

УДК 550.(81).34(37)(38)

DOI: 10.23671/VNC.2016.1.20720

ГЕОМОРФОЛОГИЯ КАК ПРИЗНАК НАСЛЕДСТВЕННОСТИ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2016 Х.О. Чотчаев², В.Б. Заалишвили², д.ф.-м.н., Л.Н. Невский²,
А.Г. Шемпелев^{1,2}, к.г.-м.н.

²«Сей-Эко-Геон», Россия, 357623, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул.
Нагорная, д. 24, кв. 4;

²Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, Россия,
362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а; e-mail: cgi_ras@mail.ru

В статье рассмотрена закономерность формирования морфологических структур и зависимость их локализации от структурно-тектонической блокировки земной коры. По формационным и структурно-тектоническим признакам выделены основные морфологические структуры вдоль северного склона Центральной части Большого Кавказа. Установлена коррелируемость основных форм рельефа с особенностями блоковой структуры доюрского фундамента. На основе структурных методов геофизики установлены пространственное положение Владикавказского глубинного разлома и фрагмента Ардонского разлома на участке профиля В. Згид – месторождение Джимидон.

Ключевые слова: геоморфология, структурно-тектоническая блокировка доюрского фундамента, наследственность древних структур, разломы Ардонский, Владикавказский, Адайком–Казбекская группа, структурные методы геофизики, Северный склон Центрального блока Большого Кавказа.

Структура Большого Кавказа сформировалась в обстановке общего субмеридионального сжатия при горизонтальном перемещении литосферных плит. В результате произошло тектоническое скучивание и перераспределение геологических масс, наращивание континентальной коры, широкое развитие чешуйчато-складчатых структур и интенсивный магматизм. Сформировавшаяся морфоструктура Большого Кавказа в целом отличается наличием ориентированных в субширотном и северо-западном направлениях линейно вытянутых тектонических структур, сети субширотных разрывных нарушений и складчатых дислокаций, осложненных складчато-разрывными структурами субмеридиональной ориентировки. Поперечные Кавказской структуре тектонические зоны, по-видимому, явились следствием неравномерного распределения сжимающих сил по фронту соприкосновения микроплит-террейнов с континентальными плитами, в результате чего стали возникать сдвиговые нарушения, определившие блоковую структуру горного сооружения Большого Кавказа. Три самые крупные из таких тектонических зон, представляющие собой правосторонние сдвиги, разделяют Большой Кавказ на три поперечных сегмента: Центральный, Северо-Западный и Восточный. Западным ограничением Центрального сегмента является Пшехско-Адлерская складчато-разрывная зона, восточным – Центрально-Кавказская.

Зона сопряжения Центрального и Восточного Кавказа, расположенная в междуречье Черема Балкарского и Терека, характеризуется разнообразием структурных ансамблей и отчетливым зональным строением горного сооружения, обусловленным первичным характером доюрского субстрата.

Геоморфометрическая дифференцированность с севера на юг горной террито-

рии Северной Осетии, расположенной в восточной части Центрального Кавказа, в основных чертах отражает глубинное строение осадочного чехла и консолидированной коры. Современный облик Центрального Кавказа в поперечном профиле рельефа, имея, в целом, форму куэсты, сформирован основными структурно-тектоническими элементами в виде отчетливо выраженных куэстовых гряд, как правило, с пологими северными и обрывистыми южными склонами (рис. 1).

Рельеф площади отличается большой сложностью ландшафтных особенностей, расчлененностью и, в целом, характеризуется IV-V категориями трудности по условиям проходимости при геодезических и геолого-геофизических изысканиях.

С севера на юг располагаются Лесистый, Пастбищный, Скалистый, Боковой и Водораздельный хребты, протягивающиеся параллельно друг другу в запад – северо-западном направлении. Лесистый хребет, окаймляющий с юга Владикавказскую котловину, представляет собой цепь относительно высоких холмов, покрытых густым буковым лесом. Отметки вершин хребта колеблются от 871 м (г. Мыгварсбарзонд) до 1470,2 м (г. Сурх). Очертания вершин сглаженные, склоны сравнительно пологие.

Доминирующая роль в разрезе пород Лесистых гор принадлежит отложениям палеогена (палеоцена и эоцена), а отложения олигоцена образуют единый комплекс с нижним миоценом (майкопская серия). Образования палеогена, в виде прерывистой полосы, прослеживаются вдоль Лесистого хребта, участвуя в строении зоны Северной моноклинали. Размытыми являются лишь участки выхода палеогеновых отложений между рр. Урух-Дур-Дур и Удсдон-Ардон. Основной состав пород – известняки зеленовато – серые, белые, коричневатые-серые, плотные, трещиноватые с редкими тонкими прослоями мергелистой плотной темно-серой глины.

Южнее Лесистого хребта располагается Пастбищный, четко выраженный лишь к востоку от долины р. Ардон. Это – типично куэстовая гряда, северный склон которой сравнительно пологий, южный – крутой, обрывистый. Буковые леса, покрывающие склоны этого хребта, в гребневой части сменяются субальпийскими лугами. Высотные отметки вершин хребта колеблются от 1257,0 м (г. Известковая) до 1818,4 м (г. Ольдуханхох). Сложен хребет известняками и мергелями.

Далее к югу Пастбищный хребет сменяется Скалистым, так же являющимся ярко выраженной куэстовой грядой, бронированной многослойной толщей мраморизированных и доломитизированных известняков нижней и верхней подбит иронской свиты средней-верхней юры ($J_{2-3}ir_1$; $J_{2-3}ir_2$). Слагающие его известняки и доломиты, а так же многочисленные разрывные нарушения определили резкие формы его рельефа. Южные склоны хребта представляют почти на всем протяжении крутой обрыв высотой в 1000-1500 м. На его склонах, так же как и на склонах Пастбищного хребта, широко развиты пещеры, гроты, провалы, воронки и другие формы карстового рельефа. Высотные отметки вершин Скалистого хребта составляют 2413 м (г. Коска) – 3453,8 м (г. Боровецк).

