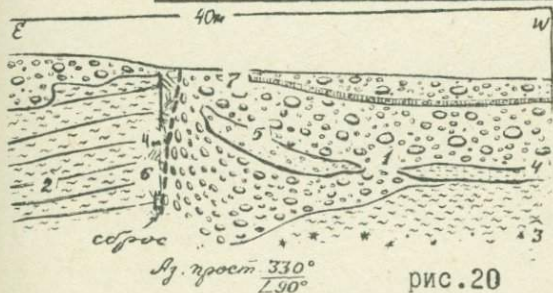
Южное крыло синклинория, обнаженное в южном борту депрессии, отличается спокойным моноклинальным падением постсреднесарматских осадков на север.

Комплексными исследованиями определяется положение оси Тирифонской синклинали в широте сел Цители-убани, Дзевера, Квемочала и Ламискана (примерно, в средней части современной котловины). Южное крыло этой структуры осложнено Оками-Малхазисцверской антиклиналью, сильно суженной на территории Игоэти. Антиклиналь отделяет от Тирифонской синклинали Игоэти-Надарбазевскую синклинали. Последняя, резко расширяясь к востоку, переходит в крупную Мухранскую синклинали одноименной долины.

Южное крыло Окамской антиклинали, вскрытое оросительным каналом на южном склоне г.Шави-Тке, падает на юг под углом 35-40°. На западном же продолжении складки, в окрестностях с.Игоэти, обнажаются интенсивно дислоцированные слои конгломератов, поставленные на голову, с загнутыми к югу верхушками, плейчатостью и дроблением. На участке междолинного Игоэтского поднятия, вблизи развалин часовни

Цители-Сакдари, горизонтально залегающие крупногалечные конгломераты, гравелиты и суглинки миоплицена рвутся под аз.простираания  $330^{\circ}$  вертикальным разрывом, вдоль которого галька располагается параллельно сместителю, принимая горизонтальную ориентировку при удалении от него (рис.20).

Разрез свода Игоэтского поднятия



1 - конгломераты и 2 - суглинки М-РІ, 3 - пласты и 4 - линзы ожелезненных суглинков, 5 - гравелиты, 6 - разрыв с зоной дробления, 7 - конгломерат, сцементированный гидрокарбонатами кальция.

Итак, перед нами - расширенные крутокрылые синклинали - типичные структуры Грузинской глыбы, осложненные вторичными складками, формой и ориентировкой, отражающими влияние складчатости Большого и Малого Кавказа. Наряду с этим, отчётливо выражается в структурах и рельефе воздействие на продольную складчатость поперечных зон контрастных движений.

Террасы на склонах депрессии и их деформация.

По бортам Картлийской депрессии выделяется несколько ярусов террас, в морфологии которых запечатлелись как развитие крупных структур района, продольных и поперечных, так и дислокации на вторичных позднейших складках.

Наиболее ранней террасой в группе этих форм является VI, чаще представляющая эрозионный срез рельефа. На вершине Мисакциельского хребта высота VI террасы 1100-1200 м. Она приурочена к своду Мисакциельской антиклинали и состоит из горизонтальными слоями валунных конгломератов из эоценового песчаника и известняка, реже - мергеля, измененной изверженной породы и кремня .

На западном продолжении Мисакциельского гребня (междуречье Лехури и Ксани) фрагменты УI террасы подняты до абс. высоты 1409 м в приподнятом крыле Одзиси-Чопортского разрыва. К северу реликты синхроничной террасы медленно поднимаются, достигая в широте с. Мосабруни 1547 м. В соседнем же районе к западу (окрестности с. Меджврисхеви), а также в полосе сёл Земокере — Икота обрывки плато той же террасы фиксируются уже на меньшей высоте — 1280—1300 м (сказывается влияние поперечной негативной структуры).

Обрывки УI террасы наблюдаются также по восточному борту Бодорнско-Булачаурской впадины, по северному и южному краям Тианетского расширения долины Иори и по западному краю гребня, ограничивающего с севера долину Эрцо.

Наиболее важен с генетической стороны останец покровных конгломератов УI (среднеплиоценовой) террасы вершины Хвтис-шобели —х-ш<sup>х</sup>) (левобережье Арагви). Выровненная вершина усеяна валунами и гальками песчаников, известняков, порфиритов, мергелей, редко — гранитов. (Конгломерат этот близок по составу конгломератам верхней части Мисакциельского хребта). Слагающие вершину Хвтис-шобели конгломераты обнажены ниже по её склону на участке Вардиант-Клде, где они пластуются с небольшими линзами мергеля и ружляковыми песчаниками, падая под аз. 20°  $\angle$  от 12 до 17°.

Более распространены в районе реликты У террасы. На северном борту Мухранской впадины её представляет поднятое до высоты 870—900 м Бодорнское плато, описание которого дано особо. На Мисакциельском хребте к У террасе относятся крупные обрывки равнины под с. Ахалдаба, значительно нарушенные оползневymi процессами. Последние подготовлены молодым смещением южного блока Одзиси-Чопортского разлома, х) В условных обозначениях показаны на схеме тектон. деформаций террас (рис. 19).

опустившим останец У террасы до уровня 900 м, тогда как в поднятом крыле высота её 950-980 м (410-360 м отн. выс.). Но на поверхности террасы Ахалдаба запечатлелась также волнистость на вторичных продольных складках, осложняющих северное крыло Мухранской синклинали: депрессионный изгиб перед рощей св.Георгия, южнее - слабо выраженный выгиб, сменяющийся к югу продольной вогнутостью, параллельно которой терраса вновь антиклинально выгнута. Более высокая её часть на отм. 1050 м - по-видимому, принадлежит фрагменту У террасы, втянутому в поднятие северного блока разрыва.

На западном продолжении Мисакциельского хребта на уровне У террасы срезаны вершины Ломовани и Сатиби на высоте 898 м и 1000 м (отн. выс. 318-420 м), из которых второе плато попадает на ось Окамской антиклинали, приподнятой в поперечной зоне Игоэтского поднятия. На западе У терраса широко развита в окрестностях сёл Вакэ, Громи, Икоти (1037-1066 м), Кв.Икоти (1100-1120 м) и Дидахо (1126 м).

Стержневая часть южного краевого гребня Тирифоно-Мухранской депрессии на большом протяжении сnivelирована на уровне У террасы, хотя высота её фрагментов и колеблется в зависимости от региональных или местных тектонических факторов. Так, по южному краю Мухранской долины деформированная площадка этой террасы расположена на высоте 910 м (Схалтбис-кели), к востоку же она повышается до высоты 1040 м (вершина Гоготи-сери). В этом сказывается общая тенденция увеличения темпа воздымания складок к востоку под влиянием зоны поперечного поднятия Тебулос-мта--Ялно.

Западным продолжением У террасы Схалтба является эродированная на уровне 1099 м вершина хр.Цлеви - Цл (отн. в. 509 м). К западу её сменяют нарушенный оползневыми смещениями

останец площадки высотой 1009 м, затем - группа фрагментов в окрестностях с.Надарбазеви на уровне 1072-1112 м (отн.в. 500-580 м). Депрессия в рельефе, занятая в настоящее время озером, по-видимому, результат обособления узкой синклинали на северном крыле Квернакской антиклинальной структуры, в связи с формированием Оками—Малхазисцверского антиклинального новообразования. Обстановка усложнена дизъюнктивной тектоникой, обусловившей здесь экзотектонические явления. Важно отметить, что уровень У террасы в мульде синклинали, занятой озером, соответствует высоте синхроничной Базалетской террасы. Как уже было сказано, У терраса испытывает поднятие на своде Квернакской антиклинали, осложненное восходящими движениями по разрыву на границе нацхорской и гартискарской свит.

Наиболее интересным и важным объектом наблюдений является древне-аллювиальный конгломератовый покров У террасы, обнаженный в верховье рч.Зегардис-хеви (З-х), мощностью около 25-30 м (обнажение недоступно).

В гальке на поверхности этой террасы подсчитан состав материала: по 40% зеленого и аркозового песчаника и зернистого и мергелистого известняка, около 10% кварцита, остальное - розовый порфир и андезит. Размер гальки значительно уменьшен, по сравнению с конгломератом М-Р1 цоколя. Слои террасового покрова залегают горизонтально на конгломератах цоколя, падающих на север под углом 35-40°. Материал последних на 80% состоит из аркозового песчаника, 10-15% - из известняка мергелистого и зернистого, 5% - порфирита, кремня и кварцита

По склонам У террасы врезаны ступени IV - бакинской террасы. На южном склоне Мисакциеле-Сатибского хребта

обрывки её ступеней, а порой - аллювиального покрова, можно встретить на обособленных оврагами отрогах гребня, с наклоном к оси Мухранской котловины, на высоте около 800 м. В районе с. Оками крупный останец IV террасы Шави-Тке (Ш-Т) антиклинально выгнут, имея на шарнире выгиба высоту 859 м. К западу поверхность террасы спускается до 803 м. Восстановленный профиль её эрозии на северном борту депрессии поднимается к С-З до уровня 900 м (окрестности сёл Кодис-цкаро, Орчосани, Карапила). В то же время, поверхность террасы волниста на вторичных складках, в большинстве, коротких, брахиформных. Она усыпана гальками и валунами песчаника и известняка. В склонах оврага Орчосанис-хеви вскрыты горизонтальные слои суглинков и песчаников с прослоями и линзами галечника. Они срезают дислоцированные конгломераты М-РІ.

По берегам М. Лиавхи, в месте выхода её в Тирифонское расширение, к IV террасе мы относим ступени плато на высоте 964-920 м (316-320 м). Судя по обнажениям в выемке дороги, терраса слагается крупным валунным галечником из песчаников и известняков, в меньшем количестве - порфирита, андезита и кварца.

Наиболее западным останцом террасы этого возраста является снивелированная и выгнутая поверхность Малхазис-цвери (М-ц), наибольшая высота которой 878 м - попадает на западное продолжение оси Окамской антиклинали. На северном крыле её высота террасы спускается до 813 м, на южном - до 800 м. Приуроченность к Окамской структуре сказывается в плавном уклоне поверхности IV террасы к северу и югу, с постепенным сближением ступеней ранней (Ш<sub>1</sub>) и поздней (Ш<sub>2</sub>) террас на её обоих склонах.

Ряд ступеней северного склона Сагурамского хребта на уровне 876-900 м принадлежит, по-видимому, тоже IУ террасе, втянутой в поперечную зону поднятия.

Террасу следующего цикла - III<sub>I</sub> (среднеплейстоценовую) - характеризуют на южном склоне Мисакциеле-Сатибского гребня ступени на высоте около 700 м (отн.в. IIO м), в районе же Самтависи - 746 м. Группа синхроничных форм фиксируется на южных склонах IУ террасы Кодис-цкаро - Орчосани на высоте 780-800 м (150 м отн.в.). Терраса с. Карапила на отм. 784,7 м представляет С-3 продолжение террасы Самтависи с уровнем 758 м. Далее на С-3 терраса постепенно поднимается и сливается с Орчосанской террасой (860-900 м).

III<sub>I</sub> терраса Самтависи-Карапила опоясана то отчётливыми, то сглаженными обрывками III<sub>2</sub> террасы, плавно погружающейся к югу под I террасу Тирифонской долины.

III<sub>I</sub> терраса левобережья М. Лиахви, перед выходом ее в Тирифонское расширение, перекрывает андезитовый покров, залегающий на миоплиоценовом конгломерате. Лавы, как и слои последнего изгибаются к югу в сторону Тирифонской долины, залегая лишь под аллювием III<sub>2</sub> террасы горизонтально. Нарушение и трещиноватость лав на изгибе сливающейся поверхности IУ и III террас-свидетели дислокаций, проходивших уже после того, как рельеф был залит лавовым потоком.

Неотчётливыми реликтами III<sub>2</sub> терраса развита на относит. уровне 50 м по обоим склонам долины Арагви, на левом склоне долины Нареквави (у с. Дзалиси) на отн.в. 40 м, и на правом берегу Ксани - 44 м. К той же террасе условно отнесена поверхность внешнего полукружья современного дна Тирифоно-Салтвисской долины, крутизна которого усиливается к западу и уменьшается к внутреннему полукружью Нали-

ахвари — поверхности II террасы, погружающейся под осадки I террасы Тирифонской долины. Подобное явление имеет место и в Мухранской долине, где у подножия склонов кое-где сохранились обрывки II террасы на высоте 15–20 м, полого наклоненные к оси впадины. Они представляют тыловую часть прогнутой под позднейшие её осадки террасы.

Слияние II террасы с I наблюдается и по северному борту Тирифонской депрессии, по берегам М.Лиахви. Широкие площадки II террасы между с.с. Ванати и Эредви слагаются валунными галечниками, часто залегающими на цоколе из лав или перекрывающими мелкогалечные конгломераты М-PI. Мощность аллювия II террасы к расширению Тирифонской долины значительно возрастает.

Отчётливо развита II терраса на правобережье Ксани, будучи вытянута более чем на 2 км в окрестностях с. Ламискана на высоте от 710 до 690 м. Относительная высота террасы Ламискана повышается вниз по течению Ксани от 20 до 25 м, в связи с деформацией в полосе синклинального изгиба III<sub>1</sub> террасы Самтависи (Ст).

Современное дно обширной Тирифоно-Мухранской депрессии является поверхностью наиболее широко развитой аккумулятивной террасы, соответствующей уровню I надпойменной террасы района. Поверхность эта наклонена по течению современных рек, прорезающих её, и лишь по южному краю Тирифонской долины она испытывает обратный уклон, переходя к югу, между с.с. Бербуки и Свенети, в поверхность II террасы на северном крыле Оками-Малхазисцверской антиклинали (М-ц).

Завершая обзор данных по морфологии террасированного рельефа Тирифоно-Мухранской депрессии, следует обратить

внимание на следующие особенности её, имея перед собой схему межцикловых вертикальных движений ярусов террас этой единицы: закономерное убывание межтеррасовых интервалов от высоких плато к ступеням последовательных рядов террас на их склонах в нескольких случаях нарушается аномальным превышением IУ террасы над Ш<sub>I</sub> и Ш<sub>I</sub> террасы над Ш<sub>2</sub>. Если это не погрешности морфометрических расчётов, "раздвигание" межтеррасовых промежутков можно увязать или с локальной тектонической обстановкой, или с колебаниями уровня моря Каспийского бассейна, которые отличались в среднечетвертичное время большим размахом.

Аллювий прогно-  
тых террас.

Анализ фактов, добытых бурением скважин, показывает, что мощность терригенных осадков под современным дном депрессии увеличивается от периферии к её шарниру в поперечном, как и продольном профилях. По оси впадин мощность четвертичного покрова измеряется в мульде Тирифонской впадины 150-200 метрами, в Мухранской - 250-270 метрами. Это результат накопления аллювия в течение нескольких циклов речной деятельности, в условиях непрерывного прогибания по оси обеих синклиналей. Н.А.Канделаки первый высказал мысль о прогибе террас в западной части Картлийской депрессии (1942), что подтверждают наши геологические исследования в регионе, также как и наблюдения над изменением литологии и плотности осадков по скважинам, техникой бурения, а главное - над изменением гидрогеологических признаков слоев в вертикальном направлении. Вопросы эти подробно освещены в отчётах автора (1954) и книге (1970).

Разделив молассовую толщу по возрасту, мы встаем пе-

ред другой, не менее важной задачей — необходимостью обосновать, что четвертичные осадки заполняют тектонический прогиб скрещенных на крыльях и "продавленных" по оси синклинали террас разных циклов эрозии. Именно, тех террас, которые по склонам смежной продольной полосы поднятия обособлены и разделены интервалами. А для этого уже следует искать свидетелей вертикальных подвижек района. Ими служат поверхности террасовых этажей, прорезанных речной сетью поперечно и потому запечатлевших изгибы поперек осей основных структур. Иными словами, для прояснения вопросов о контрастных движениях структур области необходимы данные о соответствующих молодых деформациях террас. При этом, нужно учитывать, что глубина прорезания речными долинами структур, осложняющих крылья синклинойной депрессии, приближается к суммарной амплитуде их поднятия.

Молодые тектонические движения.

Западная оконечность Мухранской долины, как было уже сказано, приподнята к с.Игоэти, представляя широкое дно правобережной ложбины р.Ксани. Поверхность её наклонена к востоку с коэф.уклона 0,025-0,016 (на высоте от 700 до 600 м). Морфология ложбины, отсутствие дренирующих водных потоков, а также постепенный переход её плоскости в I террасу р.Ксани, указывают что изгибу подвергается эродированная поверхность более ранней террасы главного продольного водотока. С севера она ограждена IV террасой Шави-Тке, а в верховье ложбины, перед перепадом рельефа к западу — III террасой, возвышающейся над последней на 80 м. Днище это неглубоко прорезается тут ручьем Тортла, образующим меандры и запру-

ду, в связи с поднятием поперечно его пути Окамской антиклинали. На шарнире Игоэтского поднятия уровень молодого перегиба дна ложбины достигает 680 м. Условно мы относим его к выгнутой поверхности Ш<sub>2</sub> террасы, погружающейся восточнее под аллювий I террасы Ксани уже на оси прогиба Мухранской синклинали. Эти процессы, как видно, опережали эрозионную работу, потому плоскости разновозрастной деформации сохранили, в общем, плавные очертания.

Выше было сказано о выгнутой поверхности IУ террасы Шави-Тке на вторичной антиклинали Оками. В поперечной зоне её поднятия находится и Игоэцкий выгиб. Очень важным свидетельством его природы является описанное выше обнажение западного склона хр.Цлеви на левобережье Лехури, в своде антиклинального поднятия Игоэти (рис.20). На крыльях последнего конгломераты М-PI имеют субмеридиональное простирание, что весьма показательно для описываемой поперечной зоны поднятия.

Об общей закономерности вертикальных движений района говорит и плавный выгиб в поперечной зоне гребневой линии хр.Цлеви.

Наиболее отчётливо выражены деформации террас, поперечно прорезанных р.Лехурой, зафиксированные нами в 1950г. полуинструментальным методом. Наиболее показателен синклинальный изгиб поверхности обширной Ш<sub>I</sub> Самтависской террасы на оси Тирифонского синклинория. Его позднейшее развитие отразилось также восточнее - в депрессионном изгибе I - Квемочальской и II - Ламисканской (Л-К) террас. Эти явления были описаны автором в связи с поставленным вопросом о роли горизонтального срезания рельефа эрозией и возможностью сохранения в нём древних фрагментов террас (1951, 1970).

Но наряду со значительной деформацией террасовой поверхности, вызванной развитием структур высоких порядков (Картлийский синклинорий), наблюдается, как уже мы знаем, более спокойная продольная волнистость разноярусных террас (Орчосанской, Кодисцкаро, Карапила, Ламисканской и др.), отражающая формирование складчатых новообразований на крыльях крупных структур. Дифференциальные движения разнорядковых структур выражают себя также в соответствующих уклонах профилей современной эрозии, построенных вдоль рек, поперечно прорезающих Мухранскую впадину (1970).

Итак, чётко оконтуренные уступами, останцы террас восточной части Тирифонской долины протягиваются на юго-восток, переходя в террасы Игоэтского межкотловинного поднятия. Более древние из них расположены по северному краю этой полосы, а на юге к ним последовательно примыкают ступени более поздних циклов эрозии. Это свидетельствует о принадлежности обеих котловин и участка, разделяющего их, к единому эрозионному профилю на соответствующей той или иной террасе стадии эрозии. Поверхность упомянутой Ш<sub>2</sub> террасы на площади Игоэтского поднятия располагается между рядами У, IV и Ш<sub>I</sub> террас, представляющих фрагменты поймы последовательно отступающей к югу реки субширотного направления. Вытянутые вдоль С-В склона Тирифонской долины, эти ступени прослеживаются на восток, окаймляя Мухранскую долину с севера.

На юге Игоэтский район ограждается гребнем Квернаки, резко меняющим вдоль Ксанской ложбины широтное направление на юго-восточное (гребень Цлеви-Тохтмта), чтобы на левобережье Ксани снова изогнуться в широтное направление, оконтурив с юга Мухранскую долину.

Таким образом, нормальная эволюция в плиоцене главной продольной речной долины Картлийской депрессии нарушена была не ранее, чем с верхнего плейстоцена, воздыманием протяженной субмеридиональной структуры.

Сходные неотектонические движения определили характер рельефа Тедзамской (Сагурамской) долины — восточного продолжения Мухранской впадины. Прогиб по оси синклинали миоплиоценовых конгломератов обусловил уклон останцов террас разных серий по обоим склонам Тедзамской долины в сторону оси последней. Восстановленные профили эрозии по террасам характеризуют погружение ранних из них под поздние. Наряду с этим, в рельефе Тедзамской долины отразились вторичные дислокации на осложняющих крылья основной структуры складках, представляющие как продольные волны, так и короткие, брахиформного типа деформации, подобные выгибу II террасы с.Галавани.

Весьма ценны для доказательства характера тектогенеза наблюдавшиеся нами изгибы террас на северном борту Картлийской впадины, в ущелье Б.Лиахви, перед выходом её в Тирифонскую долину. Здесь, севернее г.Цхинвали, в левый склон ущелья, сложенный падающими на юг миоплиоценовыми конгломератами, вклинены на разных этажах обрывки галечного покрова, III<sub>1</sub>, III<sub>2</sub> и I надпойменных террас. Террасовые конгломераты отличаются от коренных по составу галек, сортированности, размеру материала, а также степени цементированности, увеличивающейся от нижней террасы к верхней; различен и уклон их, коэффициент которого нарастает от поздней к ранней террасе.

Описанное явление характеризует плавное убывание амплитуд поднятия северного борта Тирифоно-Салтвисской

котловины в сторону оси последней, в которой местный базис эрозии сохраняет высокое положение. В полосе выхода Б.Лиахви из ущелья в широкую долину, там где коренная подошва Ш<sub>2</sub> террасы пересекает поверхность аккумулятивной I террасы, относительное поднятие равно нулю. Отсюда к югу Ш<sub>2</sub> терраса (цокольная) погружается под наносы I террасы, и изгиб поверхности первой, установленный по материалам бурения, указывает, что рядом с районом поднятия лежит зона локального погружения. В ней погребены под современным долинным дном осадки аллювия последовательных циклов аккумуляции.

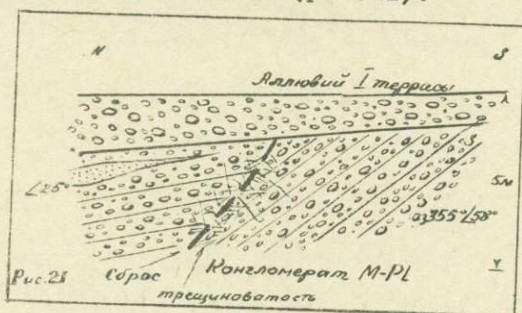
Как уже было сказано выше, по южному краю Тирифонской долины испытывает поднятие к югу слитая поверхность I и II террас, цоколь которой слагается пластами конгломератов М-Р1, падающих на С-В под углом 30-45° (окрестности с.с. Бербуки—Свенети). Деформация эта обусловлена развитием на южном крыле Тирифонской синклинали вторичной антиклинальной складки Оками—Малхазисцвери, что сказалось и на гидрогеологической обстановке в низовье ручья Бершоула: она благоприятствует здесь бурному выклиниванию грунтовых вод Тирифонского подземного бассейна.

Голоценовое воздымание той же антиклинали на западном её продолжении выразилось в изменении уклонов профилей — современной эрозии р.Куры между станциями Скра и Гори (на крыльях и своде складки), и в низовье рч.Бершоула. Депрессионный изгиб коренной подошвы аллювия II террасы р.Куры, вместе с постепенным раздувом мощности последнего между с.Бибниси и оврагом Зап.Деготи — тоже тектонического характера. Но обусловлен он движениями небольшой синклинали сарматских слоев на южном крыле антиклинали Малхазисцвери. Не исключено, что синклиналь эта является реликтом

южного крыла Тирифонской синклинали, обособленного формированием антиклинали Малхазис-цвери. Пликативные движения осложнены здесь взбросом небольшой амплитуды.

Разрывы описаны нами (1951, 1970) и по южному борту Мухранской долины, где они рвут и смещают (1,2-2 м) аллювиальный покров I надпойменной террасы р.Арагви.

Не менее важным для изучения тектонической природы депрессии является обнажение левобережья Арагви (в I км севернее Нацхорского ущелья). В нём под аллювиальным покровом I террасы вскрыта поверхность миоплиоценового цоколя, наклоненная к северу - к оси прогиба, с увеличением в том же направлении мощности галечников аллювия. Террасу рвет круто падающий на север разрыв, в разных крыльях которого пласты конгломерата падают на север с разной крутизной: в южном - круто, в северном - полого (рис.21).



Геометрически восстанавливая изгиб коренной террасы по наблюдаемому её уклону, мы приходим к тем величинам мощности аккумулятивного покрова, которые установлены анализом структурно-морфологических данных.

Уклон поверхности цоколя аллювиальной террасы в восточном окончании Мухранской долины очерчивает сравнительно полого тут изогнутое дно четвертичного грунтового бассейна. Лишь на шарнире впадины, на участке пересечения с ним оси поперечной негативной структуры, коренное дно

древнего аллювия, судя по данным бурения в с. Мухрани, испытывает резкое прогибание. Процесс этот сопровождается глыбовыми подвижками по разрывам на крыльях депрессии.

Анализ материалов гидрогеологического изучения Мухранской впадины позволил нам связать крутое падение к югу северного коренного борта аллювиального подземного бассейна с широтным сместителем, проходящим у подножия Мисакциельского хребта. Опущено южное крыло разрыва. Ему обязано крутое падение к югу зеркала грунтового потока, формирующегося из фильтратов пойменных вод, которые отчленяются от р. Арагви на участке перехода ущелья в широкую долину. В этой последней уровень грунтовых вод резко выполаживается. Данные бурения позволяют констатировать аналогичную гидрогеологическую обстановку и на участке выхода р. Ксани из ущелья в расширение долины. Следовательно, Мисакциельский разрыв протягивается далеко к западу.

Само существование обширнейших грунтовых бассейнов в прогибах депрессии, где формируется сложное по форме, динамике и химическому составу водное тело, возможно лишь в условиях того своеобразного тектонического развития региона с далекого прошлого по настоящее время, черты которого мы пытаемся восстановить на этих страницах. Возможность выхода на поверхность грунтовые воды получили сравнительно недавно: для Салтвисского бассейна — когда глубинная эрозия Куры пропилила юго-западное, поднимающееся крыло прогиба между свх. Бебниси и с. Урбниси. Зона разгрузки вод собственно Тирифонского бассейна связана с активизацией вторичной антиклинали Оками-Малхазисцвери на южном крыле Тирифонской синклинали. Углубившие свои русла в этой полосе р. Б. Лиавхи и её притоки открыли выход на поверхность

подземной реке. В аналогичной обстановке стали разгружаться воды и Мухранского грунтового бассейна, когда в голоценовый импульс складчатости обособилась по краям впадины I надпойменная терраса рек Арагви и Ксани. Выклиниванию подземных фильтратов последней способствуют совсем молодые поднятия западной Игоэтской стенки грунтового бассейна Мухранского прогиба.

#### Б о д о р н с к о —Нареквавский прогиб

Севернее Мухранской впадины проходит зона краевых прогибов — Нареквавского — Бодорно — Абаносхевского, отделенная от первой Мисакциеле—Сатибским хребтом.

Б о д о р н с к и й прогиб (Б-д) представляет высокую прогнутую по оси Базалетской синклинали до уровня 870 м, террасу, которая в пределах мульды приподнята до высоты 900—960 м. К югу склоны прогиба поднимаются вначале постепенно, затем резко, будучи втянуты в антиклинальное поднятие южного гребня. Восстановленная плоскость террасы Бодорно спокойно поднимается к северу. Меридиональные обрывки её плато на левобережье Душетисхеви находятся на уровне 1010 м (отн.в. 398 м), 1150 м (вершина г.Гургала, сложенная горизонтальными слоями конгломератов — В.П.Ренгартен, 1932) и 1207 м (в 4,5 км севернее озера).

Базалетская синклиналь слагается горизонтальными слоями валунных конгломератов, прекрасно обнаженных по правому берегу Арагви над шоссе, под Бодорнской церковью. Залегание их и рыхлый состав давали повод большинству исследователей относить конгломераты к постплиоценовым, пока в них не найдены были кости позвоночных (Ш.А.Адамия, Н.М.Дзоце-

нидзе и др.), по которым Г.М.Меладзе установил понтический возраст осадков (1965). Однако, эта датировка несколько противоречит собранным нами фактам о тектоническом строении слоев, морфологии и возрасте рельефа террасы Бодорно.

Изгиб коренного ложа Бодорнской террасы заполняют мелко и среднегалечные конгломераты террасового покрова, разрез которого вскрыт буровыми скважинами. Учитывая высотное положение этих осадков, возраст их не может быть старше верхнего плиоцена. В мульде прогиба, по-видимому, их подстилают понтическо-киммерийские отложения. Мощность верхнеплиоценового аллювия достигает в крыльях прогиба (по данным бурения) 58-90 м. По оси прогиба она должна быть не менее 120 м, приняв во внимание, что стрела изгиба поверхности плато - 60 м; коренная же подошва древнеаллювиального покрова, подвергавшаяся более длительное время прогибу, должна иметь, судя по многим примерам, большую крутизну изгиба.

Древний аллювий террасы Бодорно по составу галек близок подстилающим конгломератам, сложенным преимущественно аркозовым, песчаниковым и карбонатным материалом. Отличается от них мелким размером галек и частым переслаиванием с суглинками и глинистыми песчаниками.

Залегая в мульде синклинали согласно на конгломератах М-РІ, верхнеплиоценовые слои несогласно срезают последние на крыльях структуры. Это явление нередко наблюдалось в пределах Картлийской депрессии. Отчётливо выражено горизонтальное срезание валунными конгломератами падающих под аз.  $250^{\circ}$   $\angle$   $47-50^{\circ}$  плотных суглинков и конгломератов М-РІ в левом берегу нижнего течения Цирдалисхеви (левый приток

Арагви).

О формировании рельефа  
Бодорнского прогиба

Бодорнский прогиб представляет  
в миниатюре аналогию с Мухран-

ским, отличаясь меньшей амплитудой прогиба террас, обусловившей меньшую мощность заполняющего мульду Базалетской синклинали конгломератового аллювия. Он отлагался верхнеплиоценовой Палеоарагви, дренировавшейся в меридиальной долине на южном продолжении современной реки Белая Арагви.

Формирование синклинальной впадины Бодорно происходило на северной окраине древней межгорной депрессии, попутно с ростом в постсреднеплиоценовый импульс орогенеза Мисакциельского антиклинального гребня.

Развитие продольных складок усложнялось здесь контрастными движениями в зонах поперечных структур и глыбовыми подвижками. Бодорнская терраса расположена в региональной зоне поперечного опускания, ось которой пересекает шарниры прогибов Бодорнской и Мухранской равнин. К той же зоне приурочены локальные расширения долин речных потоков - Душетисхеви - Потэ, вырабатывающих за её пределами ущелья. Также необычайно ведет себя в ней ручей Тинис-хеви, образующий протоки и извилины, не соответствующие характеру работы молодого энергичного в верхнем и нижнем течении потока.

Резкое поднятие восточной периклинали синклинальной структуры Бодорно до высоты 1000 м отражает влияние общего воздымания левобережья Арагви. Широко распространенные на этом интервале, сравнительно мощные, полого залегающие на миоплиоцене, конгломераты можно рассматривать, как останцы верхнеплиоценовой речной поймы в продольном Бодорнском прогибе, втянутом на левобережье Арагви в поперечное

поднятие. Картину маскируют здесь подвижки вдоль меридионального сброса, по которому заложена долина главной речной артерии. Надо полагать, с голоценовым опусканием восточного блока этого разрыва связано расширение приустьевых частей оврагов и ущелий левых притоков Арагви, таких как Абаносхеви, а также - увеличение мощности пойменных галечников, например, в окрестностях с. Булачаури (более 20 м), благодаря чему в них формируется тут бассейн грунтовых вод.

Восстанавливая кривую эрозии древней Бодорнской поймы, мы обнаруживаем, что северный её отрезок между Душети и с. Мчедлианткари наклонен к югу в два раза положе, чем южный (0,05). Это - результат подвижек по широтному сбросу, описанному нами по ручью Потэ (1970, стр. 154), низовье которого заложено по шву сместителя. Крутой же наклон к северу -  $K = 0,096$  - южного края Бодорнской впадины - показатель не только большой интенсивности молодого воздымания Мисакциельской морфоструктуры, но и более раннего цикла движений. В этом убеждают останцы У1 террасы стержневой части южного гребня, а также увлеченный в поднятие до уровня более 1000 м обрывок У террасы Сакрамуло. Не исключено, что останцы древней Бодорнской поймы принадлежат правому разветвлению Палеоарагви, долина которой отделялась от него приподнятым восточным краем плато Бодорно. Раннее развитие долин этих двух рек должно было протекать в условиях контрастных вертикальных движений.

В западном продолжении широтной зоны Бодорнского прогиба находится расширение долины р. Нареквави. Обрывки террасовых ступеней по её склонам наклонены к оси прогиба. Высокая терраса соответствует уровню Базалетской террасы: по северному краю расширения, над с. Цицамури высота её 980 м (отн. выс. 220 м), по южному краю, вблизи с. Илтоза - 957 м (269 м). К Ш<sub>1</sub> террасе над с. Мчадисджвари отнесена

нами широкая ступень на высоте 760 м (70 м). Плохо сохранившиеся по обоим склонам долины фрагменты III<sub>2</sub> террасы возвышаются над рекой на 35-40 м. С.Мчадисджвари располагается на II террасе с отн. высотой 12 м. Там, где склон её обнажен, можно видеть слагающие террасу мощные (7-10 м) суглинки с прослоями и примесью галек. Характерно, что уступ II террасы, также как и I террасы (с отн. выс. 3-4 м), постепенно поднимается к югу, втянутый в северное крыло антиклинального поднятия Мисакциеле-Сатибского гребня.

Черты близкой Бодорнскому прогибу морфологии рельефа можно различить, как уже упоминалось, и в зоне восточного его продолжения - в долине Арагви и её левого притока Абаносхеви, но здесь эти черты маскируются локальными условиями тектонического развития.

Долина Эрцо располагается в восточном краю субширотной молассовой зоны прогибов, несколько смещенная к юго-востоку, в соответствии с простиранием полосы распространения М-Р1 конгломератов.

Долина Эрцо представляет морфологически широкую короткую котловину, дренируемую продольным рч. Адзедзи - правым притоком Иори. Циркообразно расширенная в верхнем и среднем течении ручья, долина Эрцо резко сужается к его низовью, в окрестностях сёл Дореулеби и Надокра.

Долина Эрцо заложена в широкой короткой синклинали постсреднесарматских отложений, полоса развития которых ограничена выходами среднего сармата и комплекса подстилающих его осадков, обнаженных на севере до мела включительно, на юге - до верхнего эоцена. Синклиналь замыкается на западе, а восточное её продолжение срезано Орхевским надвигом, спилившим слои среднего и верхнего миоцена и

переместившим их к юго-западу, на свиту миоплиоцена.

Крупногалечные конгломераты миоплиоцена северного крыла Эрцойской синклинали, обнаженные по правому берегу Иори, меняют падение с южного,  $- \angle 45^{\circ}$  в нижней части склона, на северное  $- \angle 80-85^{\circ}$  в верхней части, что, видимо, связано с опрокидыванием слоев в сторону прогиба.

В обнажении уступа террасы Ванатисмта можно наблюдать разрез верхней части конгломератовой толщи — горизонтальные слои чередующихся валунных конгломератов и суглинков. Конгломераты отличаются меньшей прочностью цементации и преобладанием в составе известняка над песчаником. (В конгломератах нижней части разреза господствует песчаниковый материал). Иными словами, и здесь намечаются для верхних горизонтов черты, близкие верхнеплиоценовым осадкам Бодорнской террасы. Древнеаллювиальный покров террасы Ванатисмта соответствует также охарактеризованным  $PL_3$  фауной конгломератам Анис-хеви.

Литология осадков конгломератовой толщи миоплиоцена и перекрывающих её четвертичных отложений по данным бурения подробно описана в предыдущих работах автора (1964, 1970). Здесь следует подчеркнуть фациальную однородность слоев миоплиоцена в горизонтальном направлении: в верхней части разреза — равное соотношение пластов суглинков и конгломератов, с глубиной участие последних по количеству пластов и мощности увеличивается. Это указывает на горизонтальное напластование осадков миоплиоцена под четвертичным аллювием долины Эрцо, повторяя отмеченное для синхроничных осадков Тирифоно-Мухранской депрессии явление.

Мощность осадков антропогена в прогибе, по данным буровой разведки, постепенно нарастает от его северного края

(с.Симониантхеви) к оси котловины, характеризуюсь на её шарнире величинами от 105 до 220 м.

Что касается террас, обособленных по бортам долины, то к наиболее ранней из них мы относим горизонтально сре-заннные вершины восточных отрогов южного гребня Закарис-тави--Сабадури и северного - Бокорис-цвери - Трилиани. Это - У I эрозионная терраса на уровне 1370-1350 м, возвышающаяся над поймой на 350-360 м. На их склонах расположены ступе-ни У террасы. Наиболее широкий останец её сохранился в восточной части северного борта долины Эрцо, на уровне 1280-1260 м (отн.в.220-240 м) г.Ванатисмта, древнеаллюви-альный покров которой был описан выше.

К IV надпойменной террасе мы относим ступени на север-ном склоне котловины, над с.с.Девенаантхеви - на высоте 1169 м, и Ведзатхеви - 1151 м. К той же террасе, по-види-мому, относится поднятый до высоты 1084 м обрывок плато на южном склоне долины Эрцо, над с.Кв.Накалакари.

Фрагменты более молодых террас в долине Эрцо не встре-чены, уступы их, по всей вероятности, скрыты под плащем делuvia у подножия склонов. За пределами долины обрывки III надпойменной террасы наблюдались в окрестностях с.Сиони на отн.высоте 50 м, по обоим берегам Иори. На правобере-жье отчётливо выражены ступени II террасы, возвышавшиеся над поймой Иори (теперь залитой водой Сионского водохрани-лища) на 20 м.

I террасе соответствует современное дно долины Эрцо.

Эрозионно - т е к т о н и ч е с к и й характер до-лины Эрцо доказывается ярусами террас на её скло-нах и мощной толщей плиоценово-четвертичных осадков в син-клинальном её прогибе.

Останцы VI террасы, вытянутые параллельно современному руслу р.Иори, должны быть связаны с деятельностью последней, в то же время, конгломератовый покров У террасы Ванатис-мта накапливался Палеоиори при участии выносов её правого притока Палеоадзедзи. Лишь в четвертичное время связь последней с Иори была затруднена в обстановке развивающегося прогиба синклинали Эрцо, усиленного дизъюнктивными подвижками.

Интенсивность прогибания долины Эрцо не одинакова вдоль её оси. В наиболее расширенной западной части амплитуда нисходящих движений больше, чем в восточной, ибо последняя попадает в северный воздымающийся блок секущего её Орхевского надвига. Его четвертичные подвижки влияли на характер речной деятельности в нижнем течении р.Адзедзи. Это отразилось, с одной стороны, в морфологии восточной части котловины (сужение и асимметрия её вдоль линии надвига), с другой стороны - в уменьшенной мощности на этом интервале Q - аллювиального покрова. Поднятие северного крыла Орхевского надвига обусловило длительные запруды в низовье Адзедзи, а, возможно, и озерный режим, определивший характер литологии осадочных накоплений долины. Но это не всё. Резкое дизъюнктивное поднятие на востоке коренной подошвы четвертичного аллювия вызвало выклинивание на поверхность грунтовых потоков подземного бассейна вод, сформировавшегося в изгибе террасы.

#### Особенности неотектонического развития Картлийской части Куринской депрессии

I. Одним из главных методов расшифровки генетической природы прогиба Внутренней Картли является детальное изу-

чение морфологии комплекса обособленных по бортам его террас и, с помощью бурения, — аллювиального покрова террас прогнутых. Прослеживание по-этажно расположенных по краям впадин террасовых ступеней позволяет оценить порядок и количественную сторону ходятий продолжных структур, учитывая, что здесь, на осложненных вторичными антиклиналями крыльях синклиория, амплитуды воздымания структур равны или близки глубине прорезания их долинами.

Ундуляция осей продолжных структур под влиянием зон поперечных контрастных движений, а также вторичных дислокаций, отражена в изгибах террасовых плоскостей, прорезаемых реками поперек простиранию складок. Иными словами, поверхности террас по склонам поперечных рек служат своеобразными природными инструментами, регистрирующими направление и интенсивность вертикальных тектонических движений. Такими эффектными регистраторами явились антиклинально выгнутые поверхности террасы Шави-Тке и Малхазисцвери на своде Окамской антиклинали и её западного продолжения, а также синклинально деформированные на оси Тирифонской структуры террасы Самтависи и Ламискана. Но не сравнимо по своему значению обнажение левого склона ущелья Большой Лиахви (перед выходом её в Тирифонскую долину), где вырисовывается редкий по своей наглядности пример изгиба трех террас, с усилением уклона их поверхности от нижней ступени к верхней. Останец наиболее ранней из них — Ш<sub>1</sub> (нижнехазарской) составлял когда-то одно целое с коренным дном Тирифонской равнины, прикрытым в настоящее время аллювиальным покровом. Они должны были различаться между собой лишь абсолютными отметками уровня: первый, будучи расположен выше по течению реки, имел некоторое превышение над вторым. Разница усугублялась прогибанием коренного дна Тирифо-

но-Салтвисской равнины, с nivelированного речной деятельностью не позже, чем со среднего плиоцена. Верхнеплиоценовая, а затем четвертичная реки интенсивно заполняли прогиб нано-сами до уровня нормальной кривой эрозии. На это указывает постепенное увеличение мощности террасового аллювия к оси депрессии.

Сравнительно большая мощность плейстоценового аллювия Тирифонского и Мухранского прогибов не является результатом суммирования мощностей террас разных эрозионных циклов. Аллювий увеличенной мощности формировался здесь, в связи с погружением дна долины, в условиях большей интенсивности осадконакопления и сохранения слоев от размыва.

Исходя из величины уклонов террас к участку перегиба дна депрессии, мощность четвертичного аллювия на шарнире Тирифонского прогиба оценивается величиной до 170-200 м, Мухранского - 275 м. Стрела изгиба соответствует установленному нами на основании литолого-гидрогеологического анализа данных положению границы четвертичных и миоплиоценовых пород.

2. Своеобразие морфологии террас Тирифоно-Мухранской депрессии определено спецификой проявления неотектонических дислокаций. Она заключается в том, что унаследованные от раннеорогенной стадии нисходящие движения - результат сжатия раскрытой синклинальной структуры - не исчерпали себя по сегодняшний день. Движения эти продолжают непрерывно, но с уменьшающейся в течение времени интенсивностью. В зоне максимального изгиба коренного дна, в расширениях Тирифонской и Мухранской долин погребенный, увеличенной мощности, аллювиальный галечник антропогена книзу непрерывно сменяется литологически сходными осадками миоплиоцена.

Согласный переход одних отложений в другие дает основание предполагать наличие полного разреза плиоцена и плейстоцена в прогибах депрессии.

Надо сказать, что мощность в них четвертичного аллювия увеличивается не только от периферии обеих впадин к их оси, но и с запада на восток, в сторону увеличения мощности миоплиоценовых и верхнесарматских моласс.

Что касается аллювия террас в ущельях, поперечно пропиливающих краевые хребты депрессии, то он залегает на горизонтальном срезе дислоцированных миоплиоценовых конгломератов, испытывающем постепенное плавное опускание в сторону раскрытой синклинали. Вместе с этим, в том же направлении увеличивается мощность аллювиального галечника ущелий.

3. С генетической стороны весьма актуален вопрос о малых впадинах, расположенных по краю молассовой зоны, и обособленных от основной депрессии антиклинальным поднятием. Это — долины Бодорно и Эрцо. Обе они, подобно Тирифонской и Мухранской впадинам, вырабатывались реками в условиях последовательного их прогибания по оси синклиналей, с которыми совпадают расширения долин. Это сказалось в увеличенной мощности верхнеплиоценовых осадков, погребенных под современным дном Бодорнской впадины, и четвертичных — долины Эрцо. Морфологическое различие между двумя этими формами определено индивидуальной тектонической обстановкой эволюции каждой из них, в частности, усложнением пликтивных движений блоковыми подвижками по разрывам, меридиональному для первой, субширотному — для второй.

Долина Бодорно, непосредственно связанная с Мухранской впадиной генетически и морфологически, в основном, отлича-

ется от неё меньшими амплитудами нисходящих движений.

Предыдущие представления автора относили Бодорнскую долину к более древнему, чем Мухранская, циклу формирования. Однако, дополнительные факты структурно-морфологических наблюдений убеждают в том, что формы эти разновозрастны, но принадлежат разным частям обширного межгорного прогиба. Разобщенные молодыми поднятиями, обе впадины развивались самостоятельно, но та, которая зародилась в краевой части синклинория, заимствовала от раннего цикла меньшие амплитуды нисходящих движений, чем Мухранская впадина, заложенная на оси продольного межгорного прогиба.

4. Представления о возрасте основных структур депрессии Внутренней Картли и их соподчиненности отражены в схеме межцикловых контрастных движений в прогибах и по бортам этой единицы.

Последовательные прерывистые поднятия крыльев синклинория, осложненных складками, запечатлелись ярусами террас, уровень поднятия которых близок для обоих бортов депрессии. Однако, северный борт её поднят выше южного и увенчан террасой на высоте 1200-1400 м, отнесенной нами к У1 - среднеплиоценовой; на южном борту депрессии сохранились останцы У террасы, высотой от 920 до 1100 м. Терраса отнесена к верхнеплиоценовой, по сопоставлению с фаунистически датированной террасой Анисхеви в Гаре-Кахетии, и по высотному положению Бодорнского плато, плиоценовый цоколь которого датирован позвоночными.

В предлагаемой схеме (рис.22) показана последовательность формирования по краям среднеплиоценовой синклинорной депрессии 4 порядка антиклинальных осложнений - Мисакциельской складки 5 порядка, возникшей в постсреднеплиоценовую

орофазу, и Схалтба-Квернакской 6 порядка, формировавшейся на исходе верхнего плиоцена. Более молодой - 7 порядка - оказалась Окамская антиклиналь, свод которой поперечно приподнят на возвышениях Шави-Тке-Игоэти и Малхазис-цвери. Начало поднятия - постбакинское время.

5. Свод Мисакциельского антиклинального гребня достигал в верхнем плиоцене, по всей вероятности, высоты 250-300 м (приняв во внимание превышение УI террасы над У), а в бакинское время он уже поднялся примерно до высоты 500 м. На южном склоне хребта обрывки верхнеплиоценовой поймы тогда были подняты над дном межгорной долины на 200 м. Более раздвинуты межтеррасовые интервалы западнее - в меридиональной полосе Игоэти, в пределах которой плато в окрестностях с.Вакэ, по северному борту депрессии, возвышается на уровне более 1400 м (УI терраса), а снивелированная вершина хр.Цлеви - на 1099 м (У терраса). То-есть интервал между ними - более 300 м. В то же время, сближение рядов У и IУ террас Игоэтского района (в горизонтальном направлении) указывает, что бакинская, как и верхнеплиоценовая, река вырабатывала здесь узкую долину. Следовательно, нисходящие движения депрессии на этом отрезке с давних пор были менее интенсивные, нежели в смежных её частях. Именно этот участок испытал постбакинскую инверсию рельефа. Река antecedentным ущельем прорезала растущую антиклиналь. Но в верхнем плейстоцене воздымание складки обогнало эрозию, чему способствовало также значительное уменьшение к тому времени водных ресурсов речного потока. Это и вызвало разделение единого протяженного речного бассейна на два самостоятельных - Тирифонский и Мухранский.

6. Нельзя обойти молчанием то обстоятельство, что,

морфологически связанные друг с другом в одной синклинирной депрессии, Тирифонская и Мухранская впадины смещены в структурном отношении одна относительно другой, ибо оси обеих структур у замыкания не совпадают. Разделяющая обе синклинали, Окамская антиклиналь значительно сужена на участке их сближения, в окрестностях Игоэти. По-видимому, смещение осей продольных складок явилось результатом поперечного воздымания ранее заложенной на дне широтной депрессии, несколько под углом к её оси (в северо-восточном направлении), антиклинали. Дальнейшее развитие, выразившееся в интенсификации этих трех вторичных структур, обусловило крутое падение и значительную дислоцированность слоев в периклинальных частях складок и блоковые смещения по разрывам.

На территории наибольшего сжатия Игоэтского отрезка срединной антиклинали, выявленный морфологически, уклон восточного крыла перемычки (Ксанская ложбина) - 0,02. Он соответствует уклону западного крыла перемычки (окрестности с.Цители-убани), установленному, с помощью буровых скважин под четвертичными наносами. К шарнирам обеих впадин уклон крыльев выполаживается. Крутизна уклона в верхней части склонов перемычки не соответствует выработке кривой эрозии при статическом положении речного русла. Древнее долинное дно поперечно выгнуто на оси Игоэтского поднятия.

Судя по тому, что самая молодая поверхность межкотловинного перегиба, над которой теперь возвышаются террасы Шави-Тке и Самтависская, соответствует  $\text{Ш}_2$  (верхнехазарской) террасе, можно предположить, что обе долины окончательно обособило постверхнехазарское воздымание Окамской антиклинали. Западное продолжение последней на южном крыле Тирифонской синклинали опускается к западу под делювиальный

плащ, далее давая о себе знать поднятием плиоценового цоколя в тыловой части молодых террас восточнее Гори. Это способствует выклиниванию подземных потоков Тирифонского грунтового бассейна. Погружаясь на шарнире зоны поперечного опускания под четвертичный аллювий, Окамская антиклиналь западнее Гори вновь поднимается, постепенно втягиваясь в поперечное поднятие Салтвисского борта депрессии. Именно на своде этой складки деформирована поверхность IV террасы Малхазис-цвери.

7. Особенностью позднеплиоценово-четвертичного развития Картлийской депрессии является волнообразный характер распределения в ней дифференциальных движений по долготе, в пределах бортов и дна прогиба.

Если вернуться к структурно-морфологическим особенностям этой формы, нельзя не заметить таких фактов: в восточном окончании Мухранской впадины берега Арагви резко различны. На левом берегу антиклинали неогеновых слоев получили прямое выражение в рельефе, будучи подняты до высоты 1500 м, с максимальным воздыманием до уровня 1800-1900 м в субмеридиональной зоне, ось которой проходит через вершины Тебулос-мта — Ялно. Приподнятому структурному рельефу левобережья противостоит достаточно пониженный рельеф правобережья, с уменьшенными уровнями комплекса террас по северному и южному бортам впадины. Например: VI террасе Мисакциельского хребта на уровне 1200-1300 м соответствует синхроничная левобережная терраса на высоте 1400-1500 м; V террасе на уровне 970-900 м — терраса на уровне 1099 м и IV террасе на уровне 800 м — терраса на высоте 920-937 м.

Подобное чередование зон большего или меньшего поднятия и опускания можно наблюдать и далее к западу. В при-

веденном рисунке № 22 выражена попытка оценить амплитуды контрастных движений подобных зон. Поперечные разрезы через депрессию пересекают на востоке шарниры Мухранского и Базалетского прогибов, на западе - свод Игоэтского поднятия. В разрезе отражается различная тектоническая обстановка: на первом фиксируются умеренные поднятия по-этажно расположенных на бортах депрессии террас и интенсивное прогибание их по оси последней. Исключение представляет лишь сравнительно неглубокий Бодорнский прогиб по северному краю межгорной впадины. Второй поперечник рисует заметно увеличенные амплитуды поднятия террас и выгиб дна депрессии. Здесь увеличены также интервалы между террасами: между VI и V - до 373 м, между V и IV - до 178 м, между IV и III<sub>1</sub> до 159 м. Синклинальные изгибы террас на Ксанском и Ламисканском днищах пологи. Антиклинально изогнутая на своде межкотловинного поднятия IV терраса Шави-Тке, по сравнению с IV террасой хр.Цлеви (880 м), несколько снижена (859 м). В этом, возможно, сказывается в какой-то мере зарождение складки на оси синклинория, позже испытавшей на участке Игоэти инверсию.

Итак, поперечные профили депрессии иллюстрируют результат наложения на последнюю субмеридиональных зон контрастных движений - опускания по оси Мухранского и Базалетского прогибов и поднятия Игоэтского отрезка Окамской антиклинали.

Общее развитие Картийской депрессии с верхнего плицена протекает то в виде согласованных, то противоречивых тектонических движений структур общекавказского и поперечного простираний: I. Картийского синклинория, испытывающего непрерывное прогибание, тенденция которого возрастает

с запада на восток; 2. осложняющих его краевых разновозрастных антиклиналей, амплитуды прерывистых движений которых изменяются в широтном направлении, и 3. ряда поперечных структур, проявляющих дифференцированные движения. Ими обусловлено формирование в пределах депрессии отдельных брахиформных прогибов - Бодорнского и Эрцо - по северному её краю, Тирифонского и Мухранского - по оси древней межгорной впадины. Прогибы эти разделены субмеридиональными зонами поднятий.

Оси поперечных структур проектируются с востока на запад на следующие пункты региона: 1) Тебулос-мта - Ялно (зона поднятия); 2) мульда синклинали Санисвелла на южном склоне Б.Кавказа - расширение долин Душетис-хеви и Потэ - шарниры Базалетского и Мухранского прогибов (зона опускания); 3) вершина Шино (4061 м) Главного хребта - Алевисклде (1970 м) - лейасское ядро Канчаветской антиклинали - свод Игоэтского поднятия; 4) шарнир Тирифонской впадины (зона опускания); 5) г.Казбеки - глыбово-пликативное поднятие западного борта депрессии, в которое втянута III терраса Салтвисис-вели.

8. О самых юных голоценовых движениях структур мы судим, в первую очередь, по деформации профилей современной эрозии главных рек дренирующих депрессию. Они выразились: 1) в синклинальном изгибе профиля эрозии Арагви на восточном продолжении оси Мухранской синклинали; 2) выполаживанием профилей эрозии Ксани (Одзисский отрезок) и Лехуры (Игоэтский отрезок) на северном крыле и своде Окамской антиклинали; 3) усилением крутизны профилей эрозии: р.Ксани - на южном крыле этой структуры, р.Лехуры - в полосе поднятия антиклинали Цлеви; 4) усилением крутизны кривой

эрозии р.Ксани против с.Мухрани, там, где изогнутая на продольной оси террасовая поверхность правобережья этой реки втянута в поперечное поднятие Игоэти.

В связи с голоценовыми движениями, интереса заслуживает вопрос о причине резкого различия в высотном положении русел соседних рек, поперечно прорезающих депрессию. Оно как будто не подчиняется охарактеризованной выше структурно-морфологической обстановке их эволюции. Речь идет о сопоставлении глубины врезания Арагви и параллельных ей рек на отрезках примерно одной широты: Ксани - 650-550 м, Арагви 535-480 м, Иори - 950-760 м.

Если сравнительно высокий уровень дна долины Ксани объясняется втягиванием его в голоценовое поднятие Окамской антиклинали, то низкий уровень поймы Арагви не вяжется с её положением в пределах зоны интенсивных нисходящих движений Мухранского прогиба. Объяснить это явление для р.Арагви можно было бы с точки зрения разрастания в стороны поперечного поднятия Тебулос-мта - Ялно. Однако, возникающий в таких условиях перекося рельефа заставил бы водный поток перемещаться по уклону и обходить с запада крыло растущей структуры. Специфика эволюции реки Арагви заключается в том, что на территории Мухранской впадины она пересекает ряд ступенчатых продольных разрывов регионального и местного значения, разрабатывая в то же время долину на отрезке между селами Жинвали и Мисакциели по шву меридионального разрыва. Интенсивная глубинная эрозия реки на территории Мухранской долины была бы возможна в аналогичных северной части долины условиях, т.е. - в зоне продолжающегося к югу разрыва, к тому же, при позднейшем поднятии западного его крыла. Что касается высокого гипсометрического положения

реки Иори, то оно объясняется дренированием её вдоль Гареквахетинской впадины между двумя поперечными зонами поднятия. Высокое положение базиса эрозии вынуждает реку меандрировать и производить главным образом аккумулятивную работу.

9. Молодое развитие прогибов Картли подготовило условия для гидрогеологических процессов, завершившихся позднейшим формированием здесь отдельных грунтовых бассейнов вод. Выход их на поверхность обязан самым юным поднятиям крыльев основных структур района, компенсационно прорезаемых речной сетью.

## 2. Кахетинская зона

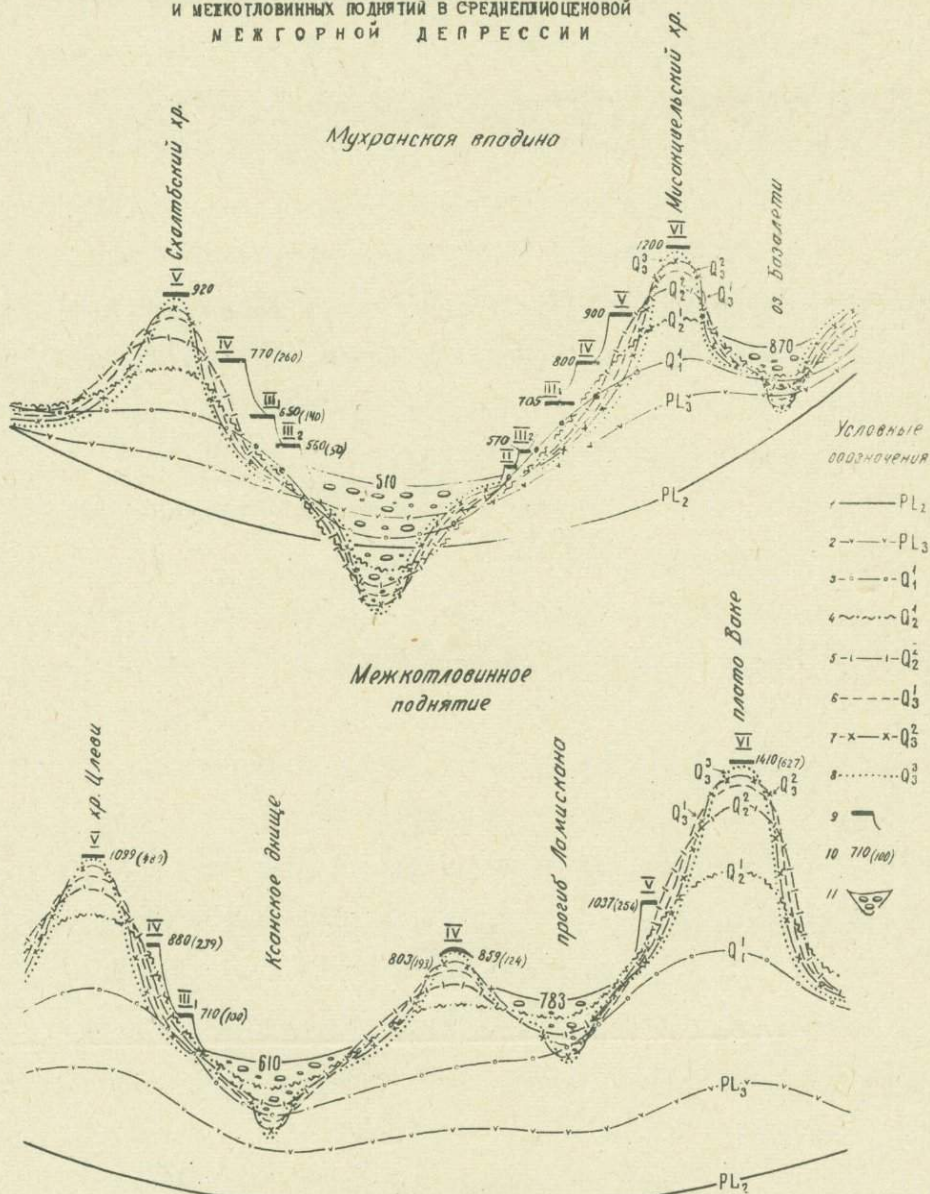
На восточном продолжении депрессии Внутренней Картли располагаются разные по своей геологической природе, тектоническому строению и развитию складчатые единицы: Кахетинское поднятие и продолжающая его к востоку Кахетинская шовная зона, к северу от последней — Алазанская долина, к югу — Гареквахетинский прогиб. Взаимосвязь этих форм в едином процессе становления рельефа в позднюю стадию неотектонического развития позволяет рассмотреть их в зоне Грузинской глыбы. Их объединяет также широкое распространение мощных молассовых толщ, выполнявших в верхнем миоцене и плиоцене обширный межгорный прогиб в разнородном субстрате.

На этих страницах дается краткая характеристика геологического строения и морфологии Кахетинского поднятия и Гареквахетинского прогиба.

Кахетинское  
поднятие

или Жинвальско-Гомборская подзона принимается в литературе как юго-восточное продол-

**СХЕМА  
РАЗВИТИЯ КРАЕВЫХ ГРЕБНЕЙ, ВТОРИЧНЫХ ПРОГИБОВ  
И МЕЖКОТЛОВИНЫХ ПОДНЯТИЙ В СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВОЙ  
И МЕЖКОТЛОВИНЫХ ПОДНЯТИЙ В СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВОЙ  
МЕЖГОРНОЙ ДЕПРЕССИИ**



I — начальная поверхность среднеплиоценовой депрессии; межкитовые поднятия структур: 2 — в верх. плиоцене, 3 — ниж. плейстоцене, 4-5 — в нижне- и верхнехазарское время, 6-7 — в нижне- и верхневалынское время, 8 — в голоцене. I е р а с и — 9 — от VI до II, 10 — абс. и отн. уровень террас, II — прогиб, выполненный аллювием.

Рис. 22

жение Шовско-Пасанаурской подзоны южного склона Большого Кавказа. В рельефе она выражена достаточно протяженным Кахетинским гребнем, юго-восточное окончание которого - Цив-Гомборский хребет - сужено от 20 до 8 км ширины.

Кахетинское поднятие представляет антиклинорий юрско-меловых пород, осложненный сетью разломов сбросового и надвигового типа и вторичной складчатостью (рис. 23). Большие мощности меловых отложений этой структуры обусловлены длительными нисходящими движениями по глубинным краевым разломам (П.Д. Гамкрелидзе, 1964). Один из разломов разделяет Тианетско-Садзегурскую и Кахетинскую подзоны (Ильдоканский надвиг Н.Б. Вассоевича, 1933). Южное разветвление этого разрыва вдоль стержневой части Цив-Гомборского хребта известно как Орхевский надвиг.

Южное, наиболее приподнятое, крыло Гомборской структуры контактирует по разлому с расширенной на интервале 12-15 км замкнутой синклиналью среднесарматских отложений, мульда которой выполнена слоями верхнего сармата и плиоцена. Ими же слагается северное, полого падающее на север, крыло и юго-восточная периклиналь Гомборского антиклинория.

Определение возраста формирования Цив-Гомборской структуры зависит от точности датировки верхней части разреза конгломератов, обнаженных на вершине гребня и представляющих вторично дислоцированное, высокоподнятое крыло антиклинали.

Единого мнения на возраст конгломератов Цив-Гомборского хребта не существует. Например, накопление их Н.Б. Вассоевич (1931) связывает со временем от верхнего сармата до понта, а А.И. Джанелидзе - от среднего сармата до акчагыла (1949). В последнее десятилетие укрепилось мнение об

акчагыльском возрасте этих образований (Д.А.Булейшвили) (1960), А.Т.Дзиграшвили (1962). Однако, детальное литолого-фашиальное их изучение в последние годы (1970-1971) К.Г.Чубинишвили<sup>х)</sup> позволило ей сопоставить конгломераты хр. Циви-Тура с верхней частью плиоцена Кахетии. Пока эти выводы не имеют фаунистического или иного решающего подтверждения, которое позволило бы дать окончательную оценку структурно-генетической и количественной стороны молодых поднятий Циви-Тура (Ц-Т).

Типичный разрез конгломератовой свиты Кахетии, по общепринятой трактовке, представляется снизу вверх в таком виде: 1) глины с прослоями конгломератов, мощностью 1500 м -  $S_m$ , 2) плотные конгломераты с прослоями глин и песчаников, мощностью 1200 м - М-Р1, 3) слабосцементированные плохосортированные конгломераты, иногда с валунами, с прослоями и линзами песчаников и глин, мощностью 1400 м - Р1<sub>3</sub>ак-ар.

Конгломераты алазанской серии (Р1<sub>3</sub>ак-ар) отличаются от подстилающих слоев миоплиоцена и составом: они сложены карбонатными породами мела и палеогена южного склона Б.Кавказа, редко порфиритами, играющими основную роль в миоплиоценовых конгломератах.

Вопросы уточнения стратиграфии конгломератовой свиты Кахетинского хребта настойчиво требуют анализа среднеплиоценовых осадков азербайджанской части Куринской депрессии и сопоставления её с изученной частью моласс Кахетии. Актуальность этой проблемы бесспорна, исходя из серьёзности дowodов М.Г.Агабекова и А.В.Мамедова (1960) о синхронизации

х) Работы Грузинского филиала Всесоюзного научно-исследовательского геолого-развед.института .

верхней части конгломератов ширакской свиты с продуктивной толщей Азербайджана, залегающей между понтом и акчагылом. Подобные сопоставления тем более важны, что структурно-морфологическая обстановка района оправдывает понижение возраста верхних конгломератов Циви-Тура до киммерия.

П р о г и б  
Гаре-Кахетии.

В строении его принимают участие мощные неогеновые осадки, значительно дислоцированные по обоим берегам Иори и на междуречье Иори и Алазани. Северная граница подзоны проходит по линии Орхевского надвига. Рельеф характеризуется асимметричными платообразными возвышенностями, перемежающимися с равнинами, впадинами и узкими невысокими гребнями. Формы эти развиваются преимущественно на миоплиоценовых и верхнеплиоценовых осадках, отражая характер их дислокаций. Наиболее крупной структурой подзоны является Ширакско-Цицматинский (Цителцкаройский) синклинальный прогиб, построенный слоями олигоцена и миоцена, выполненный плиоценово-четвертичными осадками. Наибольшая глубина залегания их подошвы в окрестностях Цицматини - 400 м.

Крылья и днища структур Гаре-Кахетинской подзоны осложнены многочисленными продольными узкими антиклиналями, реже, синклиналями, 8, 9 и 10 порядков, опрокинутыми на юг и, в большинстве случаев, разорванными продольными же разрывами. Сочетание широких синклиналей и узких антиклиналей характеризует покровную складчатость этой подзоны. Её подтверждают и геофизические исследования: ряд структур с глубиной выколаживается и затухает в майкопских глинах (Д.А.Булейшвили, 1960).

Ширакско-Цицматинский прогиб состоит из ряда широких

плоскодонных впадин 7 и 8 порядков, таких как собственно Цицматанская (Цц), Наомарская, Большая и Малая Ширакские и др. Они разделены поперечными, обычно, узкими антиклиналями 8 и 9 порядков, формировавшимися в постнижехазарский и предхвалынский циклы складчатости. Впадины выполнены сравнительно мощными озерными осадками.

Работами Б.П.Джаджанидзе (1974) доказывается бакинский возраст осадков ряда синклинальных впадин этой подзоны. Например, пресноводную бакинскую микрофауну содержат: 1) озерные пески и глины центральной части прогиба Диди Шираки мощностью 10-15 м; 2) озерные осадки низин Цицматани и Лакбе (Лб), накопившиеся при временных запрудах реки, в связи с воздыманием небольших поперечных антиклиналей Ламбало, Млашис-хеви (Мл) и др. Осадки эти замещаются речными конгломератами, поднятыми до уровня IV - бакинской террасы; 3) глины и суглинки древней речной запруды правобережья р.Алазани, северо-западнее с.Сабатло (Сб), в которых высечена (на отн.выс.20 м) II надпойменная терраса.

Осадки, выполняющие Ширакскую, Тарибанскую (Тб), Эльдарскую и Наомарскую впадины Н.А.Кудрявцев ещё в 1933 г. относил к бакинским по несогласному залеганию галечников на акчагыльских и апшеронских конгломератах, а также по наличию в первых прослоев пепла, характеризующего бакинские отложения Аджиноурской равнины.

Мощность четвертичных накоплений в синклинальных котловинах Гаре-Кахетинской подзоны варьирует в зависимости от амплитуды их прогибания, обусловленной порядком структур. Например, во впадинах Оле и Диди-Горской - 50 м (P1c<sub>2</sub>), в Ульяновской впадине - 17 м (P1c<sub>3</sub>).

В Гаре-Кахетии Б.П.Джаджанидзе выделены прикрытые аллю-

виальным покровом террасы: У - верхнеплиоценовая, IU - бакинская, III<sub>I</sub> и III<sub>2</sub> - ранне- и позднехазарская и П - хвалынская. Наибольшим распространением пользуется IU терраса, превышение которой над урезом реки варьирует от 240 до 160 м, в зависимости от положения относительно продольных или поперечных структур района. Наряду с этим, бакинский возраст ступени террасы на уровне 920 м вблизи устья р.Ил-то определен по находке *Rhinoceros Mersei Jorg.* в покрывающих террасу травертинах (Д.В.Церетели, 1966).

Весьма важны собранные Б.П.Джаджанидзе факты по определению возраста У террасы в долине Анис-хеви (окрестности с.Кветера - восточнее Тианети). Здесь им обнаружены пласты древнего аллювия, врезанного в склоны долины на абс.высоте 1100-1200 м, соответствующей уровню широкого террасового плато, покрытого редкой галькой. В цементе террасовых конгломератов обнаружена *Candoniella sp.*, отнесенная З.Имнадзе к верхнему плиоцену.

Контролируя этим фактом свои наблюдения, мы относим к У террасе ступени по склонам долин Иори и Арагви на отрезке этой широты - на высоте 1200 м. Ниже по течению Иори, юго-восточнее поднятия Циви-Тура, уровень У террасы снижается. Ей синхроничен, по нашему мнению, (вопреки взгляду Б.Джаджанидзе) обрывок покрытой аллювием террасы на высоте 750 м (450 м отн.выс.) на западном борту Ширакской впадины, в окрестностях с.Мирзаани (Мз).

В заключение обзора данных следует заметить, что в пределах Гаре-Кахетии, наряду с аллювиальными террасами, большим развитием пользуются высокие равнины<sup>x)</sup> и эрозионные

х) Ряд этих форм, по нашим наблюдениям летом 1973г., покрыт высыпками галек.

ступени, которые, к сожалению, часто игнорируются исследователями при сборе геоморфологических данных. Поэтому теряются промежуточные звенья позднейшей деформации террас, могущие восстановить последовательность циклов и градацию интенсивности вертикальных тектонических движений района.

### Влияние поперечных структур на развитие складок и рельефа Кахетинской зоны

Новейшие движения поперечных структур многообразно проявили себя в характере дислокаций и рельефа Кахетии.

1. В литературных источниках (В.В.Белоусов, 1939; В.Е.Хаин, 1951; М.А.Кашкай, Г.П.Тамразян, 1956; И.В.Кириллова, 1961 и др.) имеются ссылки на признаки вертикальных движений, связанных в западной части зоны с Тбилиско-Ахметской, в восточной - Закатало-Нухинской поперечными структурами. Доказательства строятся на анализе фаций и мощностей осадков, тектонической и морфологической зональности, распределении эпицентров землетрясений и дифференциации степени эрозионно-аккумулятивных процессов.

Изучая режим движения овражных наносов Кахетии, И.В. Кириллова приходит к заключению о резкой поперечной градации областей поднятия (с наибольшим воздыманием конусов выноса и высокой селевой активностью) и областей спуска. Оси поперечного поднятия проводятся ею вдоль левого притока р.Алазани - Дуруджи и правого - Кисис-хеви. Выводы этого автора подкрепляются сейсмическими данными (характер и распределение эпицентров землетрясений).

2. Структурно-морфологический анализ фактических материалов исследования Кахетии подтверждает выводы о поперечных зонах контрастных движений, внося корректив в положение

## Карта молодых дислокаций Таре-Калединского прогиба

Составлена по геологическим планам  
Д. А. Булеишвили и Б. П. Дзодзанидзе

1971 г.

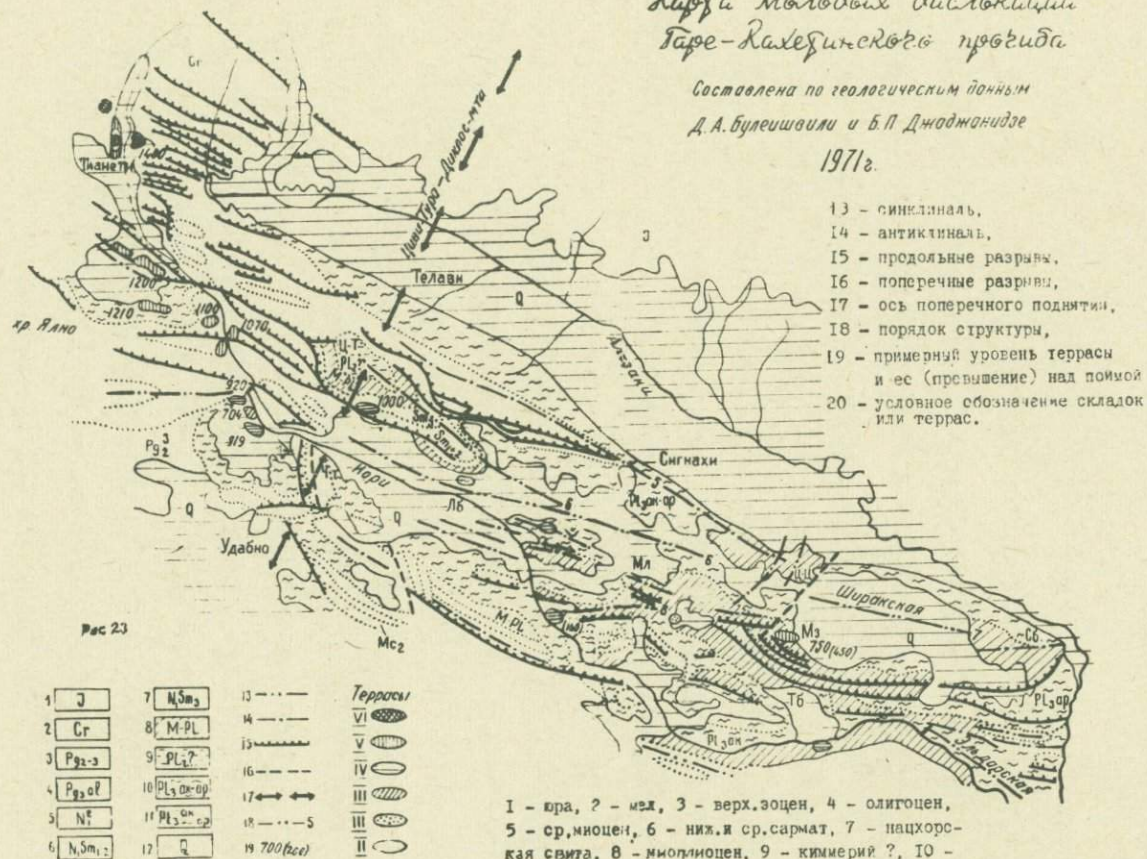
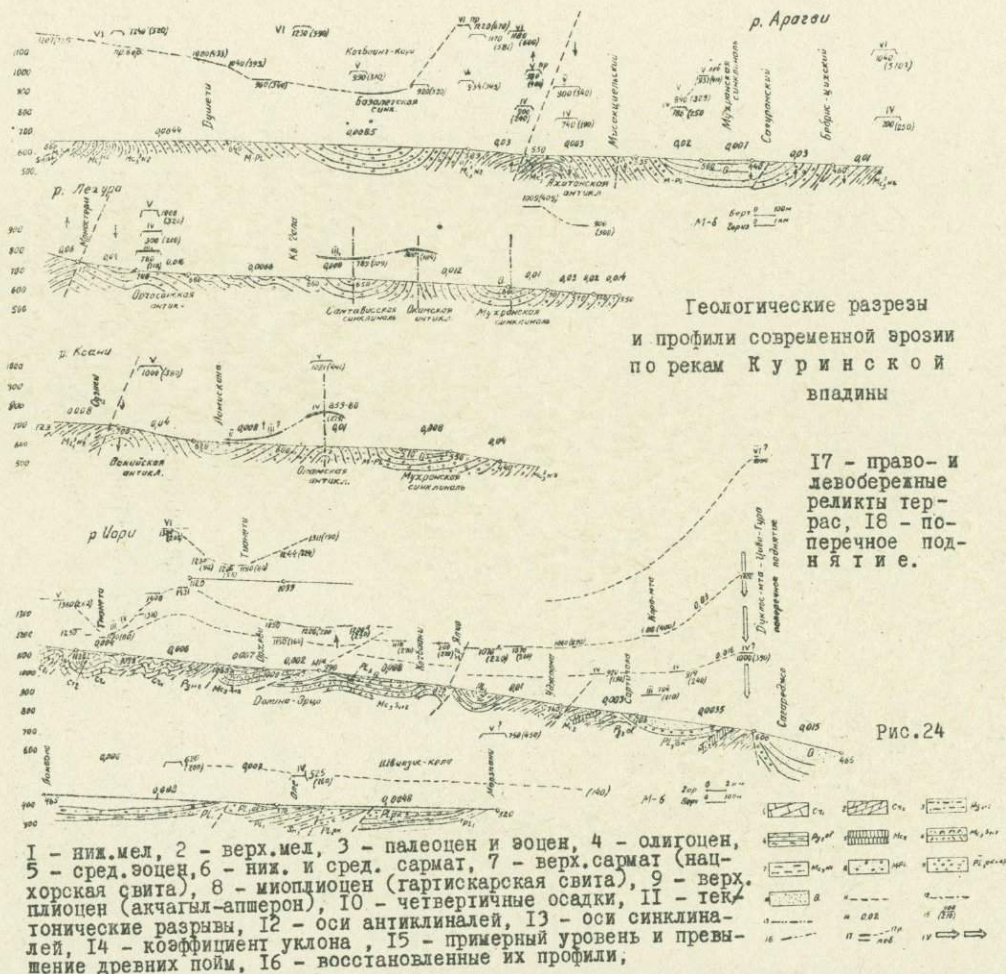


Рис 23

оси верхне-Алазанского поперечного поднятия. По нашему мнению, она ложится на вершины Диклос-мта (4285 м) - Вево-Бежира (3334 м) и Шави-Клде (3578 м) - Циви-Тура (1990 м), т.е. на линию наибольшего поднятия в этой полосе южного склона Кавказа и Гаре-Кахетии. Далее к юго-западу ось поднятия проходит через наиболее возвышенный рельеф северного борта Куринской депрессии - г.Читуха (960 м) - г.Демур-Даг (991 м), юго-западнее проектируясь на массив Арагац (4095м) в пределах Малого Кавказа.

Выражение поперечного поднятия Диклос-мта - Вево в структурах и рельефе высокогорной зоны Кавказа было подробно описано при систематизации фактических данных в этой последней. К числу аналогичных свидетельств поперечной геотектонической зональности на южном склоне Восточного Кавказа и в Гаре-Кахетии относятся: 1) поднятие палеозойских кристаллических сланцев и мраморов в ядрах лейасских структур на склонах Андаразанского хребта (в долинах рч.Лопота и Дид-хеви); 2) в той же поперечной полосе - резкое изменение простираня (из общекавказского в меридиональное) сарматских и миоплиоценовых слоев, а также дизъюнктивов, разрывающих эти осадки, на западном склоне вершины Циви-Тура; 3) резкий изгиб из юго-восточного в меридиональное направление вторичных складок олигоценно-миоценовых слоев и подчиненных им разрывов на участке между поднятиями возвышенностей Читухи и Демур-Дага; 4) прорезание поперечных складок именно в этой зоне молодой тесниной р.Иори.

3. Наиболее примечательным и важным фактом для понимания количественной стороны и возраста вертикальных движений поперечных структур является молодое поднятие миоплиоценовых слоев в своде Гомборской морфоструктуры.



На построенном нами профиле современной эрозии р.Иори, совмещенном с геологическим разрезом (рис.24), фиксируются изменения уклонов дна долины. В них отражены дислокации пликативного и дизъюнктивного характера, вызванные движениями как продольных, так и поперечных структур. В северной части профиля, на участке Тианетской синклинали депрессионно изогнуты У и IV террасы, поверхности которых максимально сближаются на оси структуры, а превышение над поймой сбавляется до 89 м. Зафиксированные на северном и юго-восточном бортах прогиба обрывки террасы на высоте 1380-1400 м должны быть отнесены только к более раннему циклу - UI террасе. Перелом кривых эрозии У и IV террас между селами Орхеви и Кочбаани связан с четвертичным поднятием северного блока Орхевского надвига. На небольшом отрезке современного профиля эрозии р.Иори, между отметками 1000 и 900 м выражено ослабление уклона до 0,002 в полосе влияния горизонтального смещения покрова упомянутого надвига. Для оконтуривания в рельефе дна долины зоны поперечного поднятия Тебулос-мта - Ялно несомненную пользу оказало бы теодолитное профилирование вдоль р.Иори. Иллюстрируемый схематичный профиль современной эрозии этой реки фиксирует усилением крутизны (0,01) падение восточного крыла упомянутой поперечной структуры. Однако, влияние её на уровень высоких террас маскируется смещениями по разрывам. Более показательны изгибы профиля эрозии р.Иори на втором поперечном поднятии - Диклос-мта - Циви-Тура. Ось его, как видно в разрезе по р.Иори, совпадает со сводом срезанной разрывом антиклинали с олигоценовым ядром, которую с двух сторон ограничивают синклинали верхнеплиоценовых слоев (Сартичальская и Сагареджойская (Сг) , выполненные чет-

вертичными осадками.

Несмотря на скудность гипсометрических данных, которые имелись в нашем распоряжении при построении профиля современной эрозии р.Иори, на нём, в общем виде, нашли отражение изгибы, обусловленные молодыми движениями поперечной структуры Диклос-мта — Циви-Тура. Профиль реки проявляет относительное выполаживание — 0,003 — на подступах к юго-западному продолжению зоны поперечного поднятия и на его оси. В то же время, на восточном крыле последнего, совпадающем с уклоном поймы, крутизна профиля эрозии увеличивается — 0,015. Важно отметить то обстоятельство, что и обрывки высоких террас испытывают выравнивание профиля с приближением к полосе поперечного поднятия Циви-Тура: У терраса фиксируется на интервале долины между отметками поймы 860 и 760 м (расстояние около 8 км) на уровне от 1070 м до 1060 м. При этом, её превышение увеличивается вниз по течению реки от 220 до 300 м. По-видимому, этой террасе принадлежит эрозионная ступень на западном крыле поперечного поднятия, на склоне г.Кора-мта высотой 1150-1200 м (превышение над поймой 400 м). IV терраса также испытывает вторичное выравнивание с приближением к оси поперечного поднятия. На отрезке долины между с.с.Уджарма и Сагареджо абс. высота фрагментов этой террасы 920-919 м, а превышение над поймой увеличивается вниз по реке от 190 до 240 м. Эрозионные ступени на высоте 1000 м на южном склоне Гомборского хребта, над северной периферией с.Сагареджо, можно причислить к втянутой в воздымание IV террасе.

С явлениями вторичного выравнивания высоких террас мы не раз уже встречались, например, в долине Тушетис-Алазани, на западном крыле поперечного поднятия Диклос-мта. Но там,

в отличие от иллюстрируемого разреза по р.Иори, наряду с выравниванием террас, обычно происходит уменьшение их относительных высот до минимальной на подступах к поперечной структуре; затем, в пределах свода последней, превышение быстро нарастает. Иную картину развития аналогичного явления в долине Иори следует объяснить локальными тектоническими условиями, и, именно, позднейшими подвижками по разрывам, активизирующими попятную эрозию реки на этом интервале.

Исходя из собственных региону межтеррасовых интервалов и порядка амплитуд суммарных движений продольных структур, скрещенных с поперечными, можно оценить наибольшее абсолютное поднятие У террасы в осевой полосе Гомборской морфоструктуры около 1400 м. При этом, коэффициент уклона восстановленного профиля террасы на западном крыле поперечной структуры будет достаточно большим — 0,03.

4. Освещение ряда вопросов, связанных с рассматриваемым явлением, в частности, о пределах межцикловых поднятий, а также вопросов динамики и темпа движений в зонах поперечных структур Кахетии требуют специальных исследований. Их успех, несомненно, может быть решен использованием в работах инструментальных методов съёмки террас, попутно с разносторонним изучением осадков плиоцена вершины Циви-Тура. Однако, нельзя не высказать предварительного суждения в интересующем нас аспекте.

Разделяемое большинством исследователей представление о постверхнеплиоценовом поднятии Цив-Гомборского хребта допускает аномальную пику амплитуды, измеряемой более 900м в пределах одного цикла (предбакинского) и одного лишь участка Грузии. Это противоречит фактам наблюдений над

характером и степенью изгиба профилей синхроничных террас в близкой структурно-геологической обстановке. Кроме того, вывод этот идет вразрез с установленными для района пределами межцикловых воздыманий структур, контролируемых уровнями комплекса террас.

С другой стороны, быть может, и нарушение "норм обычного" относится к закономерностям развития именно этой тектонической подзоны, в которой скорости вертикальных движений четвертичного времени приближаются к темпу современных движений, установленному для Грузии высокоточным нивелированием. Тогда, тем более, наша уверенность в этом должна быть также непоколебимой, как — упорным доказательство этого уникального явления.

В разрезе поставленных вопросов, необходимо окончательно убедиться, что верхние конгломераты разреза вершины Циви-Тура не принадлежат киммерию, а верхний их уровень не может быть коррелятным УI террасе, высота которой за пределами поперечного поднятия превышает У — верхнеплиоценовую террасу на 200-250 м.

Потому большие надежды возлагаются на планирующееся в ближайшем будущем изучение К.Г. Чубинишвили киммерийских осадков восточного продолжения Куринской депрессии. Работы эти весьма актуальны как с точки зрения выводов упомянутых выше азербайджанских геологов, так и наших структурно-морфологических построений, ибо приблизят нас к ответу на самый злободневный из вопросов о молодом тектоническом развитии Кахети.

5. Здесь надо иметь ввиду и другую сторону явления — сложность строения, а также генетическую и возрастную неоднородность Гомборской структуры. Она представляет, как

было сказано, высоко поднятую, значительно дислоцированную вторичной складчатостью, надвинутую на юг антиклиналь во флишевых отложениях юры, мела и палеогена. Миоценово-плиоценовый чехол структуры сохранился по обсьм её крыльям и периклинали. Обнаженное ядро припаяно по надвигу к крупной, продольно вытянутой синклинали неогеновых слоев, заполненной толщей плиоценовых конгломератов. Свод Гомборской антиклинали приподнят до высоты 1905 м лишь в субмеридиональной полосе поднятия смежной с ним мульды синклинали Циви-Тура, возвышающейся над сводом на 85 м (1990 м абс. в.). К западу и востоку от шарнира поднятия уровень гребня быстро, но плавно снижается до 1500 м, а далее в том же направлении - более спокойно до 1400-1300 м.

6. Гаре-Кახетинская впадина и в позднеорогенную стадию продолжает интенсивно прогибаться, представляя область мощных накоплений терригенных осадков, транспортируемых реками со склонов Б.Кавказа. Возникшая в северо-восточной оконечности этой зоны антиклиналь явилась восточным звеном постсреднеплиоценовых антиклинальных поднятий по северному краю Картлийской части депрессии. Своеобразие Кахетинского антиклинального поднятия заключается не только в том, что в ядре его высоко поднят комплекс донеогеновых осадков. В восходящие движения втянута по южному крылу структуры также синклиналь, выполненная плиоценовыми молассами. Она и представляет деформированный молодыми разрывами обрывок древней межгорной впадины, обособившейся от её Алазанской части воздыманием Гомборской антиклинали, а от собственно Куринского прогиба - четвертичными дислокациями Гаре-Кахетии.

Развитие этой спаренной Цив-Гомборской структуры осложнено глыбовыми движениями по системе разломов, из которых

наибольшую роль играют продольные дизъюнктивы: северный — по контакту этих структур, южный — на южном крыле синклинали.

7. В верхнем плиоцене Гомборская антиклиналь возвышалась над обширной аллювио-пролювиальной равниной Кахетии примерно на 350–400 м, занимая уровень 700–750 м (если учесть начальное высотное положение равнины около 300 м). Область моласс распространялась и на северо-запад — в пределы позднейшего воздымания Гомборского хребта между Алазани и Иори. На это указывают описанные выше верхнеплиоценовые конгломераты У террасы Анис-хеви. Следовательно, первоначальная инверсия рельефа на исходе среднего плиоцена произошла на сравнительно небольшом участке Гаре-Кахетинской равнины, попавшем в зону поперечного поднятия Диклос-мта — Циви-Тура. Последующее суммарное воздымание Гомборской антиклинали с верхнего плиоцена по голоцен может быть оценено примерно в 1100–1200 м; оно вмещается не менее чем в пять циклов, характеризующихся последовательным сбавлением амплитуд. На общие движения структур пликативного характера накладываются встречные подвижки по разрывам.

Воздымание Гомборской антиклинали в нижнем и среднем плейстоцене было усилено восходящими глыбовыми движениями. Это благоприятствовало денудации и смыву плиоценового покрова с древних отложений ядра структуры. Синклинали же Циви-Тура, напротив, в эти циклы испытывает лишь слабое поднятие, как в силу свойственного негативным структурам развития, так и благодаря отрицательным блоковым подвижкам. К концу среднего плейстоцена знак последних изменился в пользу более интенсивного поднятия синклинали Циви-Тура. Несомненно, в подобной обстановке, которую мы представляем лишь умозрительно, свод антиклинали в рание циклы должен

бы превышать уровень мульды синклинали Циви-Тура, если учесть мощность перекрывающих древнее ядро, позже удаленных процессами денудации, плиоценовых осадков. Между тем, в мульде синклинали они могли сохраниться до настоящего времени.

8. Обращает внимание, что на восточном продолжении оси синклинали Циви-Тура лежит Ширакская синклиналиная впадина. Надо полагать, что, несмотря на разный геотектонический фон проявления, они формировались как одна структура. Должно быть, в этом смысле надо понимать замечание Е.Е.Милановского о том, что Ширакско-Аджиноурский прогиб сочетает в себе генетические и структурные черты геосинклиналиного и межгорного прогиба.

Различие обеих морфоструктур заключается в том, что молодое развитие западной части единого прогиба Гаре-Кахети проходило под влиянием поперечной зоны поднятия, а восточной - под влиянием смежной поперечной зоны опускания. Последняя проявляет себя не только в увеличенных амплитудах нисходящих движений, но, по-видимому, и в поперечных дислокациях средних и низких порядков.

9. Ранние из вторичных дислокаций поперечного простирания формировались конседиментационно на дне и крыльях впадин бакинського возраста и продолжали развитие в позднейшие циклы. В эти последние прибавлялось участие продольных и поперечных складок 8, 9 и 10 порядков, которые также характеризуются последовательно убывающей от цикла к циклу амплитудой вертикальных движений. Это относится и к разрывам широтного и субмеридионального направления, осложняющим складки разных порядков.

Количественная сторона движений этих форм оценивается

с помощью показателей морфометрии фрагментов IV, III и II террас района, возраст которых определяется непосредственным переходом их покровных галечников в озерные осадки с бакинской и хазарской фауной. Накоплялись они рекою, в условиях повышенного местного базиса эрозии, во вторичных, расположенных звеньях, синклинальных котловинах депрессии, разделенных поперечными антиклинальными перемычками. Последние и увенчаны аллювием упомянутых террас.

Таким образом, в аллювиальных отложениях четвертичных рек Гаре-Кажетии выражена поперечная фациальная зональность, обусловленная развитием контрастных молодых структур субмеридиональной ориентировки.

### 3. МЕГАНТИКЛИНОРИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

отличается широтным простираанием и пологим сводом, амплитудой новейших поднятий 2,5 км, кулисообразно расположенными под углом к его оси вторичными складками и интенсивной вулканической деятельностью как в далеком, так и недавнем прошлом.

Основным элементом горного сооружения М.Кавказа является Аджаро-Триалетская складчатая система, находящаяся между Рионско-Куринской межгорной впадиной и Артвино-Болнисской глыбой. Система слагается верхнемеловыми вулканогенно-карбонатными и палеоценово-эоценовыми флишево-вулканогенными слоями, а также терригенными образованиями олигоцена.

Цикличные поднятия Аджаро-Триалетской складчатой зоны в новейший орогенический этап устанавливаются по ярусам поверхностей выравнивания на склонах Триалетского и Аджаро-

Имеретинского хребтов (С.С.Кузнецов, 1935; Н.Е.Астахов, 1955; Ш.А.Цховребашвили, 1963). Восстановленная по реликтам, плоскость выравнивания на уровне 2,7-2,2 км характеризует суммарные восходящие движения структуры с миоцена. В южном крыле поднятия основание андезито-дацитовых лав плато Персати расположено на уровне от 2,3 до 2 км, и спускается к оси Ахалцихской впадины до уровня 1 км.

Следующие циклы воздымания по склонам обоих хребтов представлены эрозионными плиоценовыми террасами на отметках 1,9-2 км, 1,6-1,7 км, 1,2-1,4 км и 0,9-1,2 км.

Лишь в немногих словах мы охарактеризуем морфологию террас западной оконечности Аджаро-Триалетской зоны, сосредоточив внимание на анализе черт проявления тектогенного рельефа долины Аджарисцкали - Чорохи.

#### 1. Западная оконечность Аджаро-Триалетской зоны

Приморскую полосу Аджарии дренирует система рек, в основном, широтного направления. Лишь главная речная артерия - р.Чорохи, проложив меридиональную долину, у слияния с Аджарис-цкали резко сворачивает на северо-запад к морю, раздвигая в низовье свои берега.

Речной сетью здесь обособлены Кобулетский хребет, с вершинами - Тират (1379 м), Телят-хеви (1563 м) и Чаквинский, с вершинами - Морвили и Чаквис-тави (1733-1550 м). Склоны их террасированы (морфология террас подробно описана стр.109-112 в книге 1970 г.).

В отличие от соседней к северу Гурийской зоны, западная оконечность Аджаро-Триалетской системы в полосе Причерноморья отличается более высоким уровнем плиоценово-нижне-

плейстоценовых террас. Лишь позднечетвертичные террасы сохраняют, как это было отмечено и для других зон, обычный свой уровень, при условии, если он не нарушен позднейшими локальными деформациями.

Сложные изгибы изогипс поверхностей разноциклических террас указывают на последовательное формирование вторичных продольных складок на северо-западном крыле Чаквинского антиклинория 5 порядка, а, именно, антиклиналей и синклиналей от 6 до 10 порядков.

При сопоставлении продольных профилей рек Кинтриши и Чаквис-цкали отмечается разный характер изгиба современной поймы. Более пологий уклон кривой Кинтриши в верховье обусловлен пересечением рекой свода Тират-Мувланетской антиклинали в то время как Чаквис-цкали врезается лишь в западное крыло этой структуры, падение которого, как обычно, усиливает уклон русла.

Следует обратить внимание и на следующее явление: на территории Цихис-дзир - Бобоквати система оврагов проложена в северо-западном направлении; большинство их сливается вблизи моря с р.Кинтриши.

Здесь вновь мы встречаемся с обусловленностью явления тектоническими причинами: поверхностный, как и подземный, сток определен наклоном к северо-западу приморского крыла Чаквинской антиклинали, последнее развитие которой связано с южным продолжением зоны поперечного воздымания Баилети - Джиханджури. Надо сказать, что оно также вызывает изгиб оси Чаквинской структуры из северо-восточного в суб-меридиональное направление.

Долина Чорохи - Аджарис-цкали заслуживает живого интереса не только своеобразием общей морфологии, но и

спектром террас, морфометрия которых диктуется развитием тектонических структур района. Даже весьма скудные данные инструментальной съёмки террас, пополненные визуальными наблюдениями, приводят к заключению о характере и количественной стороне молодых тектонических движений района, деформировавших террасовые плоскости.

По склонам долины Аджарис-цкали высечены ступени террас последовательных циклов. Крупными размерами плоскостей отличаются высокие террасы. Почти всюду встречающаяся на их поверхности или склонах галька выветрелых эффузивов указывает на принадлежность этих форм выравнивания различным речным днищам.

В нумерации террас от I до VI их условная датировка дана по морфометрическому сопоставлению ступеней в рельефе с Ш<sub>2</sub> - узунларской террасой, уровень которой, также как высотное подожение II и I террас мало изменяется в различных тектонических зонах.

В долине Аджарис-цкали наиболее распространены фрагменты VI террасы, сопоставляемой нами с верхнепонтической-нижнекимерийской. Эта терраса с небольшими колебаниями высоты - 560-540 м прослеживается вдоль среднего течения Аджарис-цкали более, чем на 10-12 км. Превышение террасы над поймой реки увеличивается на описываемом интервале вниз по течению от 330 до 470 м. К с.Маглакони абс.высота VI террасы снижается до 520 м, а далее вниз по течению реки - до 500 м (окрестности с.Эрге). Но обширный останец возвышенности Зеда-Агара уже несколько приподнят - 524 м (рис.25).

У терраса долины Аджарис-цкали, соответствующая верхнекуяльницко-гурийским осадкам, представлена ступенями по склонам на уровне 400 м, который также выдержан на большое

расстояние. Превышение террасы над тальвегом реки нарастает вниз по течению на интервале между селами Орцва и Эрге от 230 до 387 м - г.Апазона.

Надо полагать, что IV терраса, коррелятная чауде, представлена здесь двумя уровнями: более ранняя медленно спускается от 340-320 м до 300 м на отрезке долины между с.Ваио и рч.Каласкурис. Этот уровень сохраняется почти до с.Эрге, а, возможно, и несколько поднимается в полосе последнего. Относительная высота террасы нарастает от 100 м до 140 м вблизи рч.Каласкурис, а далее к западу - до 240 м. IV терраса более нижнего уровня на отрезке выравнивания предыдущей террасы сохраняет уровень 220-200 м; относительная высота её колеблется между 160 м и 170 м, увеличиваясь к Эрге до 180 м. К с.Тхилнари терраса снижается от 200 м до 160 м, а превышение убывает до 140 м.

III<sub>1</sub> терраса (древнеэвксинская) на интервале долины между ручьем Каласкурис и с.Тхилнари сохранилась группой фрагментов на высоте от 200 до 126 м. Превышение её вниз по течению увеличивается на этом расстоянии от 60 до 106 м у с.Чалахмела.

III<sub>2</sub> террасу - узунларскую - представляет ряд ступеней, обычно прикрытых аллювиальным покровом. В районе Чалахмела они врезаются в склон на высоте 110 м, с превышением над поймой на 60 м, а в районе сел Аджарисцкали - Эрге занимают уровень около 100 м (отн.выс.80 м). В окрестностях с.Ахалсопели, по обоим берегам Чорохи этой террасе принадлежит несколько ступеней на высоте от 60 до 40 м.

(Сугубого внимания требует к себе отрезок долины Аджарис-цкали между ручьем Каласкурис и с.Махунцети: восстановленные кривые эрозии ранней и поздней IV террасы, а также

Ш<sub>1</sub> и Ш<sub>2</sub> на этом участке сливаются к востоку. Это, на первый взгляд, парадоксальное явление находит свое объяснение, если учесть тектоническое строение этого участка и уменьшение в сторону с.Ваио относительных высот всего комплекса развитых здесь террас)

Хуже сохранились по склонам долины останцы II и I террас. Относительная высота П<sub>1</sub> раннекарангатской террасы колеблется между 20 и 30 м, также показывая увеличение к западу. Высота П<sub>2</sub> позднекарангатской террасы - 15-10 м. Нередко эти террасы представлены врезанным в склоны на отмеченном уровне пластом галечника или валунного галечника из андезитового материала. В окрестностях с.Кеда фиксируется изгиб позднекарангатской террасы: поверхность её от 10 м относительной высоты спускается к западу до 4,4 м, сливаясь с I террасой.

#### Тектоническая деформация комплекса террас долины

##### Аджарис-цкали - Чорохи

Восстановленные по обрывкам террас циклические профили эрозии этой долины на большом расстоянии - от ручья Акварета до села Эрге испытывают вторичное выравнивание (рис. 25); в то же время, глубина прорезания их рекой постепенно увеличивается с востока на запад, достигая наибольшей на территории с.с.Махо и Эрге. Отсюда к западу уже замечается уменьшение относительных превышений террас. Из них высокие здесь обрываются, террасы же более низкого уровня сходятся в сторону моря. Наименьшей величиной превышения террас над поймой отличается верхняя часть долины на территории с.с. Ваио - Кеда. Тут VI терраса возвышается над поймой всего

на 330 м, а IY - на 100 м. Суммарное поднятие Н выражается в относительной высоте VI террасы - 330 м. К западу оно увеличивается до 470 м (с. Чалахмела). На шарнире поднятия террас в полосе Махо-Эрге суммарная амплитуда неизвестна, вероятно, она - более 500 м, которые характеризуют относительное поднятие западного его крыла на участке Зеда-Агара.

На территории с. Чалахмела, где сохранилось большинство реликтов террас, межтеррасовые интервалы  $\mathcal{D}$  от VI к I террасе распределены в таком виде:

|                 | Н-абс.в. | $\mathcal{D}$ |                | Н-абс.в. | $\mathcal{D}$ |
|-----------------|----------|---------------|----------------|----------|---------------|
| VI              | - 520 м  | } 120 м       | Ш <sub>I</sub> | - 150 м  | } 40 м        |
| У               | - 400 м  |               | Ш <sub>2</sub> | - 110 м  |               |
| IY <sub>I</sub> | - 300 м  | } 100 м       | П <sub>I</sub> | - 80 м   | } 15 м        |
| IY <sub>2</sub> | - 220 м  |               | П <sub>2</sub> | - 65 м   |               |
| Ш <sub>I</sub>  | - 150 м  | } 80 м        | I              | - 55 м   | } 5 м         |
|                 |          |               |                | Пойма    |               |
|                 |          | } 70 м        |                |          |               |
|                 |          |               |                |          |               |

Общая глубина врезания

$$H = 470 \text{ м}$$

По литературным данным, долина Чорохи - Аджарис-Цкали на рассматриваемом интервале прорезает две антиклинали среднеэоценовых вулканогенных пород (П.Д. Гамкрелидзе, 1949). По нашим морфометрическим наблюдениям здесь устанавливается крупная антиклинальная структура 5 порядка, на которой построен Тирала-Мульванетский гребень. Ось складки пересекает р. Чорохи в окрестности сел Махо и Эрге, там, где наибольшее углубление долины сочетается с наибольшим выполаживанием современного её дна. Крылья основной структуры осложнены вторичными складками, которые выявляются и геологически.

Развитие основной Тирала-Мульванетской структуры и выз-

вало выравнивание циклических террас (большее - для древних, меньшее - для молодых). Выплаживание кривой эрозии в полосе пересечения долиной свода живущей антиклинальной структуры повторяет явление, ранее наблюдавшееся нами в долинах рек Маджарки, Риони, Хипсты и др. Различие лишь в его масштабе и степени изгиба профилей эрозии террасовых рядов. Уклон террас часто изменяется обратно пропорционально их номеру (чем моложе терраса, тем больше наклон её вниз по течению реки). Объяснение этому надо искать в импульсах воздымания Тирала-Мульванетской антиклинали, которые неоднократно и длительное время - с верхнего плиоцена - выгибали плоскости высоких террас и сделали их более пологими, чем у террас позднейших, более короткое время испытывавших деформацию, а потому сохранивших нормальный для горной реки профиль.

На поверхности террасовых рядов долины Аджарис-цкали - Чорохи отразились деформации также и вторичных складок, осложняющих основные структуры. Если интенсификация последних с верхнего плиоцена вызвала выравнивание профилей террас разных этажей, то развитие складчатых новообразований обусловило волнистость террасовых плоскостей и долинного дна.

Но в какой мере ранние тектонические движения унаследованы голоценом?

Современный профиль эрозии реки Аджарис-цкали - Чорохи относительно полог на интервале Ваио - Кеда (0,006). К югу крутизна усиливается до 0,01, местами достигая 0,018-0,02. Уклон резко уменьшается в пределах мульды и свода небольших вторичных складок на отрезке долины между селами Махунцети и Чалахмела - 0,002. К слиянию Чорохи и Аджарис-цкали уклон современного русла возрастает до 0,026. Инст-

рументальный профиль дна долины Чорохи - от с.Хертвиси вниз по течению реки, - обнаруживает ослабление уклона до 0,002 между с.Эрге и мостом Махо на интервале 1,4 км, попадающем в полосу свода Тирала-Мувланетской антиклинали. На западном её крыле уклон кривой возрастает до 0,004. Далее на запад инструментальный профиль фиксирует уже резкие изгибы кривой: выполаживание в восточной окраине села Тхилнари - 0,00057 на расстоянии около 2 км, затем постепенное усиление наклона долинного днища к западу - 0,004-0,026; вновь уменьшение К - до 0,0018 и, наконец, у моря увеличение уклона - 0,0055. Здесь, на западном крыле Тирала-Мувланетской структуры выявляется вторичная, причем весьма активная, дислокация, с которой и связан, даже визуально наблюдаемый, крутой уклон приустьевой поймы Чорохи, вызывающий ускоренное течение его вод.

Более резкая деформация профиля современной эрозии в приустьевой части долины Чорохи вновь напоминает нам, что именно этот её отрезок находится под контролем южного продолжения поперечной зоны поднятия Баилети - Джиханджури, описанной выше. Как видно, скорость современных восходящих движений этой структуры обгоняет темп поднятия развитых здесь продольных структур, более активно дислоцируя дно Чорохской долины.

Слабый уклон восточных отрезков древних и современного профилей эрозии в долине Аджарис-цкали между с.с.Ваис и Кеда, вместе с уменьшением тут межтеррасовых интервалов, это - явный признак прорезания рекой крупной с и н к л и н а л и.

Должно быть, под влиянием развития этой структуры и происходит, описанное в обзоре, данных слияние  $IУ_I$  и  $IУ_2$ , а

## Профили комплекса террас долины р. Аджарисцкали - Чорохи

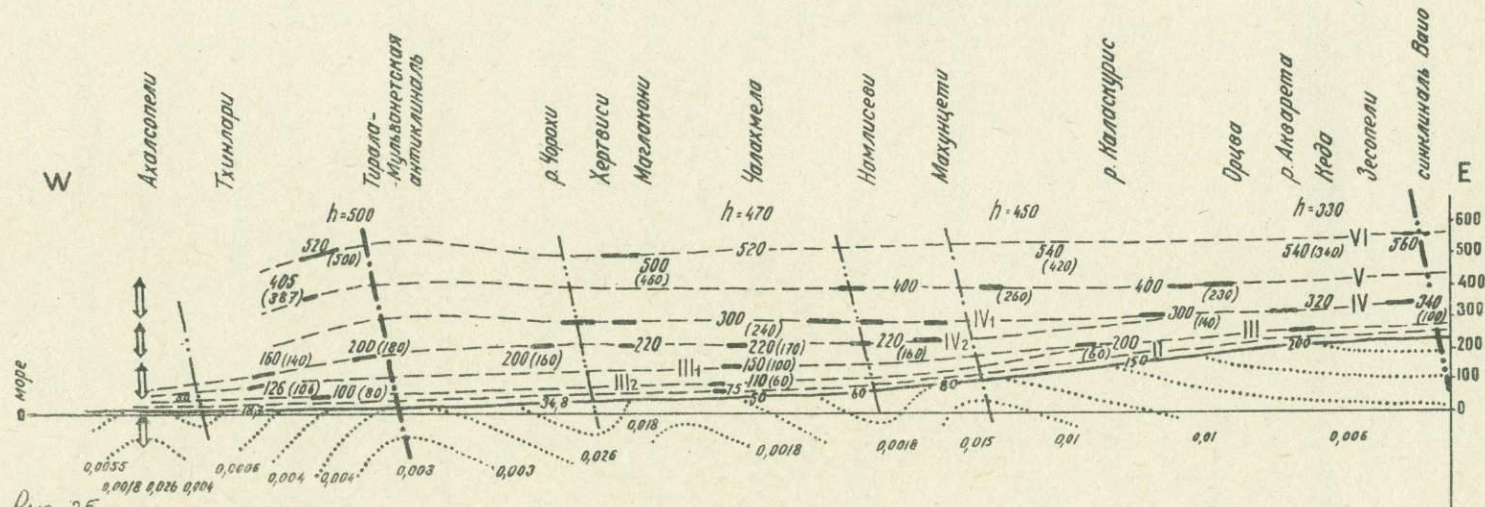


Рис. 25

- VI понтско-киммерийская терраса,
- V верхнеплиоценовая,
- IV<sub>1</sub> } чаудинская 2<sup>х</sup> уровней,
- IV<sub>2</sub> }
- III<sub>1</sub> древнеэвксинская,
- III<sub>2</sub> узунларская,
- II карангатская,

- ось антиклиналя,
- ..... ось синклиналя,
- ↔ поперечное поднятие,
- 540<sup>(420)</sup> абсолютный и относительный,
- восстановленная кривая эрозии,
- h - общая глубина врез террас от VI до пойменной

также  $\text{Ш}_1$  и  $\text{Ш}_2$  террас в необычном плане — вверх по течению реки. Явление это несколько напоминает прогибы крупных синклинальных впадин Грузии, с погружением на их крыльях ранних террас под поздние. Но здесь процесс прогибания не был завершен или оказался прерванным складчатыми новообразованиями на крыльях синклинальной структуры, прорезаемыми рекой регрессивной эрозией.

### Ш

## ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

### I. История развития рельефа Грузии

Избегая повторений достаточно полно изложенной в литературных источниках истории развития крупных форм рельефа Кавказа в позднеорогенный этап, автор характеризует на этих страницах лишь общие черты данного процесса для обследованных им регионов Грузии. Вместе с тем, вниманию читателя предлагается развернутая схема позднейших преобразований в них рельефа и плана гидрографии под воздействием, главным образом, локальных дислокаций. К сожалению, фактический материал такого рода ограничивается работами автора, которыми как бы намечаются вехи для будущего, более полного охвата детальными наблюдениями в этом направлении других районов Грузии.

Картина неотектогенного рельефообразования, нарисованная в этой главе, дает примеры своеобразия процессов в плиоценово-четвертичные импульсы складкообразования

## І. Абхазско-Гурийское Причерноморье

Широкое распространение в Абхазии плиоценовых моласс, местами весьма увеличенной мощности, указывает на продолжающееся воздымание антиклинория Б.Кавказа. На­растание его происходит не только ввысь, но и вширь за счёт при­членения предгорий, подвергающихся молодому складкообразованию.

С начала плиоцена материал, сносимый удлиняющимися в низовьях реками Абхазии, становился разнообразнее. Попутно с известняками в нём появляются лейасские и метаморфические сланцы, благодаря регрессивной эрозии верховьев рек в осевой части Хребта. О высоте горных сооружений этого времени свидетельствует и плиоценовая флора в осадках, зональность которой определена различными по высоте климатическими поясами.

Выровненный на уровне верхнеплиоценовой поверхности, рельеф Абхазии — широкие речные днища и шельф, где накопились верхнекуальнические, а позже — гурийские осадки, в постплиоценовый импульс орогенеза — был приюднат и теперь находится на высоте 300—400 м в среднегорной части, 250—140 м — в прибрежной полосе. К осадкам этого времени относятся, по-видимому, конгломераты в подошве антропогена в расширениях Салхино и Сальме долины Псоу, и в приустьевой части Кодори, Моквы и Галидзги, мощность которых и глубина залегания нарастают к шарниру Колхидского прогиба. Обрывки речных днищ, как и абразионных поверхностей верхнеплиоценового цикла сохранились на ряде участков среднегорной полосы Абхазии, например, на междуречье Хипсты и Ыгри, на локальных поднятиях Ах-Бапширы, Аж-Амгвы, Аныжа-Паары и т.д.

Поднятие Большого Кавказа в конце плиоцена резко изменило жаркий и влажный до того климат, благоприятствовавший латеритному выветриванию и ожелезнению пород в поверхностной зоне. Создались предпосылки для оледенения, охватившего высокогорный рельеф и вызвавшего изменения в характере и составе господствующих комплексов флоры и фауны.

В антропогене продолжается, но в ослабленном темпе поднятие Б.Кавказа и формируется в деталях современный облик рельефа Абхазии. Периодическая смена планации поднятиями создает на склонах гор, на определенном уровне, серию молодых четвертичных террас. Уклон их поверхности равномерный, с постепенным нарастанием крутизны от нижних к верхним террасам и от подножий хребтов к сводовым их частям. Любые отступления от этого закона обусловлены осложнением локальными тектоническими движениями низших порядков.

На значительном расстоянии прибрежной полосы Черноморья, в колебаниях уровня восстановленных вдоль неё террасовых рядов, нередко фиксируются террасы одного или близкого уровня, обусловленного гидроэвстазией. Они приурочены к крыльям локальных контрастных структур той или иной ориентировки, где вертикальные движения равны нулю или сведены к минимуму.

Аккумулятивно-абразионная чаудинская поверхность изменчива по высоте, если её рассматривать вдоль бровки от Псоу до Галидзги. Между Псоу и Хашупсе она занимает уровень 70-80 м; на левобережье Бзыби поднимается на склонах г.Ах-Бапшира до 100-110 м, в низовье Хипсты спускается до 55 м, чтобы восточнее снова повыситься до 80 м. В районе Ахали-Афони уровень чаудинской террасы поднят до 100-110 м, но к

востоку снова спускается до 80 м; в полосе Аныха-Паары высота её на оси поднятия - 110-120 м, в долине Кодори - 100-105 м, а в Очамчирском районе - 35-40 м.

Древние осадки, соответствующие чаудинскому времени, представлены мощными конгломератами в расширениях долины Псоу, в верховьях рек Отхары и Джабры. По Хипсте к ним относятся речные и дельтовые (Звандрипш) образования, переходящие к югу в морские отложения вдольбереговых террас. Чаудинским коррелятны накопления галечников в локальных расширениях долин Гумисты, Келасури, Маджарки и др.

Древнеэвксинский шельф не оставил в рассматриваемой полосе отчётливых следов. Условно к нему отнесены обрывки террас на уровне 70 м в прибрежной зоне. Постепенно спускающуюся к морю (от 77 до 50 м) поверхность по обоим берегам Бзыби, между Бзыбью и Мчиштой и в районе Леселидзе, мы относим к древнеэвксинско-узунларской. Как видно, непрерывное поднятие за этот промежуток времени в прибрежной полосе опережало абразионную выработку уступа, который у III - узунларской террасы обычно прекрасно развит.

На участках пониженного уровня IV террасы, высота III террасы уменьшается до 27-30 м, а в низовье Галидзги - до 25-20 м.

В Причерноморье обрывки карангатского шельфа фиксируются на двух уровнях - 25 м и 15 м. Поверхность террас деформирована на локальных складках в долинах Псоу, Бзыби, Хипсты и Кодори.

Чаудинская морская равнина в нижнем течении Бзыби дислоцирована контрастными вертикальными движениями: на левобережье она втянута в поперечное поднятие по оси Ах-Бапширы, на правобережье депрессионно изогнута в зоне поперечного

опускания, ограничивающей с востока субмеридиональную позитивную структуру Цахвоа - Арабика - Гагра.

Мыс Пицунда - район проявления самых молодых, притом, продольных складок: двух синклиналей, разделенных антиклиналью. Потому левобережье Бзыби в ареале озера Инкит служит ареной длительного единоборства моря и реки в течение голоцена: то восстанавливаются континентальные условия с отложением торфа в осадках, обогащенных растениями и пресноводной фауной, то ингрессия моря заносит их песками с черноморскими раковинами современного облика. Такая смена условий повторяется несколько раз.

Ярким примером развития рельефа под влиянием как региональных, так и локальных структур, пликативных и дизъюнктивных, служит междуручье Мчишты и Аапсты. Здесь нисходящие движения по оси синклинали Джирква, ускоренные опусканием южного крыла Гагринского регионального сброса, обусловили формирование в нижнем плейстоцене, в неширокой полосе изгибов рек Мчишты, Хипсты и Аапсты, значительно расширенных долин этих рек. Однако, в голоцене знак движений по разлому сменился, судя по тому, что все эти реки вырабатывают вдоль южного крыла разрыва, в условиях блоковых поднятий, узкие долины. В то же время, р.Ыгри в северном опущенном крыле разрыва характеризуется нерациональными изгибами и меандрированием русла, свойственными территории с высоким уровнем местного базиса эрозии.

Рельеф низовьев рек Хипсты и Аапсты не однороден по развитию: в приморские берега Аапсты врезаны ступени нормальных эвстатических террас, указывающих на скачкообразное колебание уровня моря с верхнего плиоцена до карангата, с постепенным отступанием береговой линии к югу. Своеобразие

же морфологии долины Хипсты — результат неуклонного воздействия издавна унаследованных, позднейших тектонических движений. Здесь обширные поверхности IV террасы и сменяющих её к югу последовательных рядов III, II и I террас изогнуты на осях продольных контрастных складок разных порядков. Сказываются индивидуальные черты развития долины Хипсты, в частности, приуроченность северной части плато к синклинали Джирква, южной — к брахиформной синклинали Куланурхва. Несомненно, вся эта широкая и протяженная древняя долина совпадает с поперечной зоной опускания, расположенной между зонами поднятия Ах-Бапширы и Афонской.

В противоположность соседнему на востоке району, где море в антропогене не проникало далеко вглубь суши, ингрессии чаудинского и узунларского морей в бассейн Хипсты были весьма протяженными, но узунларская линия берега моря далеко отодвинулась к югу, а Карангатское море покрывало лишь южную окраину территории Лыхны, также как древнечерноморское — террасу Звандрипш.

Междуречье Гумисты и Маджарки сохранило свидетельства существенной перестройки долинной сети под воздействием живых структур четвертичного формирования.

Восточная Гумиста в чаудинское время разрабатывала в низовье долину, судя по оставленным в окрестностях Сухуми останцам IV террасы, параллельно Западной Гумисте. Однако, формирование синклинали с.Шрома, мульду которой в наиболее погруженной части Восточная Гумиста пересекала, обусловило быстрое старение реки. Профиль нижнеплейстоценовой её поймы ненормально выполаживается для северного роя останцев. В то же время, Западная Гумиста врезалась в периклиналь складки Шрома, испытывающую некоторое относительное

поднятие. С помощью одного из углубивших русло притоков, она перехватила на участке Шрома Восточную Гумисту, оставив в рельефе вереницу фрагментов русла того времени.

Параллельная Гумисте р.Басла, выходя из ущелья в гребне Бырц (точнее – из пока ещё не разработанной в то время карстовой полости) меридиональным стволом впадала в море в окрестностях с.Дзигута. Поперечное поднятие прибрежного гребня Аныха–Паары, начавшееся не позже верхнего плицена, продолжалось и в чаудинский век, весьма затруднив сток Баслы. К тому же и синклинальная впадина Цинсвла в среднем течении реки способствовала её блужданию по широкой пойме (на это указывает группа фрагментов IУ террасы в окрестностях сел Дзигута и Ахалсопели). Р.Келасури в то время являлась, должно быть, левым притоком р.Баслы и впадала в неё вблизи с.Цинсвла. Не исключено, что с Баслой соединялась также Маджарка.

Восходящие движения в зоне поперечной структуры Абианде – Аныха–Паара вынуждали Баслу отступать к западу, в сторону их затухания. В связи с этим, оттягивались её левые притоки – Келасури и Маджарка. Но преграда поднималась поперек их течению, что не могло не вызвать систематических запруд рек, в большей степени, у Келасури, в меньшей – у Маджарки. В то раннечетвертичное время, до окончательного обособления IУ террасы, овраги, углубившиеся в склоны хребта Аныха–Паары регрессивной эрозией, открыли новый выход рекам Келасури и Маджарке, отчленив их от Баслы.

Вспышка движений в валахскую фазу горообразования вовлекла в поднятие также остатки древних сухих днищ, прилежащих к северному крылу антиклинали гребня Аныха–Паары. Восстановленная по этим останцам поверхность широка и плоско-

изогнута. Обрывок террасового плато Цинсвла, расположенный по оси одноименной синклинали, представляет самую низкую часть — дно этой корытообразной вогнутости в рельефе древней поймы.

Бесспорно влияние новейших тектонических движений также на эволюцию долины р. К о д о р и .

Последовательно мигрировавшие к югу поднятия продольных гребней, сперва Гердзеульского, затем, южнее — Аныха-Паары, оттесняли море дальше границ его периодических наступлений — к современному положению, удлиняя низовье Кодори.

Развитие молодых складок Ганахлебской и Драндской поперек течению Кодори, не отразилось на эволюции реки, прорезавшей их antecedентно, но синклиналиная депрессия в её устье, погружавшаяся к юго-востоку, благоприятствовала относительно мощным накоплениям аллювия в полосе Варча. Возможно, с северным поднимающимся крылом этой синклинали связано слияние плоскостей террас трех этажей на левом берегу нижнего течения Кодори.

Приморская часть Г у р и и относится к той переходной зоне между полярными вертикальными движениями, где сводовые поднятия Аджаро-Триалетского хребта уже значительно приглушены, а погружения по краю Черноморской впадины не столь интенсивны. Потому отчетливо дают о себе знать оживленные дислокации как пликвативные, так и дизъюнктивные, средних и низких порядков. Они способствуют преобразованию в антропогене рельефа, в главных чертах заимствованного с плиоцена.

Реликты верхнеплиоценового шельфа Гурии опоясывают Джуматский массив, спускаясь от него к западу и юго-западу от 230 до 160 м (от тылового шва к бровке). Таким образом,

среднеплиоценовые берега Джуматского массива были наращены в валахский орогенез Моздани - Кончкатско - Монастэрской суши. Линия этого берега была изрезана бухтами большого диаметра кривизны.

Долина р. Натанеби в верхнем плиоцене представляла широкий морской залив, отложения которого сохранились под современным дном её и в подножии правого склона в среднем течении реки. Обрывки абразионной поверхности этого времени венчают возвышенности Джиханджури, Самтависи и Пиля. Береговая линия этого моря, оконтурив Махарадзевскую впадину, проходила от с. Экадия к юго-западу, а севернее обрисовывала Гогоретский выступ на правом берегу Натанеби.

В чаудинский век сократившее свои пределы море омывало склоны поднятого по бортам Махарадзевской впадины гурийского шельфа, а также полосу берега между свх. Анасеули и окрестностями с. Циклаури. Отсюда чаудинская береговая линия идет через Джиханджури, Мухаэстате и Цихис-дзири на юг к Ахалсопели, куда впадала Палеоаджарис-цкали.

В отличие от реки Натанеби, которая появилась лишь с верхнего плейстоцена, Супса на отрезке нынешнего среднего течения представляет древнюю речную артерию. В чаудинский век она вырабатывала долину севернее поднятого верхнеплиоценового берега, впадая в южную часть Колхидского залива. Останец IV террасы г. Цхемна на северном склоне куяльницко-гурийского берега - свидетель обособленной работы реки Супсы, когда она была ещё ограждена от бассейна Бахвис-цкали поднятием древнего берега вдоль вершин Насакирали - Кодори - Катисцихе и окрестностей с. Земо-Натанеби. В то же время, Супсу отделял от Риони хребет Сайрао, новейшее поднятие которого следует отнести к нижнеплиоценовому времени.

Формируя долину на отрезке между г.Цхемна и с.Моэда-ни, Супса соединялась с морем в полосе сел Бешманети и Ни-ношвили.

Единая в плиоцене широкая Натанебская депрессия, к исходу этого времени была осложнена поднятием вторичных продольных складок, но наибольшие преобразования рельефа были вызваны активизацией в постверхнеплиоценовую фазу поперечных поднятий Баилети - Джиханджури и Кодори - Двабау. Расположенная между этими структурами поперечная зона Махарадзевского опускания, а к западу от Джиханджурской структуры зона поперечного Гуриантского прогиба (замкнувшегося на западе в постчаудинское время) испытывали устойчивые и, должно быть, непрерывные нисходящие движения. Это и явилось причиной длительного заполнения их мощными морскими осадками, а с карангатского времени - речным аллювием.

Прогибание в Махарадзевской впадине обгоняло абразию, а впоследствии и эрозионные процессы, потому поверхность террас разных серий в районе г.Махарадзе представляет одну результирующую плоскость, уклон ю которой к западу постепенно ослабевает от террас предыдущего цикла к террасам последующего. По-видимому, на восточном борту депрессии имеет место погружение поверхности древней террасы под покров молодых террас.

Усилившаяся в зоне поперечного поднятия Кодори - Двабау регрессивная эрозия левых притоков Супсы способствовала присоединению в конце чаудинского времени Бахвис-цкали к этой реке.

Многообразная перестройка плана долинной сети связана с поднятием в зоне Баилети - Джиханджури.

В чаудинское время Чаниетскую котловину дренировала

р. Палеоачисцкали, текущая у подножия приподнятого правого берега на юго-запад к соединению с морем в окрестностях с. Циклаури. Выработывая широкую долину на подступах к зоне поднятия, в пределах последней река прокладывала путь вдоль южного склона Джиханджури, где в рельефе прекрасно сохранилось достаточно протяженное древнее ущелье. Выход речного потока на приморскую чаудинскую равнину должен был быть там, где нынешний ручей Очхамури дугообразно изгибается вблизи с. Цаврока, в зоне параллельной поднятию Джиханджури поперечной негативной структуры.

Вероятно, и древняя река, пересекая зону опускания последней, вынуждена была блуждать на участке перед выходом к морю, образуя протоки, подобно тому, как бродят и извиваются здесь в настоящее время Очхамури, Бошати и целый ряд других мелких ручьев.

В постчаудинское время Палеоачисцкали успела углубить свою долину до уровня III террасы, но была перехвачена речкой Палеочолоки и отведена им по северному пути соединения с морем. После того, как обособилась по склонам III терраса, а море отступило к западу, Чаниетская долина становится местом интенсивной аккумуляции речных наносов в обстановке продолжающегося развития Махарадзевского прогиба и поднятия на пути речного потока Джиханджурской структуры. Дальнейший путь его эволюции решен был воздыманием небольшого складчатого новообразования, разделившего Чаниетскую и Махарадзевскую синклинали впадины. Оно способствовало перемещению реки на восток уже в карангатское время, при активном эрозионном содействии одного из молодых ручьев, левых притоков Бжуджи, который и присоединил Палеоачисцкали к речной системе Махарадзевской впадины.

Когда в процессе постчаудинских поднятий основная водная артерия Махарадзевского залива - пра-Бахвис-цкали - была перехвачена, её второстепенные левые притоки - Натанеби и Бжуджа продолжали течь в омелевший узунларский морской бассейн. Регрессия перед карангатским веком потянула за собой на запад этот слитый из трех основных разветвлений поток; он получил самостоятельность в карангатское время, когда ингрессия моря была задержана на западе растущим в окрестностях с.Натанеби поперечным поднятием Цвермагала, преодолеваемым попятной эрозией или обходимым рекою с юга.

В посткарангатское время русло Натанеби перемещается, как видно, тоже посредством перехвата, с оси Махарадзевской впадины на осложненное складкой северное крыло синклинали.

Морфология современной долины Натанеби на всем её протяжении сохранила признаки как ранних, так и поздних тектонических дислокаций, степень которых определяется величиной, ориентировкой и взаимосвязью живущих структур.

## 2. Картлийско-Кахетинское понижение

Морфология Картлийского прогиба в нижнем и среднем плиоцене вырабатывалась древней Курю с системой её притоков, стекающих по склонам обоих хребтов Большого и Малого Кавказа. В юго-восточной части Гаре-Кахетии основная водная артерия межгорного прогиба вливалась в море.

В условиях последовательного непрерывного прогибания депрессии, речная деятельность сводилась, в основном, к аккумуляции терригенных продуктов разрушения воздымающихся хребтов Кавказа. В конце киммерийского века северная крае-

вая часть аллювиально-пролювиальной равнины межгорья испытывает инверсию. Здесь поднимается антиклинальный гребень широтного простирания, обособивший северную часть прогиба в самостоятельные впадины, такие как Бодорнская и Эрцо. Скрещивание продольных структур с поперечными осложнило процесс развития впадины, вызвав поперечную зональность рельефа и резкую градацию в долготном направлении амплитуд контрастных вертикальных движений. Это и явилось причиной существенной перестройки гидрографического плана области, главным образом, в связи с валахской орофазой.

Втягивание западного борта Тирифоно-Салтвисской долины в поперечное поднятие Казбекско-Дзирульской зоны, обусловив наклон древнего днища к юго-востоку, заставило Палеокуру отступить в этом направлении. В то же время, усилившийся в смежной зоне поперечного опускания прогиб центральной части Тирифонской впадины затруднял движение реки к востоку, вызывая временные её запруды. Это отразилось в литологии верхней части разреза миоплиоцена, вероятно, соответствующей верхнеплиоценовым осадкам.

В постверхнеплиоценовый импульс движений на южной окраине молассовой зоны тоже возникло антиклинальное поднятие широтного простирания (Квернаки - Схалтба), преградившее сток в депрессию правобережных притоков Палеокуры. К югу от этого гребня в соответствующей структурно-морфологической обстановке (в будущем она может быть прояснена детальными наблюдениями) возник наклоненный к востоку трог, который стал собирать речные потоки северных склонов Триаletzских гор. Попутно с этим, активизация овражной эрозии на южном склоне хребта Квернаки серией перехватов способствовала выпрямлению изгиба русла Палеокуры на отрезке впадения

в неё нынешних ручьев Пронэ. Это привело к захвату рекой упомянутого трога, который и дренируется Курой с бакинского века.

В тот же промежуток времени, ранний приток Палекуры - Палеолиахви Большая, в условиях усугубляющегося прогибания центральной части Тирифонской впадины, длительное время была запруженной. Широкие обрывки IV террасы Малхазис-цверри свидетельствуют о размерах поймы древней Лиавхи, отлагавшейся при высоком стоянии локального базиса эрозии. Надо думать, что именно в постбакинскую орофазу через Квернакский гребень был пропилен, посредством попятной эрозии левобережного притока Палеокуры, выход Палеолиахви из Тирифонской впадины к слиянию с древней Курой. Зародившаяся в ту же ново-валахскую фазу на южном крыле Тирифонской синклинали Окамско-Малхазис-цверская антиклиналь прорезалась рекой антецедентно.

Иначе развивалась восточная часть Тирифонской впадины, непосредственно связанная с Мухранской долиной. От места выхода в первую р. Малой Лиавхи, по склонам VI и V террас вдоль северной и северо-восточной гряды возвышенностей тянутся отчётливо выраженные в рельефе ступени IV, III<sub>1</sub> и III<sub>2</sub> террас, профили которых постепенно опускаются к юго-востоку. Это заставляет предполагать, что предшественница Малой Лиавхи бакинского возраста и сделалась основной водной артерией Тирифоно-Мухранской депрессии, покинутой Палеокурой. Палеолиахви Малая текла на восток параллельно последней, собирая в себя прежние её притоки - Меджуду, Лехуру, Ксани, Нареквави и Арагви.

Сближение террас обоих склонов депрессии в районе Игоэти - признак поперечного поднятия в зоне Шино--Игоэти,

заявлявшего о себе с верхнего плиоцена, ещё во время дренирования впадины Палеокурой, которая вырабатывала на этом интервале узкое ущелье. Надо полагать, именно с этого времени Игоэтская часть межгорного прогиба стала испытывать инверсию. Воздымающаяся в постбакинскую и постнижехазарскую эпохи антиклинальная перемычка прорезалась рекою антецедентно. Временами же, глубинная эрозия не поспевала за поднятием, и река на подступах к Игоэтской структуре неоднократно запруживалась, судя по преобладанию глин в четвертичных осадках восточной окраины Тирифонского прогиба. Но в конце плейстоцена поднятие складки обогнало эрозию реки и здесь образовалась межкотловинная перемычка. Возникшее к западу от неё озеро было спущено впоследствии одним из молодых притоков восточной части Тирифонской долины, развивавшим в верховье, на участке Игоэтского поднятия, усиленную регрессивную эрозию. А позже, один из левых притоков пра-Лиахви Большой, должно быть, перехватил пра-Лиахви Малую у выхода её из меридионального ущелья в Тирифонское расширение; и она соединилась с основной рекою коротким каналом.

После вторичного отключения главной водной артерии, в продольную котловину продолжала впадать группа левых притоков, — от Лехури до Арагви. Последовательно они отчленились от депрессии, меняя широтное течение на меридиональное, ранее те, что менее были удалены от крыльев Игоэтского поднятия. Ретроградная эрозия ручья на южном склоне более интенсивно растущего хребта Цлеви (по южному краю депрессии) опередила эрозию системы ручьев на восточных склонах Окамского и Игоэтского поднятий, которые пра-Лехура старалась обойти с запада. И она была перехвачена Цлевским ручьём,

соединившим её с Курой меридиональным ущельем.

Древняя Ксани дренировала депрессию в широтном направлении в процессе формирования III террасы и после её обособления. На повороте из ущелья в расширение Мухранской долины она всё дальше отступала на восток, отталкиваемая поднимающимся на западе древним Игоэтским днищем и терпя затруднения в центральной части Мухранского прогиба. Но в дальнейшем, в голоцене и Ксани превратилась в приток Куры — в обстановке, напоминающей описанную для ранней эволюции других рек той же системы.

Развитие былой речной деятельности в восточном продолжении Картлийской впадины — в пределах Кахетинского понижения рисуется в таком виде: мощная толща моласс этой области накоплялась в течение всего плиоцена древней Курой и её притоками, среди которых наиболее крупным была река Иори. В последнюю вливалась и Алазани, в современной меридиональной долине верховьев которой можно узнать морфологию ущелья того времени. Гаре-Кахетия представляла тогда широкую, загруженную выносами рек, прибрежную равнину, омывающуюся на юго-востоке морем.

В предакчагыльский импульс движений вдоль северо-восточного края этой равнины стало формироваться антиклинальное поднятие Циви-Тура, несколько оттеснившее к юго-западу Палеокуру в её приустьевой части. Поднятие обособило Алазанскую краевую зону молассового прогиба как самостоятельную депрессию, с другой стороны, разъединив долины Иори и Алазани, способствовало превращению Алазанской долины в крупный водосборный бассейн южного склона Б.Кавказа.

Верхнеплиоценовая Кура, протекавшая вдоль Тирифоно-Мухранской впадины, за пределами Сагурамской долины смещала

свое русло к югу, обходя южную периклиналь поперечной структуры Тебулос-мта—Ялно. Древнюю пойму на этом интервале характеризуют фрагменты У террасы Кашветис-гора, Норио и Андриас-гора. Восточнее река прокладывала русло у южных подножий невысокой гряды Циви-Тура, впадая в морской залив на территории Малой Шираки. Обрывок Куринской поймы того времени и сохранился на уровне У террасы вблизи с.Мирзаани.

Значительная перестройка рельефа депрессии Внутренней Картли в постверхнеплиоценовую орофазу захватила и восточное её продолжение. Основную роль играло тут продолжающееся поднятие поперечной зоны Ялно. Бакинская Кура, дренировавшаяся в продольном трое к югу от поднятого южного борта Тирифоно-Мухранской депрессии, в окрестностях Мцхета всё более отклонялась к юго-западу, в сторону современного её русла. На это указывает целый ряд фрагментов IУ террасы между Авчала и горой Махат.

Главную роль в преобразовании рельефа Гаре-Кახетии в нижнем плейстоцене играла Иори. Эволюция её в среднем и нижнем течении находилась под влиянием контрастных движений поперечных зон, наложенных на Цив-Гомборское антиклинальное поднятие и Гаре-Кახетинский прогиб. Картина усложняется формированием в этой подзоне в плейстоцене вторичных складок, синклинальных и антиклинальных. Их движения создавали различную обстановку речной деятельности, что выразилось в чередовании расширенных озерных котловин и обрывков ущелий или террас. Верховье же Иори не подвергалось миграции, во всяком случае, со среднего плиоцена. Потому трудно согласиться с Б.П.Джаджанидзе (1972) в том, что река Иори, выработавшая долину значительно восточнее современной, после поднятия Гомборской антиклинали переместилась к западу

- в Тианетскую котловину. Высокие террасы по бортам последней указывают на древнюю эрозионную работу этой реки.

В среднем плиоцене притоками Иори была Палеоадзедзи, дренировавшая долину Эрцо, а также Палеоилто и Палеоалазани. Подняtie Гомборской антиклинали создало преграду между Иори и Алазани того времени, но соединило с последней Палеоидто. В этом можно убедиться даже по конфигурации современных ущелий, пропиливающих борты Алазанской депрессии.

Тектоническая обстановка в Гаре-Кахетинском прогибе в плейстоцене унаследована от плиоцена. Продолжающееся поднятие в поперечной зоне Диклос-мта--Циви-Тура, попутно с прогибанием Куринской впадины, усиливали уклон к югу северного борта последней. С другой стороны, дифференцированные подвижки блоков продольных разрывов на интервале с.Кешало - г. Швиндис-кели стимулировали углубление и попятную эрозию левобережных притоков Куры, вызвавших комплекс перехватов. Они вынудили Палеоиори ещё в бакинский век изменить широтное течение на юго-восточное, на что указывают реликты IV террасы на склоне Швиндис-кели и по меридиану Мирзаани.

### 3. Высокогорная часть Кавказа

Восстановление путей эволюции общего рельефа и речных долин высокогорной области Кавказа затрудняется пробелами в морфометрическом изучении террас и денудационных поверхностей. Те и другие часто сохраняются в виде беспощадно переработанных тектоническими и поверхностными процессами реликтов. При их обследовании на ограниченных участках, выпадение отдельных звеньев последовательного террасообразо-

вания может вызвать весьма субъективное толкование вопросов развития долинной сети.

Лишь счастливым стечением обстоятельств можно объяснить, что изучение морфометрии древних речных дниц Рачинской и Тушетской подзон Кавказа позволило проследить взаимосвязи террас и зависимость их от развития структур.

Опираясь на геоморфологические исследования, нельзя не заметить, что гидрографическая сеть высокогорных зон не испытала больших изменений под влиянием движений продольных структур, по крайней мере, со среднего плиоцена. Эпигенетически заложенные на склонах хребтов, реки, в процессе формирования вторичных дислокаций на крыльях мегаструктуры, успевали приспособлять к ним свои долины или прорывать их антецедентно. Лишь развитие крупных поперечных структур, обладающих в условиях высоких амплитуд поднятия горной страны значительным темпом движений, способно было изменить начальный план долинной сети. При этом, наибольшей гидрографической перестройке подвергалась система рек в зоне крупнейшего поперечного поднятия Центрального Кавказа.

В других случаях миграция рек возможна была в зонах относительных опусканий, вызванных развитием продольных или поперечных синклинальных структур: в них реки характеризуются меньшими скоростями, стало быть, меньшей эрозионной активностью, и потому чаще становятся объектом перехвата молодыми потоками, прорезающими крылья этих структур, а потому обладающими большей энергией для эрозионного преобразования рельефа.

В бассейне верховья Бзыб и крупными реками в плиоцене были сама Бзыб и параллельная ей тогда Мзымта.

Обе они текли в соответствии с общим наклоном юго-западного крыла антиклинория Главного Кавказского хребта. В верхней части его склона, прорезаемого современной р.Грибзой, была начало Палеобзыбь, судя по реликтам на ее правобережье У1 и У террас.

Развитие на востоке крупного поперечного поднятия Ачадара--Аныха-Паара способствовало наращению верховьев плиоценовой Бзыби широтным речным потоком, стекающим по западному крылу поднятия. С другой стороны, формирование с конца плиоцена вторичных широтных складок и дизъюнктивов осложняло план развития долинной сети. К концу плейстоцена усилилась роль поперечных разрывов, на что указывают субмеридиальные ряды минеральных источников. Вероятно, вдоль сместителей заложены были верховья рек Авадхары и Бавю.

Развитие другого поперечного поднятия на западе - Цахвоа - Агепста повлияло на эволюцию соседней реки Мзымты, обусловив миграцию её к западу. В связи с этим, обогащенная водными ресурсами верховьев р.Мзымты, Палеобзыбь превратилась в мощную речную артерию. Интенсивная глубинная эрозия и морфология теснины в среднем течении Бзыби указывают на позднейшую активность воздымания прорезаемой рекой Бзыбской антиклинали, усиленного глыбовыми подвижками по продольным разломам.

Восстанавливая историю структурно-морфологического развития Верхней Рачи, мы видим, что продольная долина Риони, antecedентно секущая основные структуры района, за время от  $PI_2$  до  $PI_3$  последовательно смещается с юга на север, параллельно первоначальному своему направлению. Отступать реку к северу заставляла, по всей вероятности, активизация широтного Пощхревского разрыва и, именно, поднятие с плиоцена

северного его блока. Темп восходящих движений последнего, как видно, обгонял скорость воздымания Сорской антиклинали, выполаживающего на территории сел Цедиси - Цхмори продольный профиль древнего русла пра-Риони. Однако, к верхнему плейстоцену знак подвижек изменился на обратный. Стало подниматься южное крыло разрыва, что обусловило резкое различие петрографического состава покровных галечников ранних и поздних террас.

В то же время, восточный блок поперечного Самтисского сбросо-сдвига, интенсивно поднимавшегося в ранние циклы неотектонических движений, испытывает в четвертичное время опускание, ставшее причиной временных запруд Риони в обстановке локального повышения базиса эрозии. Это сказалось и в морфологии долины - расширенной в восточном блоке, суженной - в западном.

Данные о наличии или отсутствии в галечниках высоких террас гранитного материала помогают наметить пути левых притоков Риони ранних циклов дренирования, стекавших в него несколькими потоками с южных гребней.

Представления о эволюции рельефа М т а - Т у ш е т - с к о г о синклиналичного гребня между поднятиями Бокового и Главного Кавказского хребтов подробно изложены были выше, при иллюстрации деталей восстанавливаемых структурно-морфологических процессов. Потому в предлагаемом очерке нами охарактеризованы лишь главные вехи палеогеографии района. Направление её диктуется новейшими движениями, в основном, выраженными в сжатии синклинали Макратела и блоковых движениях по сбросам, продольно рассекающим крылья этой структуры. Заложение в посткimmerийский импульс северного из разрывов вызвало отчленение срединного Тушет-

ского нагорья от южного склона Бокового хребта, в связи с чем и возникла в верхнем плиоцене долина Пирикитской Алазани.

Река Тушинская Алазани, дренировавшая с нижнего плиоцена межгорную долину Макратела, выработывала на западе русло по южному склону Тушетского нагорья – севернее современного русла.

В среднем течении, в окрестностях сел Омало и Шенако верхнеплиоценовая пойма Тушинской Алазани формировалась в условиях повышенного базиса эрозии, в связи с поднятием на её пути антиклинали Дзвели-Галавани, усиленным в зоне поперечного воздымания Диклос-мта – Кириота. Движения эти были унаследованы и плейстоценом.

Нижнеплейстоценовые горстовые подвижки гребня Макратела, особенно интенсивные в западной его части, в зоне воздымания поперечной структуры Тебулос-мта, способствовали превращению в основную водосборную артерию правого притока Тушинской Алазани. Река резко сворачивала из продольной долины в поперечную в зоне субмеридионального разрыва Чешо-Коклата. Опускание его восточного блока стимулировало запруду этой реки на территории Коклата в бакинское время. Здесь отлагались сравнительно мощные галечники. Наряду с этим, речная пойма испытывала деформацию под влиянием роста антиклинали Дочу, активизировавшего попятную эрозию левобережного притока Тушинской Алазани. Это способствовало прорыву запруды реки у с.Коклата уже в постбакинскую эпоху.

Развитие восточной части долины Тушинской Алазани в бакинский цикл подчинено закономерности предыдущего времени: реки Тушинская и Пирикитская Алазани, подобно верхнеплиоценовым, замедляли течение на подступах к растущему поперечному поднятию Диклос-мта, и даже образовали запруды. Их

освобождали от них притоки пра-Андийского Койсу, эрозия которых активизировалась на участке интенсивного воздымания антиклинали Дзвели-Галавани. Условия эти унаследованы были современной рекой Андийское Койсу, прорезающей свод этой структуры и восточное её крыло (в пределах Дагестана) глубоким ущельем.

### Основные черты молодого формирования складчатости

I. Формой проявления позднеорогенного (постверхнесарматского) складкообразования Грузии является унаследованное воздымание первичных антиклинорий Большого и Малого Кавказа, на которое накладываются дифференцированные движения последовательно формирующихся на крыльях этих структур пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Подчиненность складок последующих импульсов движений складкам предыдущего формирования отчетливо выражена для различных зон региона. Развитие складчатых новообразований в пределах более крупных позитивных структур в целом ряде конкретных примеров характеризуется меньшим пределом поднятия относительно свода материнской структуры. С удалением от неё амплитуды движений складок постепенно уменьшаются.

Неотектоническое развитие складчатых областей идет по пути, с одной стороны, всё большего воздымания ранее заложенных структур, с другой, - всё большего расширения зон складчатости за счёт нарастания всё более и более молодых складок в сторону межгорного прогиба или Черноморской впадины. Однако, это не исключает формирования вторичных складок, вплоть до самых юных, на крыльях структур высокого ранга, в зоне сводовых поднятий Б. и М.Кавказа.

Движения структур представляют вертикальную составляющую тангенциального сжатия коры. В этих условиях уровень поднятия за время проявления фазы тектогенеза можно представить как показатель разрядки энергии сжатия, вызывающего восходящие движения. Это выражается в паузах воздымания (или кратковременных растяжениях коры), когда происходит накопление напряжения перед последующим этапом непрерывного поднятия. Прерывистые воздымания структур и запечатлелись в различном высотном положении циклических террас. Оно соответствует: для более высоких террас — уровню поднятия крупных складок ранних этапов складкообразования, для молодых террас — уровням последовательных поднятий складок низких порядков. Но высотный уровень террасовых поверхностей будет варьировать для каждого из циклов поднятия в зависимости уже от положения относительно самой структуры этого цикла, отвечающего её порядку: если терраса попадает на свод складки, она испытала большее воздымание по сравнению с синхроничной террасой на крыле этой складки.

Таким образом, плоскости сводов последовательно формирующихся складок соответствуют поверхностям циклических террас. После паузы, прерывающей вертикальные движения структур и создающей условия для их срезания на широкой площади и выравнивания рельефа, вновь возобновляется поднятие крыльев структур раннего формирования и сводов зарождающихся складчатых новообразований. Это и будет для данного цикла или стадии начальным моментом неравномерного врезания долин в выровненный в предыдущий отрезок времени рельеф.

2. Если восходящие движения являются результатом сжатия позитивных структур, то сжатие негативных структур обуславливает их нисходящие движения или большее или меньшее

отставание в поднятии синклиналей, по сравнению с амплитудами движений положительного знака смежных антиклиналей. Разная интенсивность поднятия разноименных структур отчетливо выражена в зоне сводовых воздыманий Б. и М.Кавказа, но с приближением к межгорной депрессии роль отрицательных движений в развитии синклинальных структур все более возрастает. Полное господство нисходящие движения получают лишь в Рионско-Куринской синклинойной депрессии, к востоку и западу от поперечного Дзирульского поднятия. Но это опять же не исключает восходящих движений вторичных антиклинальных структур, осложняющих дно и крылья синклинория.

Последовательное и, по-видимому, непрерывное, судя по Рионской впадине, прогибание межгорной депрессии отразилось в увеличенной мощности и полном стратиграфическом разрезе заполняющих её плиоценово-антропогеновых осадков. Здесь важно подчеркнуть, что осадки эти обнаруживают вертикальную фациальную зональность - чередование грубообломочных и тонкозернистых фаций. В нём отражено прерывистое воздымание окружающих депрессию складчатых областей, выражающееся в смене процессов интенсивного разрушения хребтов замедленной их денудацией.

Наряду с этим, в Колхидской оконечности межгорного прогиба, сравнительно детально изученной, во вторичных синклиналях в ряде случаев отмечались более увеличенные мощности, в сравнении с соответствующими антиклиналями. Это дает право считать развитие складчатости в прогибах конседиментационным.

Последовательное сужение межгорного прогиба является следствием не только сжатия синклинория, но и осложнения его крыльев вторичной складчатостью и вовлечения в поднятие.

Исключением служит, как известно, лишь северный борт Алазанской депрессии, "поглотившей" южную полосу оконечности складчатой системы Южного склона.

3. Амплитуды нисходящих движений в зонах синклинальных структур определены тектонической природой области, к которым они приурочены. От неё зависит величина раскрытости этих форм и возможность их тангенциального сжатия. Так, интенсивность прогибания Тирифоно-Мухранской депрессии в четвертичное время увеличивается к востоку, в сторону наибольших амплитуд погружения Закавказской плиты; прогибание синклинальных впадин Абхазии также нарастает к Колхидскому прогибу - в сторону наибольшего опускания жесткого субстрата. Устойчивые нисходящие движения в мульдах депрессий обеспечили аккумуляцию мощных четвертичных осадков.

Зависимость амплитуды погружения синклинальных структур от степени их раскрытости наглядно подчеркивается при переходе от широких синклиналей к продолжающим их по простиранию, менее раскрытым, синклинальным складкам. Например, Бодорнской синклинали - в Булачаурскую синклиналь на востоке и Мчадисджварскую - на западе, в пределах которых поверхность цоколя молодых террас (в расширениях долин Нареквави и Арагви) имеет меньшую кривизну изгиба и меньшую мощность аллювия, чем это свойственно основной синклинальной впадине.

(Попутно надо заметить, что в приведенном примере мы встречаемся, по-видимому, с реликтами ранней продольной синклинальной структуры, значительно переработанной последовательными нисходящими движениями поперечной структуры. С её осью совпадает шарнир основного прогиба, а к крыльям приурочены вторичные впадины).

Существуют и другие факты, свидетельствующие о том, что

первопричиной вертикальных движений являются складкообразовательные процессы. Например, молодая инверсия рельефа на дне Куринской синклинойной депрессии обязана постбакинскому развитию Игоэтской антиклинальной складки. Расположение последней в простирании несколько под углом к оси основной структуры, при дальнейшем развитии трех этих форм, не могло не вызвать крутого наклона и деформации крыльев антиклинали, являющихся в то же время периклиналями, разделенных ею синклиналильных структур. В результате, оси их оказались смещенными. Объяснить подобные явления, не увидев в основе их горизонтальных напряжений и сжатия складок, трудно. Этими процессами также, видимо, обусловлена мелкая, опрокинутая к югу складчатость по северному борту депрессии.

Не менее отчётливо природа движений тангенциального характера вскрывается в цикличном развитии синклинория Макратела в зоне воздымания Б.Кавказа: здесь, в процессе интенсификации структуры происходит смещение оси мульды к югу, что нашло отражение в морфологии выровненной поверхности обращенного рельефа одноимённого хребта. С древними останцами высокой (УП) террасы "стыкована" плоскость террасы последующего цикла (УІ терраса), а с этой последней — ступень ещё более позднего цикла (У терраса). Эта, падающая на юг, слитная поверхность трех террас, крутизна уклона которой усиливается от поздней к ранней террасе в сторону Бокового хребта, втянута в блоковые подвижки разного темпа по разрывам северного и южного склонов гребня Макратела.

4. Унаследованность знака, при уменьшении интенсивности вертикальных движений складчатого характера, свойственна многим структурам четвертичного этапа тектонического развития Грузии и жизнь их продолжается поныне. Но изредка

встречаются и такие "омертвевшие" в настоящее время складки, как Ахалкопельская синклиналь, прорезаемая Супсой, и некоторые мелкие вторичные складки по рекам Маджарке и Риони, движения которых не отразились соответствующими изгибами в гипсометрии современного дна долины. Но не исключено, что ослабленные движения этих форм при интенсивной речной эрозии, в случае сопряженного, "парного" развития складок (поднятие одной как бы компенсируется опусканием соседней), не вызывают уловимых деформаций профиля современной эрозии.

5. На различном тектоническом фоне - в пределах Грузинской глыбы и в переходной зоне между ней и складчатой областью, а также в этой последней, на разных широтах, складчатые новообразования низких порядков (9, 10, 11) характеризуются для каждого из них одинаковыми или близкими амплитудами вертикальных движений, судя по относительной высоте самых молодых террас Грузии. Одинаковые или близкие величины амплитуд движений среднего порядка в различных тектонических зонах зафиксированы нами лишь для нисходящих движений синклинальных впадин 7 порядка. На их оси и крыльях относительный уровень изогнутой поверхности 1У террасы во многих случаях имеет близкие значения. Сходство относительных уровней в пределах этих впадин показывают и более молодые террасы. Тут же надо отметить, что стрела изгиба поверхности террас всегда меньше, чем изгиб коренной их подошвы, в чем виден признак ослабления во времени интенсивности сжатия складок.

Примерами синклиналей 7 порядка с близкими амплитудами вертикальных движений являются складки Салхино и Сальме долины р. Псоу, Шрома и Цинсвля долин Гумисты и Келасури, Ахалкопельская в долине Супсы и др. Возможно, движения этих

вторичных форм накладываются как самостоятельные на движения материнских структур, которыми в приведенных примерах служат - антиклинали Берчиль, Абиандэ, Яштухорху и Кончкатская.

6. План распределения неотектонических структур области в соответствии с их порядками, определенными возрастом формирования каждой, рисуется в таком виде: исходя из высоких рангов складчатой системы Кавказа, подчиненной альпийскому геосинклинальному поясу, мы относим мегантиклинории Большого и Малого Кавказа и разделяющую их Рионско-Куринскую синклинорную депрессию к структурам 3 порядка. Крупные антиклинории Главного Кавказского и Бокового хребтов, разделяющий их синклинорий Макратела, синклинорий Аджаро-Триалетской зоны принадлежат 4 порядку. Время неотектонического оформления их, должно быть, - с начала позднеорогенной стадии - с нижнего плиоцена. Начальная структура этих единиц значительно переработана складчатостью 5 порядка, наиболее распространенной на склонах Б. и М.Кавказа. Зарождение её следует связать с постсреднеплиоценовыми импульсами движений. Примерами структур этого возраста являются антиклинали Дзвели-Галавани, Макратела, Сорская, Кацирха, Гега-Юшарская, Гагрская, Тирала-Мульванетская. На крыльях этих структур в постверхнеплиоценовую орофазу формируются складки 6 порядка, такие как антиклинали Дочу, Кончкатская, синклинали Мерхеульская и Хриалетская. Структуры эти осложнены в постнижнеплейстоценовое время складками 7 порядка, представителями которых служат антиклинали Цесская, Омпаретская, Игоэтская, Коклата, а также перечисленные выше синклинали. К складкам 8 и 9 порядков, возникшим в среднеплейстоценовые импульсы движений, относятся Драндская антиклиналь,

Кодорская синклиналь, антиклиналь и синклиналь Чадил и др. Пределы их поднятия соответствуют уровню Ш<sub>1</sub> и Ш<sub>2</sub> террас. В зоне Причерноморья поверхности обеих террас слиты, в зоне высокогорья обособлены.

Складки позднейших орофаз - IO, II и I2 порядков обычно зарождаются на крыльях структур средних порядков в переходной к Черноморскому прогибу зоне. Но, как отмечено было выше, складки эти формируются и в высокогорной области, чаще, на крыльях синклинорий, таких как Макратела, Рачинско-Лечхумский, а также - более низких порядков, таких как Махарадзевская или Букнарская синклинали в Гурии.

Связь складчатых новообразований со II и I террасами устанавливается геологически и инструментально, например, в низовье рек Абхазии. Тахеометрическое профилирование позволяет уловить на дне речных долин изгибы, свидетельствующие зарождение голоценовой складчатости. Зависимость между ней и рельефом наглядно видна при структурно-морфологических исследованиях Пицундской равнины, где выявляются два продольных молодых прогиба, разделенных пологим антиклинальным выгибом. На крыльях этих складок в верхней части четвертичных осадков чередуются охарактеризованные фауной и флорой слои морских и континентальных отложений. Контрастные движения этих юных структур, вероятно, и были причиной неоднократных позднейших наступлений моря на континент. Подобная обстановка характеризует голоцен западной приморской части Колхиды, также как и Гурии, где морские слои чередуются с континентальными, включающими пласты и линзы торфа.

7. Области плиоценового и четвертичного складкообразования Грузии осложнены поперечными общекавказскому простираению зонами контрастных движений. Ими обусловлены форми-

рование субмеридиональных структур пликативных и дизъюнктивных, а также поперечная зональность рельефа и литологии осадков. Наряду с этим, Е.Е.Милановским замечена также поперечная зональность в распределении частоты и интенсивности землетрясений в пределах Кавказа, что отражается в схеме сейсмических поясов. Они тяготеют к выраженным в рельефе зонам крупных поднятий Восточной и Западной Грузии.

Плавный антиклинальный выгиб поверхности циклических террас в зоне поперечного поднятия, с постепенным нарастанием превышений от его крыльев к оси, и обратная картина - прогибания террасовых плоскостей в поперечной зоне опускания, позволяют связать эти явления преимущественно с пликативными процессами. Их развитие осложняется глыбовыми подвижками по разрывам.

Зоны поперечных контрастных движений связаны с системой поперечных структур, различающихся возрастом, амплитудами вертикальных движений и протяженностью. Наложение этих структур на продольную складчатость увеличивает или уменьшает, в зависимости от знака, темп их движений, следствием чего является закономерное увеличение или уменьшение амплитуды вертикальных движений в широтном направлении, на интервалах между осями поперечных поднятий и опусканий. Лишь при значительных скоростях поперечных поднятий, каковыми отличается воздымание Центрального Кавказа - наиболее крупное и, очевидно, раннее из структур этой системы, стали возможны значительная инверсия рельефа и перестройка структурного плана. Молодые поперечные структуры меньшей величины частыми волнами проектируются на складчатые зоны и межгорный прогиб Грузии. Условно, по геоморфологическим признакам<sup>х)</sup>,

х) - По данным литолого-фациальных исследований намечается поперечная зональность Грузии также в донеогенное время.

поперечные структуры можно подразделить на: 1) формирующиеся с конца плиоцена, такие как поднятие Диклос-мта - Ци-ви-Тура, Купра - Корта и Цахвоа - Гагра, 2) возникшие с нижнего плейстоцена, примером которых являются поднятия Тебулос-мта - Ялно, Ачадара - Аныха-Паара и Баилети - Джиханджури и 3) проявившиеся со среднего плейстоцена - поднятия Шино - Игоэти и Ткварчели - Цвермагала.

Перечисленные позитивные структуры субмеридионального простирания разделены негативными структурами соответствующего порядка, а, в ряде случаев, и более мелкими зонами дифференцированных движений, проявившимися с верхнего плейстоцена и голоцена.

8. Наибольшее плиоценово-четвертичное воздымание продольных структур Б.Кавказа, усиленное скрещением с поперечной зоной воздымания Центрального Кавказа, оценивается в 4,5-5 км, синхроничное поднятие структур Малого Кавказа - 3,5 км. Амплитуда погружения межгорной депрессии за то же время изменяется от 2-2,5 км в верхней части Куринской депрессии до 4-5 км в средней её части, испытавшей в конце плиоцена инверсию рельефа. В нижней части Куринского прогиба, за пределами Грузии, амплитуда нисходящих движений - около 7 км. В то же время, максимальное молодое прогибание Рионской впадины - 2-3 км - увеличивается к южному борту Колхиды под влиянием глыбовых смещений. В общем, сказывается расстояние от главного поперечного поднятия Центрального Кавказа, измеряемое для Рионского прогиба не более 50 км-ми. На этом интервале он, по-видимому, находится под активным воздействием восходящих движений крупнейшей поперечной структуры региона.

Все эти обстоятельства позволяют признать справедливым

заклучение Е.Е.Милановского, увидевшего главную тенденцию новейшей перестройки тектонического плана Кавказа в "последовательном ослаблении роли продольной и усилении поперечной зональности, с поляризацией восходящих движений в расширяющейся зоне Транс-Кавказского поперечного поднятия и нисходящих - в параллельных зонах Азово-Черноморского и Каспийского прогибов".

### Дизъюнктивная неотектоника

Дизъюнктивные дислокации Грузии в общем группируются в системе донеогеновых и неогеново-четвертичных структур. Эти последние заложены в предсреднемиоценовое время (штирийская фаза), в верхнем миоцене (аттическая), в плиоцене (роданская и валахская фазы) и в четвертичное время.

Ввиду того, что подробное описание этих дизъюнктивов дано автором в статье за 1973 г., здесь буду лишь кратко охарактеризованы две последние группы. Большинство их представителей имеет общекавказское или широтное простирание. Они приурочены к крыльям складчатых структур 4 и 5 порядков (плиоценовые) и от 6 до II порядков (четвертичные). Дизъюнктивы 4 и 5 порядков нередко протягиваются на десятки километров, 6, 7 и 8 порядков - на километры, остальные же имеют сравнительно небольшую протяженность - от десяти до нескольких сотен метров.

Плиоценово-плейстоценовые разрывы распространены по всему региону, но наиболее часты в зонах Б.Кавказа и переходной от него к Грузинской глыбе.

Амплитуды подвижек по неотектоническим разрывам определены порядком пликативных структур, которым подчинены дизъю-

юнктивы, а также — положением относительно осей продольных складок и зон поперечных поднятий и опусканий, наложенных на продольную складчатость.

Подчиненность шикативным структурам надо понимать, как зарождение разрывов на крыльях складок, развивающихся в условиях тангенциального сжатия. Оно вызывает в направлении, перпендикулярном давлению, вертикальные подвижки, образуя на крыльях, чаще вдоль их простирания, сколы и трещины растяжения.

Для дизъюнктивов рассматриваемых групп также свойственны прерывистость движений, изменение их знака с течением времени и сбавление амплитуд от ранних дислокаций к поздним.

Большинство разрывов как ранних, так и поздних является живущими, служа путями выхода минеральных вод и обуславливая сейсмические явления на участках глыбовых подвижек.

Типичными представителями неотектонических дислокаций являются продольные и поперечные разрывы Тушетской и Рачинско-Лечхумской подзон.

Из дизъюнктивов Мта-Тушети наибольшую роль в развитии синклинорного гребня Макратела играли: разрыв 5 порядка на северном его склоне и разрыв 6 порядка на южном склоне.

Северный из этих разрывов, с амплитудой от 600 м до 840 м (с востока на запад), увязывается с Казбекским разломом, установленным Е.Е.Милановским (1968) в верховье Терека, где амплитуда суммарного его поднятия с миоплиоцена измеряется 1,5 км.

Средне- и верхнеплейстоценовые сбросы Мта-Тушети от 7 до 10 порядков, субширотного, реже поперечного направления, с амплитудами вертикальных подвижек от 120-140 м до 50 м, раскалывают и смещают террасы Цителта, Шенако, Омало

и Коклата, порой проявляясь в виде отчетливо выраженных в рельефе мелких грабен и горстов.

Развивающиеся по сей день дизъюнктивные дислокации<sup>х)</sup> этой зоны, по-видимому, и являются причиной сейсмических явлений, зафиксированных в юго-восточном продолжении Приказбекской группы очагов.

Особо следует отметить для Мта-Тушети отчетливо выраженный в рельефе субмеридиональный сбросо-сдвиг 7 порядка Чешо-Коклата, смещающий к югу продольный сброс Тушет.Алазани. Эта сложная система одновременных разрывов разрабатывается сетью речных долин.

Параллельно разрыву Чешо-Коклата, в зоне поперечных отрогов хребта Тебулос-мта - Ацунта проходит серия разрывов, выводящих минеральные воды.

Среди молодых плейстоценовых разрывов Горной Рачи весьма показательны смещающие комплекс террас Самтисский сбросо-сдвиг 6 порядка и Садмельский сброс 7 порядка, поперечно секущие долину Риони. Первый приурочен к западному, осложненному вторичной складчатостью, крылу Сорской антиклинали лейасских слоев, второй - ко вторичной Рицеульской синклинали эоценовых слоев.

Сдвигание плоскостей террас по Самтисскому разлому соответствует выводу Н.С.Бендукидзе (1967) о величине сбросовых подвижек верхнеюрских слоев в долине Риони.

Смещение по разрывам в зонах высоких амплитуд поднятия структур южного склона Б.Кавказа, по сущности своей, представляет восходящие движения в обоих крыльях дизъюнктивов, но поднятым блоком считается тот, в котором амплитуда межциклоновых подвижек увеличена в сравнении с противоположным блоком

х) Главным образом, продольного направления.

на определенную, уменьшающуюся к голоцену величину.

На территории Рача-Лечхумского прогиба неоднократно отмечалась сейсмическая активность. Судя по расположению изосейст высокой балльности Амбролаурского землетрясения 1940г., в этом явлении отразились современные подвижки вдоль субмеридиональных Самтисского сбросо-сдвига и ступенчатых Рицеульского и Садмельского взбросов.

Из живущих плиоценовых разломов других тектонических зон интерес представляет сброс на южном крыле Гагринской антиклинали на северной периферии Рионской депрессии. Интерпретацией данных бурения гидрогеологической скважины "Грузугля" (Ш.Р.Чубинидзе) установлен сместитель, круто падающий на северо-восток, по которому приподняты юрско-меловые отложения северо-восточного крыла над комплексом осадков от среднего эоцена до мзотиса юго-западного опущенного крыла. Амплитуда смещения около 3 км.

Необходимы детальные исследования, чтобы восстановить истинную картину этого явления. Его можно интерпретировать также, как осложненное разрывом опрокидывание Гагринской антиклинали на выполненную неогеновыми осадками синклиналь на юго-западном крыле материнской структуры. Схематично это изображено на рис.26 в трактовке автора настоящего труда. Нельзя согласиться с упомянутым ранее мнением о домзотическом возрасте Гагринского сброса. Геоморфологические признаки - возвышенный рельеф в северном крыле этой дислокации и приподнятость IV террасы указывают на проявление здесь в начале плейстоцена пликативно-глыбовых восходящих движений, подтверждающихся также в восточном продолжении дизъюнктива. Одним из признаков молодой раскрытости Гагринского разлома являются вскрытые в нём скважиной высокодебитные термальные

воды. Разгрузка их, благодаря опрокинутости антиклинали к юго-западу, должна происходить в пределах морского дна. В этом убеждают нас также результаты гидрохимических обследований морских вод в пределах акватории (междуречье Холодной речки и Бзыби), проводимых с 1960 по 1962 год лабораторией гидрогеологических проблем Грузинского политехнического института. Среди морских вод нормальной солености здесь были выявлены очаги растворов высокой концентрации химических компонентов.

Восточным продолжением Гагринского разлома является Абгарский сброс, приводящий в контакт палеоценово-эоценовые слои с олигоценными. По литературным данным, он проводится до верховьев рч.Отхары. Однако, в рельефе всей полосы, от этого ручья до Ачандарской террасы р.Аапсты сохранились следы разноименных подвижек по Абгарскому разрыву. Если ранние, досреднеплейстоценовые опускания южного крыла этого сброса запечатлелись в весьма расширенных, полого наклоненных к югу фрагментах чаудинской террасы в долинах рек Мчишты, Хипсты и Аапсты, с увеличенной мощностью террасового покрова в этой полосе, то голоценовые движения характеризуются уже изменением знака подвижек; поднимается южное крыло разрыва, пропиливаемое меридиональными узкими ущельями этих рек. В северном, опускающемся теперь крыле все упомянутые реки резко меняют направление на широтное, а приток Хипсты - рч. Ыгри, образующий здесь изгибы и протоки, неглубоко прорезает долину (рис.9).

Отрицательные движения на рассматриваемом участке усугубляются развитием синклинали Ыгри и общими процессами опускания в зоне поперечной негативной структуры, ось которой совпадает с меридиональным стволом р.Хипсты.

Зона, которой принадлежат интересующие нас структуры, отличается слабой сейсмичностью и неравномерным распределением очагов землетрясений. Наибольшая сейсмоактивность в Рионской депрессии зарегистрирована для Мегрельской подзоны, эпицентры землетрясений 1941-1952 гг. которой ступают в сейсмогенной полосе с глубиной очагов до 19 км (Е.И.Бюс, М.М.Рубинштейн, 1952). Полоса эта проходит вдоль глыбового комплекса г.Асхи и дугообразно расположенных вторичных складок южного борта Мегрельской впадины, на границе с Колхидским прогибом. К ней и приурочен глубинный разлом, позже подтвержденный сейсморазведочным и структурным бурением. Разлом этот дает о себе знать также выходами горячих источников Цаиши.

Из неотектонических разрывов Куринской депрессии характерны возникший в верхнем плиоцене продольный разрыв на южном склоне Мисакциельского антиклинального гребня (морфоструктура 5 порядка) и разрывы того же порядка по склонам Цив-Гомборского антиклинального хребта. Подвижки по Мисакциельскому разрыву отразились в смещении поверхности У и IУ террас по южному склону одноименного гребня. Установленный у его подножия гидрогеологическими исследованиями продольный разрыв не может быть старше верхнего плейстоцена. Его сместитель, обрамляющий поднятый северный блок, круто наклонен к оси Мухранской впадины, что сказывается на динамике движения грунтовых вод Мухранского подземного бассейна.

Нельзя пройти также мимо меридионального разрыва вдоль Арагви, заложенного, по-видимому, в верхнем плиоцене, как и охарактеризованные выше продольные разрывы. Встречные движения по Арагвинскому разлому обусловили разнохарактерную перестройку рельефа обоих берегов реки и отразились в varia-

циях мощности голоценового аллювия.

О сейсмичности западной части Куринской депрессии четких сведений пока не имеется. Что касается Кахетинской зоны Куринской депрессии, то известные разрушительные землетрясения в прошлых столетиях происходили здесь в пределах Цив-Гомборского хребта и Алазанской депрессии.

Самые молодые голоценовые дизъюнктивы Грузии представлены в различных зонах сбросами продольного и поперечного направления. Они отлично выражены в Куринской депрессии, где пересекают террасированные борты её и смещают аллювий II террасы на I-5 м и I террасы - на 0,7-1 м.

В Рионской депрессии эти явления менее распространены.

Примеры многочисленных разрывов средне- и верхнеплейстоценового и голоценового заложения дает нам Ткварчельский район. Господствующим тут направлением разрывов является северо-западное и субширотное, реже встречаются разрывы северо-восточного простирания. Важно подчеркнуть, что большинство разрывов ориентировано в соответствии с основным направлением кливажа в юрских отложениях.

Ранние из сбросов часто становятся объектом избирательной эрозии речной сети, поздние - смещают склоны оврагов и долин и деформируют уступами и изломами их днища. Амплитуды поздних блоковых подвижек от I до 5 м.

Среди позднейших дизъюнктивных дислокаций Грузии большим распространением пользуются чаще - в высокогорной зоне, экзотектонические разрывы "надвигового" типа, обычно с пологим падением плоскостей сместителей к югу. В ряде случаев они подготовлены тектоническими нарушениями, но чаще представляют гравитационное, в процессе углубления долин, скольжение слоев и пачек слоев в сторону открытого фронта.

Амплитуда смещения — от нескольких десятков до сотен метров. К этому же типу дислокаций следует отнести своеобразные изгибы и скольжение к оси долины слоев пластичных лейасских сланцев в склонах ущелий тушетских рек, подготовленные активизирующимися вдоль долин разрывами.

В заключение следует вновь подчеркнуть, что сбросовая тектоника по сути своей, в отличие от надвиговой<sup>х)</sup>, является показателем растяжения земной коры и, преимущественно, должна относиться ко времени, когда поднятие структуры в процессе складкообразования прерывается на определенном в исследуемом регионе уровне, представляющем меру израсходования энергии сжатия земной коры и перехода её в иное состояние (пульсация). С этим моментом совпадает боковая эрозия долин и выработка аккумулятивно-эрозионно-абразионных поверхностей соответствующего цикла.

Растрескивание коры и раздвигание стенок ранее заложенных разрывов с глубины на поверхность восстанавливает сообщение с недрами земли, благоприятствующее выделению хранящейся в них разнородной энергии в виде лав, вулканического газа, рудных и хлоридных растворов.

Разобщенные разрывами блоки получают возможность прерывистых перемещений, что, видимо, и является причиной сейсмических явлений.

#### Оценка амплитуд неотектонических движений

Верхнеплиоценово-четвертичное время, представляя заключительный этап альпийского орогенеза, характеризуется всё

х) Позднейшие движения вдоль надвигов обретают характер свободного перемещения крыльев по сместителям.

большим учащением и, следовательно, большей кратковременностью фаз седиментации и завершающих их складкообразовательных процессов. Исходя из фактов постепенного сокращения межтеррасовых интервалов и уменьшения степени дислокации осадков от плиоцена к голоцену, можно подойти к рассмотрению этого вопроса с двух точек зрения: либо скорость вертикальных движений, являющихся функцией сжатия структур, неуклонно уменьшается благодаря последовательному уменьшению интенсивности общего диастрофизма, либо, при одинаковом темпе ранне- и позднеорогенных движений, выступает зависимость их от фактора времени.

Если амплитуды нисходящих движений основных структур Грузии сравнительно точно определяются по мощности осадков межгорного прогиба, пересеченных буровыми скважинами, то оценка истинной величины восходящих движений структур высокогорных зон затрудняется рядом обстоятельств: редкой сохранностью террас и, часто, условной их датировкой, некомпенсированностью поднятий врезанием долин, наложением блоковых дифференцированных подвижек, а также вертикальных движений поперечных зон и т.д. Лишь в тех немногих случаях, когда серии террас, в силу развития в благоприятных условиях сохранения от размыва, выявлены при широком площадном картировании, а также там, где неопровержимыми данными устанавливается их подлинный возраст, оценка амплитуды вертикальных движений может приблизиться к истинной.

Итак, мы вновь должны воспользоваться схемой стадияльных поднятий структур Бокового хребта, Тушетского нагорья, а также Сорской и Мисакциельской антиклиналей (рис.6, 22).

Поднятие антиклинория Бокового хребта с верхнего плиоцена по голоцен от уровня 2200 м до 4300 м современной высоты

измеряется примерно 2000 м, что соответствует темпу - 0,5 мм в год (приняв во внимание длительность антропогена 1,5-2 млн лет по *Л.В. Леанеу*, 1961 г. и *М.М. Рубинштейну*, 1967 г.). Синклиналь Макратела, поднимаясь за то же время на 1200 м (от уровня 1200 м до 2400 м) характеризуется темпом 0,3 мм в год. Сорская антиклиналь испытала за то же время поднятие на 850 м с темпом 0,2 мм в год, а Мисакциельская антиклиналь - на 360 м - до уровня 900 м, с темпом 0,1 мм. Кстати, за то же время  $PL_3$  терраса на шарнире Мухранского прогиба опущена примерно на 600-650 м, а  $Q_I$  терраса - на 300 м, с темпом погружения 0,15-0,16 мм. Если сопоставить с ним данные прогибания в Колхиде, то увидим, что в Кулевской синклинали подошва чауды опускалась до глубины минус 820 м с темпом 0,4 мм. Положение подошвы куяльника здесь не установлено.

Итак, движения в позднем плиоцене, равнозначном по длительности антропогену ( $\approx 2$  млн лет) равны или несколько обгоняют поднятия в последнем. Но движения в нижнем и среднем плиоцене, за 8 млн лет поднявшие нижнеплиоценовую террасу Тушетии на 800 м над верхнеплиоценовой, очевидно, должны быть замедленными. Однако, учитывая, с одной стороны, отставание почти в два раза глубинной эрозии от поднятия рельефа, с другой - большую, в сравнении с последующей эпохой, длительность в нижнем плиоцене циклов седиментации, в общем предваряющих складкообразование, мы можем оценить скорости вертикальных движений этого времени большей величиной, чем это даст подсчет по межтеррасовому интервалу (0,1 мм в год).

Определяя по высотному уровню и морфометрическому соотношению последовательных рядов террас амплитуду воздымания антиклинория Большого Кавказа в конце верхнего плиоцена, автор приходит к величине, соответствующей той, которая была



## ЛИТЕРАТУРА

- Авалишвили П.И.,  
Копадзе Т.В. и  
др. - Геологическое описание центральной  
и восточной Тушетии и бассейнов  
рек Сабакунис-хеви и Накодеби.  
ГГУ, 1960-1961.
- Агабеков М.Г.,  
Мамедов А.В. - Геология и нефтегазоносность запад-  
ного Азербайджана и Восточной Гру-  
зии. Аз.гос.изд.нефт.тех.л-ры,  
Баку, 1960.
- Агабеков М.Г.,  
Мамедов А.В. - Новые данные о современных тектони-  
ческих движениях Западного Азербай-  
джана и Восточной Грузии. Изв.АН  
СССР, сер.геол.№ 5, 1961.
- Агеев В.П. - О проявлении краевых дислокаций в  
Очамчирской депрессии (юго-восточ-  
ная Абхазия). Материалы по геоло-  
гии и нефтегазоносности Грузии.  
"Недра", 1967.
- Адамия Ш.Я.,  
Дзоценидзе Н.М.,  
Мапхонашвили К.Г.,  
Меладзе Г.М. - О возрасте "Базалетской серии".  
Изв.геол.об-ва Грузии, т.IV, в.2,  
1965.
- Антонов Б.А. - Схема новейшей тектоники юго-вос-  
точной части Малого Кавказа.  
Матер.всес.сов.по изуч.четв.пер.,  
т.П, Изв.АН СССР, 1961.
- Архангельский А.Д.,  
Страхов Н.М. - Геологическое строение и история  
развития Черного моря. АН СССР,  
геол.инст., М-Л, 1938.
- Астахов Н.Е. - О поверхностях выравнивания на  
Триалетских горах (Восточная Гру-  
зия) и их связи с историей разви-  
тия долины р.Куры. Тр.ин.геогр.  
им.Вахушти, АН СССР, т.VI, 1955.
- Астахов Н.Е. - О поперечных поднятиях западной  
части южного склона Главного Кав-  
казского хребта. Труды Инст.геогр.  
им.Вахушти АН СССР, т.XX, 1964.

- Астахов Н.Е. - Неотектоническое районирование Кавказского перешейка (в пределах территории Груз.ССР). Изв.ВУЗ-ов. Геология и разведка, 1965.
- Астахов Н.Е. - Морфоструктуры Грузии (опыт структурного геоморфологического анализа). Труды Инст.геогр, им.Вахушти АН СССР, докт. дисс., 1968.
- Ахмедбейли Ф.С. - Неотектонические движения и их отражение в структуре предгорий Большого Кавказа. Аз.гос.изд., Баку, 1962.
- Ахмедбейли Ф.С. - Новейшая тектоника Куринской впадины. Тезисы докладов проблемы неотектоники. Изд.АН СССР, М., 1964.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш. - Основные черты структуры земной коры Б.Кавказа по гравиметр.данным. ДАН СССР, т.136, в.6, 1961.
- Бальян С.П. - Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд.Ерев.унив., Ер., 1969.
- Белоусов В.В. - Большой Кавказ. Опыт геотектонических исследований. Тр.ЦНИГРИ, вып.108, 121, 126, ч.1, 2, 3, 1938, 1939, 1940.
- Белоусов В.В. - Общая геотектоника. Госгеолиздат, М-Л, 1948.
- Белоусов В.В., Кириллов И.В., Сорский А.А. - Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. Изв.АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1952.
- Белоусов В.В. - Основные вопросы геотектоники. Изд. Госгеолтехиздат, 1962.
- Бендукидзе Н.С. - Тезисы научной конференции, посвященной геологическому строению Южного склона Б.Кавказа. 1967.

- Благоволин Н.С.,  
Муратов В.М. - Опыт сравнительной характеристики неотектонического развития Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа. "Проблемы неотектоники". (Мат.к со-вещ.по неотект.), М., 1964.
- Будагов Б.А. - О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива (Юго-Восточный Кавказ) в связи с находкой верхнесарматской фауны. ДАН СССР, т.155, № 2, 1964.
- Букия С.Г. и др. - Геология Абхазии. ГГУ, 1967.
- Булейшвили Д.А. - Геология и нефтегазоность межгорной впадины Восточной Грузии. Гостоптехиздат, Л., 1960.
- Булейшвили Д.А.,  
Сепашвили О.А. - К вопросу о тектоническом развитии Гаре-Кахетии и смежных с ней районов Картли и Западного Азербайджана. Тр.геол.ин.АН ГССР, сер.геол., т.Х (XV), 1957.
- Бюс Е.И.,  
Рубинштейн М.М. - О характере сейсмической активности южного склона Большого Кавказа. Сообщ.АН ГССР, т.ХУП, № 9, 1956.
- Вальдштет П. - Проблемы террасообразования. Сб. "Вопр.геол.четверт.пер.", перевод с немецкого, М., 1955.
- Варданянц Л.А. - Материалы по геоморфологии Б.Кавказа. Изв.гос.геогр.общества, т.ХУ, в.3, 1933.
- Варданянц Л.А. - О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма Альпийской области. Тр.П междунар.конф.Ассоц.по из.четв.пер.Евр., в.2, 1933.
- Варданянц Л.А. - О верхне-четвертичной орогенической фазе. Тр.сов.секции междунар.ассоциации по изуч.четвертич.периода, в.ІУ, 1939. К истории развития рельефа Центрального Кавказа. Там же, 1939.

- Варданянц Л.А. - Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд.АН Арм.ССР, 1948.
- Варенцов М.И.  
Мордовский В.Г. - Геологическое строение северного бор-та Гори-Мухранской депрессии. Изв. АН СССР, 1954.
- Вассоевич Н.Б. - Проблемы тектоники Восточной Грузии. Тр.АзНР, 1936.
- Вассоевич Н.Б. - О геотектонических комплексах Грузии. Изв.гос.геогр.об., т.69, в.3, 1938.
- Вассоевич Н.Б. - О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап.Всес.мин. об., т.69, в.2-3, 1940.
- Вахания Е.К. - Тектоника нефтеносных районов Рачи и Южной Осетии. Бюл.Грузнефти, № 1(4), Тб., 1949.
- Вахания Е.К. - Тектоника Колхидской равнины. "Вопр. геол.Грузии", Изд.к ХХП сес.Международ. геол.конгр., Тб., 1964.
- Вахания Е.К. - Структурная характеристика Централь-но-Мегрельской депрессии. Матер.по геол.и нефтегазоносности Грузии. "Недра", 1967.
- Владимиров Л.А. - О карстовых водах Абхазии. Труды ин-та географ.им.Вахушти, т.ХУП, 1962.
- Гаврилов М.Д. - Основные черты рельефа и четвертичной тектоники Куринской впадины. В кн.: "Стр.-морфол.исследования в Прикасп.". Сб.мат.КЮГЭ, в.7, Гостоптехиздат, 1962.
- Гамкредидзе П.Д. - Геологическое строение Аджаро-Триалет-ской складчатой системы. Тб., 1949.
- Гамкредидзе П.Д. - Геотектоническая природа Мухранско-Тирифонской долины. Тр.геол.ин-та, т.УП, 1953.

- Гамкрелидзе П.Д. - Тектоника. Геология СССР, т.Х, Груз. ССР, геолог.описание, 1964.
- Гвоздецкий Н.А. - Физическая география Кавказа. В.І, 1954, в.2, 1957, изд.МГУ.
- Геология Грузии. Т.Х, Москва, 1964.
- Геоморфология Грузии. Изд."Мецниереба", 1971.
- Герасимов И.П. - Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геолог.строения СССР. Проблемы физич.географии, т.ХП, М-Л., изд.АН СССР, 1946.
- Герасимов И.П. - Современные движения и новейшая тектоника. Пробл.физич.геогр., т.ХУ, 1950.
- Герасимов И.П. - Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., изд.АН СССР, 1959.
- Гончаров В.П.,  
Непрочнов Ю.П.,  
Непрочнова А.Ф. - Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. Сб."глуб. стр.Кавказа", М., "Наука", 1965.
- Горелов С.К. - Методы количественной оценки новейших и современных тектонических движений юго-востока Русской платформы. Вопр.геогр., сб.63, 1963.
- Горецкий Г.И. - Об одном способе палеогеографических реконструкций некоторых элементов пойменного ландшафта. Вопросы геогр., сб.3, 1947.
- Громов В.И. - Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр.ин-та геол. наук АН СССР, сер.геол.в.64, 1948.
- Гроссгейм В.А. - О влиянии четвертичных тектонических движений на современную гидрографическую сеть восточной части Курийского прогиба. Изв.геогр.об-ва, т.81, в.І, 1949.

- Джаджанидзе Б.П., Хатискаци Г.Н., Чичуа Г.К. - К палеогеографии верхней части междуречья Иори и Алазани. Сообщ.АН ГССР, т.ХІУ, № 2, 1967.
- Джаджанидзе Б.П. - Стратиграфия четвертичных отложений северного склона степи Б.Шираки и восточной части Алазанской долины. Сообщ.АН ГССР, т.ХІХ, № 3, 1968.
- Джаджанидзе Б.П. - Четвертичные отложения и рельеф Гарекажетии. Канд.дисс., 1974.
- Джанелидзе А.И. - Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Тб., 1940.
- Джанелидзе А.И. - Проблема Грузинской глыбы. Труды АН ГССР, т.Ш, № 1-2, 1942.
- Джанелидзе А.И. - К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. Сообщ.АН ГССР, т.ХІ, № 8, 1950.
- Джанелидзе А.И. - К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. М., изд.АН СССР, 1953.
- Джанелидзе А.И. - Направление тектонических исследований в Грузии. Тр.геол.инст.АН ГССР, т.Х (ХУ), Тб., 1957.
- Джикия В.М. - Результаты изучения современных движений на побережье Черного моря (Колх. низм.) по данным повтор.нивелировок. Кн. "Глуб.стр.Кавк.", изд."Наука", 1966.
- Дзоценидзе Г.С. - Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. ХІІ сессия МГК, докл.сов.геол.(пробл. II), "Недра", 1964.
- Добровольский К.И. - Инженерно-геологическое обследование угленосных площадей Ткварчельского района. ТНИСТЭИ, 1944.

- Думитрашко Н.В. - Новейшая тектоника Кавказа. Матер. совещ. по изуч. четв. пер., т. П, изд. АН СССР, 1961.
- Думитрашко Н.В.,  
Лилиенберг Д.А. - Современная тектоника Кавказа. Изд. АН СССР, в кн. "Современные движения земной коры", № 1, 1963.
- Живаго А.В. - Современные тектонические движения на побережьях Балтийского, Черного и Азовского морей. Тр. ЦНИГА, в. 123, 1958.
- Живая тектоника - Сборник статей, изд. ин. лит., 1957.
- Иванов П.В. - Метод количественного характера формы продольного профиля реки. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 83, вып. 6, 1951
- Ионин А.С.,  
Каплин П.А. - Особенности формирования морских террас. Изв. АН СССР.
- Ильин С.И.,  
Эберзин А.Г. - Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Тр. Нефт. геолог. ин-та, сер. Б., в. 54, 1933.
- Казакова Н.М. - Профилирование террас, как метод изучения новейших тектонических движений земной коры. Тр. ин-та геогр. АН СССР, т. XII(62). Матер. по геоморф. и палеогеогр. СССР, в. 12, 1954.
- Канделаки Н.А. - Некоторые вопросы формирования эндогенных типов рельефа юго-западной Грузии. Тр. Кавк. инст. мин. сырья (КИМС), в. У1(8), сер. геол., 1965.
- Канделаки Н.А. - Тектоника южного склона Кавказа в верховье рек Риони и Квирилы. Булл. МОИП, отд. геол., т. XV, 1969.
- Канделаки Н.А. - О своеобразии тектоники Ахалцихской депрессии. Изв. геолог. общ. Грузии, т. У1, в. 1, 2, 1970.

- Кахадзе И.Р. - Грузия в юрское время. Тр.ин-та геол.и минерал.АН ГССР, геол.сер., III(УШ), 1947.
- Кахадзе И.Р., Мшвениерадзе Д.Г. - К вопросу о погруженных Черноморских террасах. Сообщ.АН ГССР, 1951.
- Кахадзе И.Р. - Четвертичные отложения Грузии. Геолог.ин-т АН ГССР, 1948.
- Кашкай М.А., Тамразян Г.П. - Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Тр.совещ.по тект.Альпийской геос.обл.юга СССР, Баку, 1956.
- Кириллова И.В. - О поперечной дифференциации современных тектонических движений в зоне Южного склона Восточного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд.геол., т.XXXVI(1), 1961.
- Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А., Сорский А.А., Хаин В.Е. - Анализ неотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд.АН СССР, 1960.
- Когошвили Л.В. - Геология и гидрогеология Мухранской долины. Автореферат канд.дисс.1949.
- Когошвили Л.В. - К вопросу о молодых тектонических движениях в связи с происхождением Мухранской долины. Сообщ.АН ГССР, т.ХП, № II, 1951.
- Когошвили Л.В. - Геологическая природа поднятия между Тирифонской и Мухранской долинами. Геолог.ин-т АН ГССР, 1951.
- Когошвили Л.В., Чихелидзе С.С. и др. - Геология и гидрогеология Тирифоно-Мухранской депрессии. ГГУ, 1954.
- Когошвили Л.В. - Опыт изучения конгломератов в Тирифоно-Мухранской депрессии. Сообщ.АН ГССР, т.ХУП, № 3, 1956.
- Когошвили Л.В. - Геологическое строение и молодые тектонические движения Тирифоно-Салтвисской депрессии. Тр.геол.инст.АН ГССР, геол.сер., т.ХI, 1959.

- Когошвили Л.В. - Краткий обзор минеральных вод Пшав-Хевсуретии. Тр. геол. ин-та АН ГССР, т. XII, 1961.
- Когошвили Л.В. - Минеральные источники верхней части Кодорского бассейна и геологические условия их проявления. Тр. лабор. гидрогеолог. и инж.-геол. проблем Груз. пол. ин-та, № 1, 1962.
- Когошвили Л.В.,  
Церцвадзе Н.В. - Некоторые закономерности распространения и химизма минеральных источников Нижней Сванетии. Тр. лабор. гидрогеол. и инж.-геол. пробл. Груз. пол. ин-та № 2, 1962 (на груз. языке).
- Когошвили Л.В. - Геологическое строение и развитие молодых прогибов Мухранской и Базалетской долин. Тр. геол. ин-та АН ГССР, геол. сер., т. XIII (XVШ), 1963.
- Когошвили Л.В. - К вопросу о формировании минеральных вод высокогорной части Верхней Сванетии. Изв. геолог. об-ва Грузии, т. III, в. I, 1963.
- Когошвили Л.В. - О четвертичной истории долины Эрцо. Тр. Геолог. ин-та АН ГССР к XXII сессии МГК, 1964.
- Когошвили Л.В. - Современные движения земной коры на Кавказе. Изд. АН СССР, отдел. наук о земле, сб. "Глубинное строение земной коры", 1966.
- Когошвили Л.В. - Основные черты развития рельефа Приморской полосы Грузии и живая тектоника. Изд. "Наука", 1970.
- Когошвили Л.В. - Признаки молодых погружений вдоль Псху-Регинской широтной полосы. Тр. ин-та геогр. им. Вахушти, 1968.
- Когошвили Л.В. - Живая тектоника по свидетельству террас в верхнем течении Риони. Бюлл. МОИП, 1968.
- Когошвили Л.В. - Живая тектоника Грузии и её воздействие на рельеф. Изд. "Мецниереба", 1970.

- Когошвили Л.В. - Некоторые черты дизъюнктивной неотектоники Грузии. Сб.сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., 1973.
- Когошвили Л.В. - Молодая тектоника Грузии и развитие рельефа. Докт.дисс., инст.им.Вахушти, 1973.
- Козлов А.Л. - Предварительный отчет о геологических исследованиях б.Сухумского уезда в 1929г. Изв.всесоюзного геол.-разв. объединения (ВГРО), т.51, Л., в.68, 1932.
- Козловский Д.А. - Русловые процессы и современные вертикальные движения земной коры. Изв. АН Уз.ССР, № 4, 1961.
- Колаковский А. А. - Фитоландшафты Абхазии и история их развития. Докт.дисс., Сух., 1947.
- Колаковский А.А. - Плиоценовая флора Меоге-Атара. Тр. Сух.бот.сада, УШ, 1955.
- Колесников В.П.,  
Эберзин А.Г.,  
Жижченко Б.П. - Стратиграфия СССР. (Неоген), т.ХП, изд.АН СССР, 1940.
- Косыгин Ю.А.,  
Магницкий В.А. - О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюлл.Моск.об-ва исп. прир., т.23, в.3, 1948.
- Костенко И.П. - Анализ рельефа четвертичных отложений и неотектоники горных стран юга Средней Азии. Докт.дисс., МГУ, 1966.
- Крестников В.Н. - К истории геологического развития восточного Кавказа в области Тушетского пересечения. Изв.АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.
- Криволицкий А.Е. - Геологический возраст Кавказского хребта. Изв.АН СССР, сер.геогр., № 2, 1961.

- Кригер Н.И. - Инженерная сейсмоструктурная и вопросы новейших тектонических движений. Матер. по инж. геологии, в. 4, 1953.
- Кудрявцев Н.А. - О возрасте конгломератов Кахетинского хребта. Аз. нефт. хоз., № 10, 1933.
- Кузнецов И.Г. - Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., т. 3, № 7, 1933.
- Кузнецов И.Г. - Дзирульский кристаллический массив. Сб. "Интр. Закавказья". Тр. ГГУ, в. 2, 1941.
- Кузнецов И.Г. - Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. ин-та геол. наук. М-Л., № 52, 1951.
- Кузнецов С.С. - О развитии рельефа Триалети (Закавказье). Пробл. физ. геогр., т. 2, 1935.
- Кузнецов С.С., Трифионов И.К. - Материалы для геоморфологии Триалетского хребта. Матер. по геол. и петрогр. Грузии, тр. сов. по из. прир. ресур., АН СССР, в. 15, 1935.
- Кузнецов С.С. - Вопросы геоморфологии Закавказья. Геология СССР, Закавказье, ч. 1, М-Л, 1941.
- Курочкин В.И. - Очерк геологического строения части Гагринского и Гудаутского районов АССР Абхазии. Зап. ГГУ, 1939.
- Кушев С.Л. - Геоморфологические наблюдения в Центральном Кавказе. Тр. Инст. географии АН СССР, т. 61, 1952.
- Лалиев А.Г. - К вопросу о неотектонической природе и истории геологического развития Колхидской низменности. Тр. геол. ин-та АН СССР, т. 10, 1957.
- Лашхия Ш.В. - О генезисе террас Черноморского побережья Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1961.

- Левицкая А.Я. - О землетрясениях в Приказбекском районе. Тр.геоф.ин-та АН СССР, № 5, 1949.
- Ливенталь В.Э. - Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтяного месторождения. Изв.Геолкома, т.ХIV, 1927.
- Лилиенберг Д.А. - Поверхности выравнивания юго-восточного Кавказа. Тр.ин-та геогр.СССР, т.74, 1958.
- Лилиенберг Д.А. - Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. Изд.АН СССР, 1964.
- Личков Б.Л. - К последним страницам геологической истории Черного моря. Пробл.сов. геолог., т.1, № 2, 1933.
- Личков Б.Л. - О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв.всесоюзн. геогр.об-ва, т.77, № 4, 1945.
- Ломакин В.В. - Динамические фазы речных долин и аллювиальные отложения. Землеведение, нов.сер., т.2(42), 1948.
- Ломизе М.Г., Хаин В.Е. - Древние долины и перестройка речной сети на западном Кавказе под влиянием новейших движений. Вестн.МГУ, сер.У, геогр.№ 4, 1965.
- Любин В.П. - Высокогорная пещерная стоянка Кударо I (Юго-Осетия). Предварит.сообщение. Изв.Всесоюзн.географич.об-ва, т.91, в.2, 1959.
- Лютцау С.В. - К анализу террасовых рядов. Уч.зап. МГУ, в.182, 1956.
- Макацария А.П., Мамаладзе Дж.И. - Новые данные о плейстоценовых морских террасах восточного побережья Черного моря. ДАН СССР, т.185, в.3, 1969.
- Маккавеев Н.И. - Русло реки и эрозия в её бассейне. Изд.АН СССР, 1955.

- Маккавеев Н.И.,  
Хмелева Н.В.,  
Зайтов И.Р.,  
Лебедева К.В. - Экспериментальная геоморфология.  
Изд. МГУ, 1961.
- Маловицкий Я.П.,  
Бокун Р.А.,  
Мартынова Г.П. - Новые данные о геологии морского про-  
должения Северо-Западного Кавказа.  
Нефтегазовая геология и геофизика,  
№ 7, 1963.
- Марков К.К. - Основные проблемы геоморфологии. М.,  
1948.
- Марков К.К. - О горных денудационных поверхностях  
и их происхождении. Вопросы геогра-  
фии, сб.3, М., 1947.
- Марков К.К.,  
Лазунов Г.И.,  
Николаев В.А. - Четвертичный период. I-II территория  
СССР. Изд. МГУ, М., 1965.
- Маруашвили Л.И. - Закономерность формирования террас в  
орогенах (по наблюдениям на Кавказе).  
Матер. II геоморф. совещания, М., 1959.
- Маруашвили Л.И. - Вопросы палеогеографии четвертичного  
периода на Кавказе в свете новейших  
региональных и общих представлений.  
Мат. совещ. по изуч. четв. периода, т. II,  
1961.
- Международный геологический конгресс. XXI сессия. Хроноло-  
гия и климаты четвертичного периода.  
1960.
- Мещеряков Ю.А. - Основные элементы морфоструктуры зем-  
ли и проблема их происхождения. Изв.  
АН СССР, сер. Геогр. № 4, 1957.
- Мещеряков Ю.А. - Структурная геоморфология равнинных  
стран. Изд. "Наука", 1965.
- Милановский Е.Е. - О соотношении крупных форм рельефа и  
новейшей тектонической структуры Мало-  
го Кавказа. Уч. зап. МГУ, т. 5, в. 161,  
1952.

- Милановский Е.Е. - Основные черты молодого вулканизма Большого Кавказа. "Вопросы вулканизма". Мат. I всесоюз. вулк. сов., изд. АН СССР, 1962.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. - Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР. Изд. МГУ, 1963.
- Милановский Е.Е. - Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса юго-восточной Европы и юго-западной Азии. МГК, XXII, сессия, докл. сов. геологов, "Недра", 1964.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. - Большой Кавказ. Предкавказские краевые прогибы, Куринская и Рионская межгорные впадины, Малый Кавказ. Тект. Европы (об. зап. к межд. тек. карте Европы м-ба 1:2,500 000), изд. "Наука", 1964.
- Милановский Е.Е. - Новейшая тектоника Кавказа. Издат. "Недра", М., 1969.
- Михайловская О.Н. - Четвертичные террасы Абхазии. Тр. I всесоюзн. географ. съезда, в. 3, л., 1935.
- Мирчинк Г.Ф. - Соотношение четвертичных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. исслед. ин-тов МГУ, 1928.
- Мирчинк Г.Ф. - О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. ГГУ, матер. по четвертич. периоду СССР, 1936.
- Морфометрический метод при геологических исследованиях. Под редакцией Л.А. Корженевского и В.П. Философова. Изд. Саратов. ун-та, 1963.
- Моцерелия А.В. - К вопросу геологической истории Колхидской низменности. Бюлл. Всес. н.-иссл.-инст. чайной пром. и субтроп. культур, № 3, 1950.
- Москвитин А.И. - Ледниковые образования Красной поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. пер., № 4, 1938.

- Муратов М.В. - Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга СССР и сопредельных стран. "Тектоника СССР", т.2, изд.АН СССР, 1949.
- Муратов М.В. - История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. Бюлл.МОИП, отд.геол., т.26(1), 1951.
- Муратов М.В. - История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв.АН СССР, сер.геол.№ 2, 1962.
- Мусеибов М.А. - Об интенсивности проявления новейших тектонических движений в пределах Куринского межгорного прогиба. Уч. Зап.Аз.Гос.ун., сер. геол.-геогр., № 4, 1964.
- Мусеибов М.А., Мамедов А.В. - К вопросу новейшей тектоники Азербайджана. Уч.записки Аз.гос.унив., № 1, сер.геол.геогр., 1967.
- Нейштадт М.И., Хотинский Н.А. - Некоторые вопросы палеогеографии голоцена причерноморских районов Закавказья. Тез.докл.на совещ.палеогеогр. антропо.и геомор.Кавказа, Тб., 1963.
- Неманишвили С.Н. - К геоморфологии северной части Нижней Рачи. Тр.ин-та географии им.Вахушти, т.ХП (на груз.яз.), 1960.
- Николаев Н.И. - О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центр.Кавказа и Предкавказья. ДАН СССР, т.XXX, № 1, 1941.
- Николаев Н.И. - Новейшая тектоника СССР. Изд.АН СССР, 1949.
- Николаев Н.И. - Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехизд., 1962.
- Паффенгольц К.Н. - Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.

- Паффенгольц К.Н. - Постплиоцен Армении. В кн. "Геология Арм.ССР", т.П, изд.АН Арм.ССР, 1964.
- Пахомов В.Е. - К геоморфологии Дзетви-Доллярского участка долины р.Куры. Изв.геогр.об-ва, № 5, 1937.
- Пейве А.В. - Основные карты тектоники Альпийского пояса Европы. Тезисы доклада, 1966.
- Растворова В.А. - О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа. БМОИП, отд.геол., № 6, 1963.
- Растворова В.А., Щербакова Е.М. - Поднятие Центрального Кавказа за поздне- и послеледниковое время. "Совр.дв. зем.к." Сб.статей, № I, Изд.АН СССР, 1963.
- Рейнгард А.Л. - К вопросу о делении Кавказа на морфологические области. Изв.Кав.отд.Р.Г.О., т.XXV, № 2-3, 1917.
- Рейнгард А.Л. - Успехи четвертичной геологии СССР за последние двадцать пять лет (1917-1937) и некоторые выдвинутые ею проблемы. Изв.геогр.об-ва, т.70, в.1, 1938.
- Рейнгард А.Л. - К вопросу о послетретичных тектонических движениях на Кавказе. Тр.сов.сек. ИНКВА, в.4, 1939.
- Рейнгард А.Л. - Геоморфологическое расчленение Закавказья. Геол.СССР, т.Х, ч.1, 1941.
- Ренгартен В.П. - Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр.ВГРО, Л., 1932.
- Ренгартен В.П. - Общий очерк тектоники Кавказа. Междунар.геол.конгр. Тр.ХУП сессии в СССР, т.П, 1939.
- Ренгартен В.П. - Тектоника Б.Кавказа. Геол.СССР, т.Х, Закавк., ч.1, 1941.

- Рубинштейн М.М. - Опыт геологической интерпретации сейсмических данных по территории Грузии. Тр.геол.ин.АН ГССР, т.Х(ХУ), 1957.
- Рубинштейн М.М. - Сейсмотектоника. Геология СССР. Гр.ССР, т.Х, геолог.описание, 1964.
- Рябинин А.Н. - К изучению геологического строения хребтов Сагурамо-Ялно и Сабадурн в Грузии. Тр.ВГРО, в.230, 1932.
- Сафронов И.Н. - О новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа по данным изучения террас Кавказа. "Сов. геология", № 54, 1956.
- Сейсмическое районирование СССР. Изд."Наука", М., 1968.
- Сепашвили О.А.,  
Иоселиани М.С.,  
Китовани Ш.К.,  
Шенгелия М.И. - Строение осадочного комплекса Колхидской низменности по геофизическим данным. Тр.Грузинского геолог.об-ва, 1972.
- Сетунская Л.Е. - Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. Изв.АН СССР, сер.географ., № 3, 1959.
- Соловьев Л.И. - Первообытное общество на территории Абхазии. Изд. "Алашара", Сухуми, 1971.
- Сорский А.А. - Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. Сб. "Глуб.стр.Кавк.", 1966.
- Табидзе Д.Д. - Геоморфология бассейна Кодори. Автореферат канд.диссерт., 1966.
- Твалтвадзе Г.К. - Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. Сб. "Глуб.стр.Кавказа". "Наука", 1966.
- Тетяев М.М. - Геотектоника СССР, ГОНТИ, 1938.
- Федоров П.В. - Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Тр.ГИН, в.88, изд.АН СССР, М., 1963.

- Философов В.П. - Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.
- Флоренсов Н.А. - О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования. Методы геоморф.иссл., т.1, изд."Наука", 1967.
- Хаин В.Е. - Главнейшие черты геотектонического строения Кавказа. Сов.геология, № 39, 1949.
- Хаин В.Е.,  
Леонтьев Л.Н. - Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП, отд.геол., в.3-4, 1950.
- Хаин В.Е. - Становление рельефа Кавказа, как итог его тектонического развития. Тр.конф. по геоморф.Закавказья, АН Аз.ССР, 1953.
- Хаин В.Е.,  
Милановский Е.Е. - Основные карты современного рельефа земной поверхности и неотектоники. БМОИП, отд.геол., № 3-4, 1956.
- Хаин В.Е.,  
Ломизе М.Г. - О молодых подвижках по древним разломам на западном Кавказе. Изв.выс.учебн. зав., геол.и разв., № 8, 1959.
- Хаин В.Е.,  
Муратов М.В. - О поперечной ступенчатости в рельефе С-В Кавказа. Сб.матер.КЮГЭ, в.7. Гос-топтехизд., 1962.
- Хаин В.Е. - Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Хоштария Н.В. - Археологические исследования в сел.Кулеви. Вест.АН ГССР, т.УП, № 1-2, 1946.
- Цагарели А.Л. - Четвертичная система. Геология СССР, т.Х, Груз.ССР, геол.описание, 1964.
- Цагарели А.Л. - Четвертичная тектоника Грузии. Сб. "Вопросы геологии Грузии к XXII сессии МГК", 1964.
- Цагарели А.Л.,  
Агабеков М.Г.,  
Ахмедбейли Ф.С.,  
Мамедов А.В. - Основные черты неотектоники Кавказа. Тез.докл.междунар.кол.по тект.Альп. скл.обл.Евр.и М.Азии, 1965.

- Цагарели А.Л. - О связи мезо-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами. Глубинное стр. Кавказа. Изд. "Наука", М., 1966.
- Церетели Д.В. - К вопросу о морфологии и стратиграфии четвертичных морских террас и колебаниях уровня Черного моря в связи с ледниковыми и межледниковыми эпохами. "Инф. сб. о раб. междунар. геофиз. года", № 10, 1964.
- Церетели Д.В. - Плейстоценовые отложения и развитие рельефа Грузии. Тб., изд. АН СССР, 1966.
- Церетели Э.Д. - Геоморфология южного склона Центрального Кавказиони (Б. Кавказа), в пределах Рачи. Автореферат канд. дисс., 1966.
- Цховребашвили Ш.А. - К вопросу определения количества основных ступеней выровненных поверхностей, существующих в горных областях (на примере Аджаро-Триалетского хребта), Сообщ. АН СССР, т. XXX, № 5, 1963.
- Чангашвили Г.З. - Краткий геоморфологический очерк бассейна Бзыби (на груз. яз.). Тр. ин-та геогр. им. Вахушти, т. XIV, 1961.
- Чиковани А.А. - Стратиграфия и фации плиоценовых отложений нефтеносного района Грузии. Тбил. ун-те т, 1961-1964.
- Чихелидзе С.С. - Закономерности распространения минеральных вод Грузии. Труды геол. ин-та АН СССР, сер. геол., т. УП(ХП), 1953.
- Чихелидзе С.С. - Доюрские осадочные формации Грузии. Тр. ин. геол. и мин. АН СССР, сер. мин. и петр., т. I, 1948.
- Чочиева К.И. - Флора и растительность чаудинского горизонта Гурии. Тб., 1967.
- Чубинишвили К.Г. - К литологии конгломератовых отложений плиоцена Восточной Грузии. Вopr. геологии Груз. к ХХП сессии междунар. геол. конгресса АН СССР, 1964.

- Чубинишвили К.Г. - О петрографическом составе конгломератов района Дзвели-Анага (Кахетия). В кн. "Матер. по геологии и нефтегазонасности Грузии". Тр. ВНИГНИ, в. II, М., Гостоптехиздат, 1958.
- Чхотуа Г.Р.,  
Эдилашвили В.Я. - Очерк геологического строения бассейна верховьев рек Бзыби и Бавю в Абхазии. Груз.отд. ВГР, 1939.
- Шанцер Е.В. - Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. Труды. сов. секции междунар. ассоциации по изучению четвертич. периода, в. IV, М-Л., 1939.
- Шатский Н.С. - Орогенические фазы и складчатость. Тр. ХУП сессии МГК, т. П, Гостоптехиздат, 1940.
- Шатский Н.С. - О длительности складкообразования в фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., № I, 1951.
- Ширинов Н.Ш. - К вопросу о количестве и возрасте поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа. Изв. АН Аз. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 3, 1965.
- Шихалибейли Э.Ш. - Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Б. Кавказа. Изв. АН Аз. ССР, Баку, 1956.
- Шульц С.С. - Анализ новейшей тектоники в рельефе Тянь-Шаня. Географиздат, 1948.
- Эберзин А.Г. - О возрасте и происхождении конгломератов мыса Пицунда (Абхазия). Тр. НИРИ, сер. Б, в. 54, 1935.
- Эберзин А.Г. - О фауне и морских террасах Абхазии. Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. периода. М-Л., № 6-7, 1940.
- Якушева А.Ф. - Неотектоника Восточного и Центрального Предкавказья. "Сов. геология", № 8, 1960.

*Jutenberg B. Hypotheses on the development of the earth Inter Constit of the earth, 1951.*

*Leakey L.S.B Exploring 1,750,000 Years into Man's Past. Journal Geographic. Society, vol. 120, No. 3, 1961.*

*Umbgrove J.H.F. The Poles of the Earth. 2ed. Hague, 1947.*

## П р е д и с л о в и е

## I.

## В В О Д Н А Я Ч А С Т Ь

|                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------|----|
| А. Обзор неотектонических воззрений .....                                 | 6  |
| Б. Задача работы и методика изучения молодых тектонических движений ..... | II |

## II.

Р Е Г И О Н А Л Ь Н Ы Й О Б З О Р Ж И В Ы Х  
С Т Р У К Т У Р

|                                                                     |    |
|---------------------------------------------------------------------|----|
| А. История изучения неотектоники .....                              | 24 |
| Б. Структурное районирование Грузии и общие черты рельефа .....     | 29 |
| I. <u>МЕГАНТИКЛИНОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА</u> .....                    | 30 |
| Западная часть Главного Кавказского хребта .....                    | 32 |
| Абхазско-Сванетская подзона .....                                   | 32 |
| Бассейн верхнего и среднего течения Бзыби .....                     | 32 |
| Характер молодых дислокаций в бассейне <u>верховьев Бзыби</u> ..... | 36 |
| <u>Долина верховьев р.Галидзги</u> .....                            | 45 |
| Подзона Рачинско-Лечхумской синклинали ...                          | 48 |
| <u>Бассейн верховьев Риони</u> .....                                | 48 |
| Морфология рельефа на живых структурах ...                          | 50 |
| Количественная сторона вертикальных движений структур .....         | 54 |
| Восточная часть Главного Кавказского хребта .....                   | 62 |
| <u>Бассейн верховьев Тушинской Алазани</u> .....                    | 64 |

|                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Морфология рельефа и деформация террас ...                                                           | 67  |
| Характер и количественная сторона движений молодых дислокаций, отраженных в рельефе Мта-Тушети ..... | 89  |
| <u>Живущие разрывы южного склона Большого Кавказа</u>                                                |     |
| 1) Систематизация данных о разрывных дислокациях междуречья Бзыби и Арагви .....                     | 103 |
| 2) Глубинный характер растворовыводящих разрывов .....                                               | 106 |
| К вопросу о молодом развитии структур и рельефа в зоне интенсивных поднятий Большого Кавказа .....   | 108 |
| 2. <u>ЗАКАВКАЗСКИЙ МЕЖГОРНЫЙ ПРОГИБ</u> .....                                                        | 116 |
| <u>Рионская впадина</u> .....                                                                        | 117 |
| 1. Колхидская подзона .....                                                                          | 117 |
| 2. Северо-западная периферия Рионской впадины (междуречье Псоу и Галидзги) .....                     | 123 |
| 3. Южная периферия Рионской впадины (междуречье Риони и Кинтриши) .....                              | 136 |
| Структурный анализ профиля современной эрозии и морфологии террас долины р.Натанеби                  | 157 |
| Особенности неотектонического развития Рионской депрессии .....                                      | 164 |
| <u>Куринская впадина</u> .....                                                                       | 174 |
| 1. <u>Зона Внутренней Картли</u> .....                                                               | 174 |
| Тирифоно-Мухранская впадина ..                                                                       | 174 |
| Террасы на склонах депрессии и их деформация .....                                                   | 181 |
| Аллювий прогнутых террас .....                                                                       | 188 |
| Молодые тектонические движения .....                                                                 | 189 |
| Бодорнско-Нареквавский прогиб ...                                                                    | 196 |
| О формировании рельефа Бодорнского прогиба...                                                        | 198 |
| Долина Эрцо .....                                                                                    | 200 |

|                                                                                       | стр. |
|---------------------------------------------------------------------------------------|------|
| Особенности неотектонического развития<br>Картлийской части Куринской депрессии ..... | 203  |
| 2. <u>Кахетинская зона</u> .....                                                      | 214  |
| Влияние поперечных структур на развитие<br>складок и рельефа Кахетинской зоны .....   | 221  |
| 3. <u>МЕГАНТИКЛИНОРИЙ МАЛОГО КАВКАЗА</u> .....                                        | 232  |
| I. Западная оконечность Аджаро-Триалетской<br>зоны .....                              | 233  |
| Долина Чорохи - Аджарис-цкали .....                                                   | 234  |
| Тектоническая деформация комплекса террас<br>долины Аджарис-цкали - Чорохи .....      | 237  |

### Ш.

## ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

|                                                                 |     |
|-----------------------------------------------------------------|-----|
| I. История развития рельефа Грузии .....                        | 242 |
| 2. Основные черты молодого формирования склад-<br>чатости ..... | 264 |
| 3. Дизъюнктивная неотектоника.....                              | 274 |
| Оценка амплитуд неотектонических движений .                     | 281 |

|                  |         |
|------------------|---------|
| ЛИТЕРАТУРА ..... | 285-304 |
|------------------|---------|

ЛИДИЯ ВАСИЛЬЕВНА КОГОШВИЛИ

О РАЗВИТИИ НЕОТЕКТОГЕННОГО РЕЛЬЕФА  
ГРУЗИИ

Печатается по заказу Института географии им. Вахушти

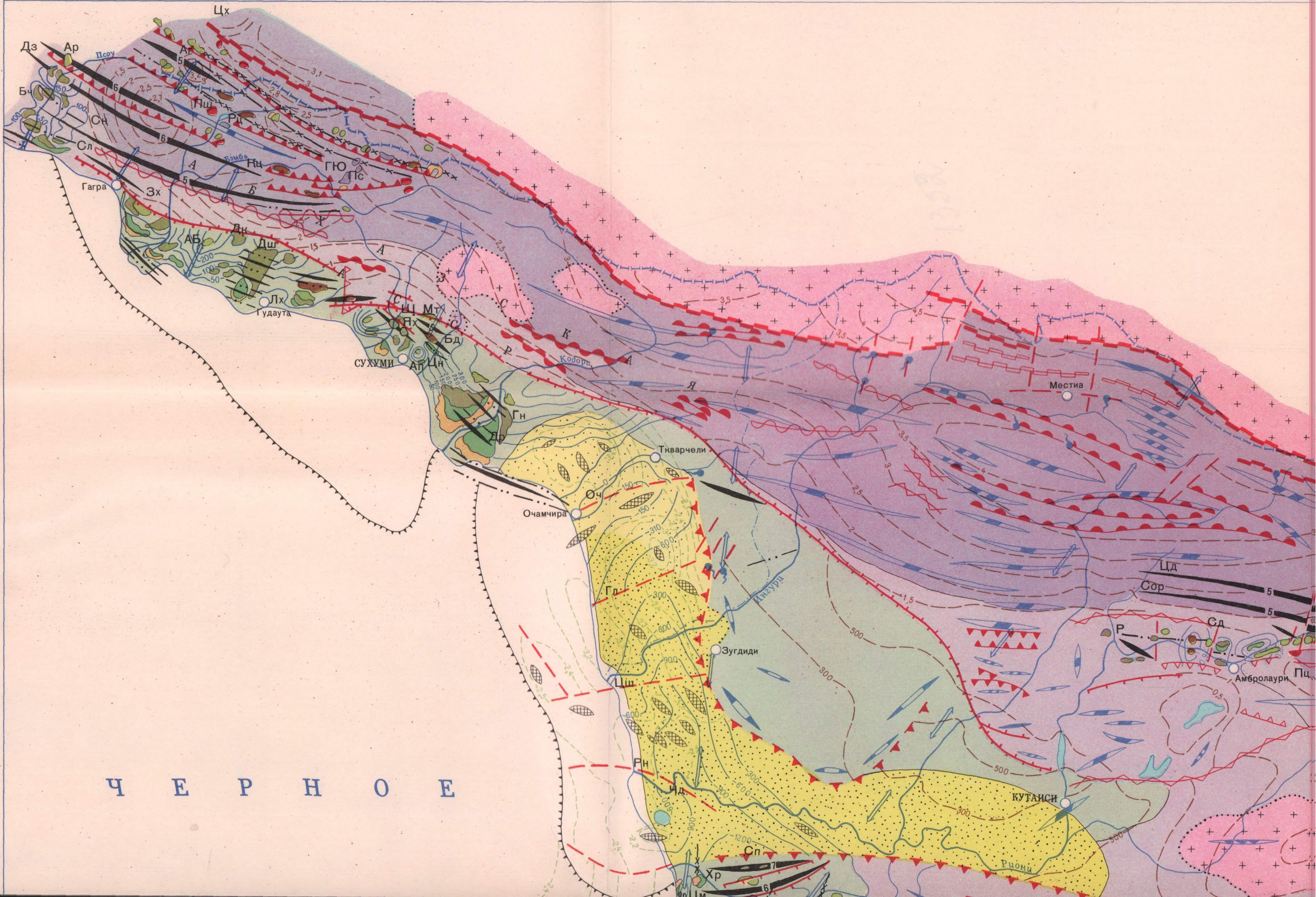
Сдано в набор ; Подписано к печати 24.УП.1974; Формат  
бумаги 70X108<sup>I</sup>/16; Бумага №2; Печатных л.19.88; Уч.-издат.л. 14.92;

УЭ 00973 ; Тираж 600 ; Заказ №7 ;

Цена 1 руб. 56 коп.

---



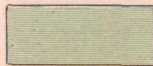
Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19  
Типография АН ГССР, Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19



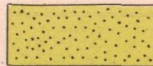
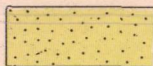
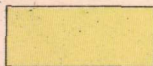
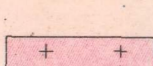
Ч Е Р Н О Е



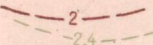
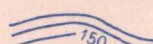
ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЕ БЛОКОВО-СВОДОВЫЕ ПОДНЯТИЯ ГОРНЫХ СИСТЕМ

-  Интенсивные (амплитуда  $PL_3-Q$  движений 1,5–2 км)
-  Умеренные (амплитуда до 1,5 км)
-  Части прогибов, втянутые в  $PL_3-Q$  поднятия




ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЕ БЛОКОВО-МУЛЬДОВЫЕ ОПУСКАНИЯ В МЕЖГОРНЫХ ДЕПРЕССИЯХ

-  Интенсивные (амплитуда  $PL_3-Q$  движений до 2 и более км)
-  Умеренные (амплитуда до 1 км)
-  Остаточные прогибы, обособленные  $PL_3-Q$  поднятиями
-  Поднятия кристаллического субстрата










СУММАРНАЯ АМПЛИТУДА НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

-  Изобазы структур высоких порядков—в км (с позднего сармата по голоцен) и погребенной кровли мела—в км
-  Изобазы дифференцированных движений структур—в м с верхнего плиоцена по голоцен

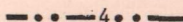


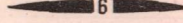




СТРУКТУРЫ ОБЩЕНАВКАЗСКОГО ПРОСТИРАНИЯ

-  Антиклинали
  -  Синклинали
  -  Погребные складки Нолхидского прогиба
- складчатых зон и Грузинской глыбы

ВОЗРАСТ ЗАРОЖДЕНИЯ И АКТИВНОСТИ СТРУКТУР ПО ТЕКТОНИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ (П.Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ, А.Л. ЦАГАРЕЛИ, 1968)

-  Чегемские и
-  Чегемско-аттические л
-  Чегемско-четвертичные н
-  Андийско-роданские и
-  Ларамийско-роданские л
-  Штирийско-роданские к
-  Роданско-валахские т
-  Ларамийско-пасаденские н
-  Штирийско-четвертичные А
-  Глубинные разрывы в
-  Палеозойско-четвертичные в
-  Чегемские и
-  Чегемско-аттические т
-  Чегемско-четвертичные к
-  Штирийские н
-  Аттические ю
-  Аттическо-четвертичные ю
-  Роданские р
-  Роданско-четвертичные р
-  Четвертичные з
-  Надвиги и
-  Флексуры Д

ВОЗРАСТ И ПОРЯДОК СТРУКТУР ПО —МОРФОЛОГИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ (Л.)

-  4. Верхнемэотическо-голоценовые 4 поряд
-  5. Верхненеммерийско- голоценовые 5 поряд
-  6. Нижнелейстоценово- голоценовые 6 поряд
-  7. Среднелейстоценово- голоценовые 7 поряд
-  8. Среднелейстоценово- голоценовые 8 поряд
-  Разрывы, региональные и локальные раз
-  Разрывы, выводящие углекислоту и мин
-  Разрывы, выявленные геофизически

СТРУКТУРЫ ПОПЕРЕЧНОГО ПРОС

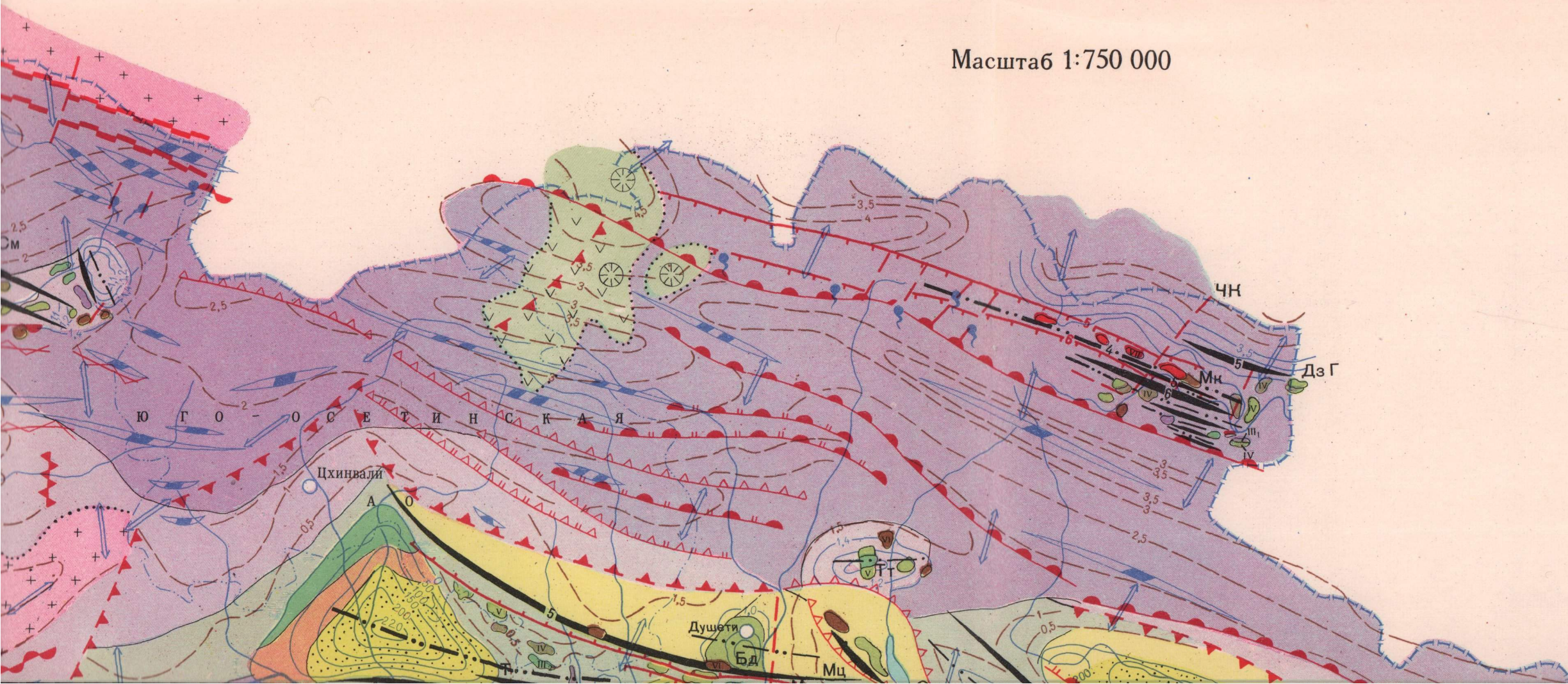
-  Пликативные
  -  Дизъюнктивные
  -  Оси поперечных поднятий
- по структурно-м  
по проявлению ву  
по проявлению м

# СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА МОЛОДОЙ ТЕКТОНИКИ ГРУЗИНСКОЙ ССР

Составила Л.В. Когошвили (по литературным данным и собственным наблюдениям)

1971 г.

Масштаб 1:750 000





СТРУКТУРНО-ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ  
 карта  
 1-го  
 2-го  
 3-го  
 4-го  
 5-го  
 6-го  
 7-го  
 8-го  
 9-го  
 10-го  
 11-го  
 12-го  
 13-го  
 14-го  
 15-го  
 16-го  
 17-го  
 18-го  
 19-го  
 20-го  
 21-го  
 22-го  
 23-го  
 24-го  
 25-го  
 26-го  
 27-го  
 28-го  
 29-го  
 30-го  
 31-го  
 32-го  
 33-го  
 34-го  
 35-го  
 36-го  
 37-го  
 38-го  
 39-го  
 40-го  
 41-го  
 42-го  
 43-го  
 44-го  
 45-го  
 46-го  
 47-го  
 48-го  
 49-го  
 50-го

**ФОРМЫ ПОВЕРХНОСТИ**  
 Характерные террасы

- |  |                        |  |                                    |  |                                    |
|--|------------------------|--|------------------------------------|--|------------------------------------|
|  | VII (PL <sub>1</sub> ) |  | IV (Q <sub>1</sub> )               |  | III <sub>2</sub> (Q <sub>2</sub> ) |
|  | VI (PL <sub>2</sub> )  |  | III <sub>1</sub> (Q <sub>2</sub> ) |  | II (Q <sub>2</sub> )               |
|  | V (PL <sub>3</sub> )   |  |                                    |  |                                    |
- 
- Приморская равнина
  - Контур поднятий морского дна
  - Контур интрузивов и лав
  - Граница между регионами с различным неотектоническим рельефом
  - Антиклинальный изгиб рельефа
  - Синклинальный изгиб рельефа

**ЖИВЫЕ СТРУКТУРЫ**

**Антиклинали:** Цахвоа (Цх), Агепста (Аг), Гега-Юпшарская (ГЮ), Арабина (Ар), Наипха (Нц), Берчиль (Бч), Зырху (Зх), Ах-Бапшира (АБ), Дурипши (Дш), Бурджа (Бд), Яштухорху (Ях), Аныха-Паара (АП), Ганахлебская (Гн), Драндская (Др), Цвермагала (Цм), Джиханджури (Дж), Тирала-Мульванетская (ТМ), Чаладидская (Чд), Мисанциельская (Мц), Схалтбская (Сх), Шави-Тне (ШТ), Ламбало (Лб), Мирзаанская (Мз), Сабатло (Сб), Сорская (Сор), Цедисская (Цд), Дзвели-Галавани (Дз Г), Макратела (Мк)

**Синклинали:** Макратела (Мк), Рачинская (Р), Тирифонская (Т), Мухранская (М), Псху (Пс), Салхино (Сн), Сальме (Сл), Джирива (Дж), Дурипши (Дш), Лыхны (Лх), Мтискалта (Мт), Шрома (Ш), Цинсвла (Цн), Драндская (Др), Гуриантская (Гур), Хриалетская (Хр), Махарадзевская (Мх), Испани (Исп), Бодорнская (Бд), Тианетская (Тт), Циви-Тура (ЦТ), Ширанская (Шн), Эльдарская (Эд)

**Разрывы:** Ричинский (Рц), Дзишра (Дз), Самтисский (См), Садмельский (Сд), Поцхвревский (Пц), Чешо-Ноклата (ЧН), Очамчирский (Оч), Гальский (Гл), Цаишский (Цш), Рионский (Рн), Супсинский (Сп), Орхевский (Ор), Мисанциельский (Мцл)

1352