С юга Скалистый хребет ограничен продольной депрессией, отделяющей его от Бокового хребта. Сложена депрессия глинистыми сланцами и песчаниками, подающимися денудации. Поэтому склоны здесь сравнительно пологи и сглажены. Поперечными хребтами – перемычками депрессия разделяется на отдельные котловины: Донисар-Фаснальскую, Садоно-Унальскую, Лацкую, Даргавскую, Кармадонскую и Армхи-Джейрахскую.

К югу от глинисто-сланцевой депрессии располагается наиболее высокогорный

Боковой хребет. Он ответвляется от Главного Водораздельного хребта в районе вершины Мамисонхох и протягивается отсюда на восток в широтном направлении. Ряд исследователей к Боковому хребту относят и Суганский хребет, протягивающийся вдоль бассейна верховий р. Урух севернее Главного Водораздельного хребта, что не противоречит морфометрической структуризации на основе ландшафтных признаков, хотя другие исследователи считают его восточным окончанием Передового хребта, наиболее мощно проявленного в Кабардино-Балкарии [Ольховский, Тибиллов, 1998].

В пределах горной части Северной Осетии Боковой хребет представляют Адайхохский и Цмиаком-Теплинский горно-ледниковые массивы, а далее к востоку от Кассарского ущелья в верховьях р. Ардон, начиная от массива г. Тепли, прослеживается двумя ветвями, субпараллельных друг другу. Северная ветвь состоит из Архон-Колотинского, Сырхыбарзондского, Шаухохского, Чач-Кайджанского и Малчечкорт-Шанского массивов, а южная наиболее высокая ветвь представлена Закахох-Сивераутским, Джимара-Казбекским и Куро-Шиновским горно-ледниковыми массивами. Высотные отметки вершин Бокового хребта колеблются от 3669,6 (г. Малчечкорт) до 5033,8 (г. Казбек). Сложен хребет преимущественно кристаллическими глубоко метаморфизованными породами, что обусловило острые пилообразные гребни хребтов и остроконечные вершины. Южная ветвь сложена, главным образом, глинистыми сланцами и песчаниками, определяющими более мягкие формы рельефа. В пределах Бокового хребта господствуют ледниковые формы рельефа – цирки, кары, трог, моренные гряды и пр. Между северной и южной ветвями Бокового хребта располагается сравнительно узкая депрессия, выполненная песчано-глинистыми породами.

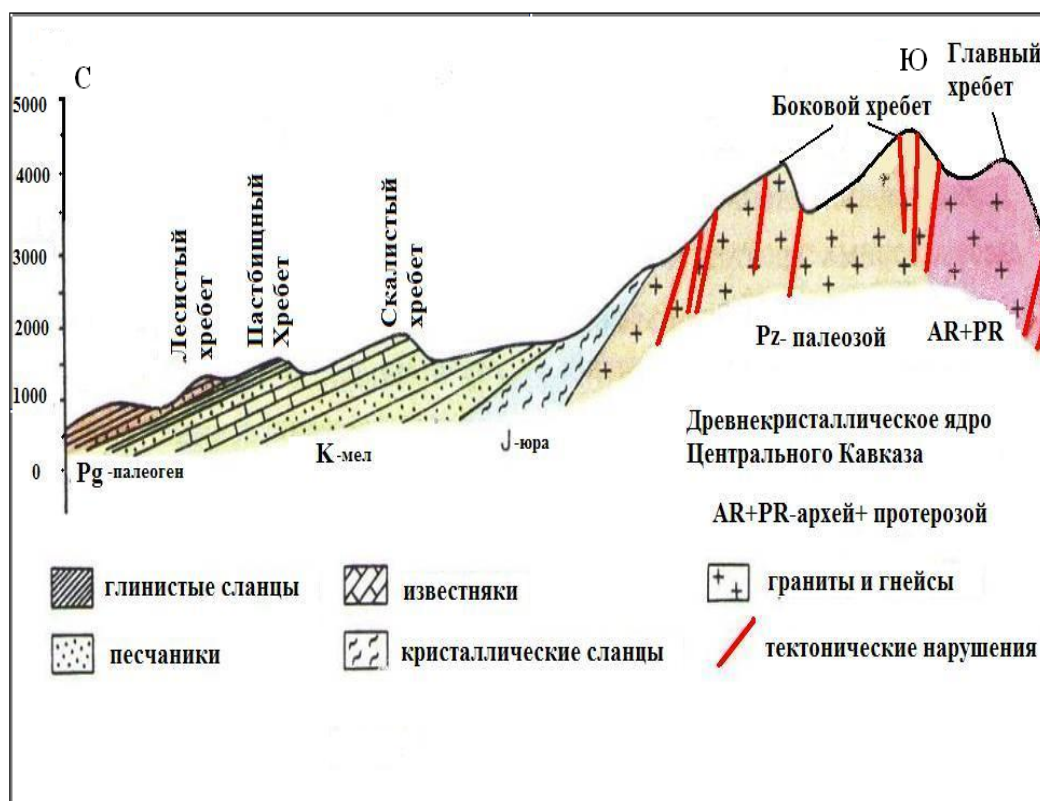


Рис. 1. Морфологическая обособленность структурно-тектонических образований в поперечном разрезе Северо-Западного Кавказа (по Э.М. Раковской)

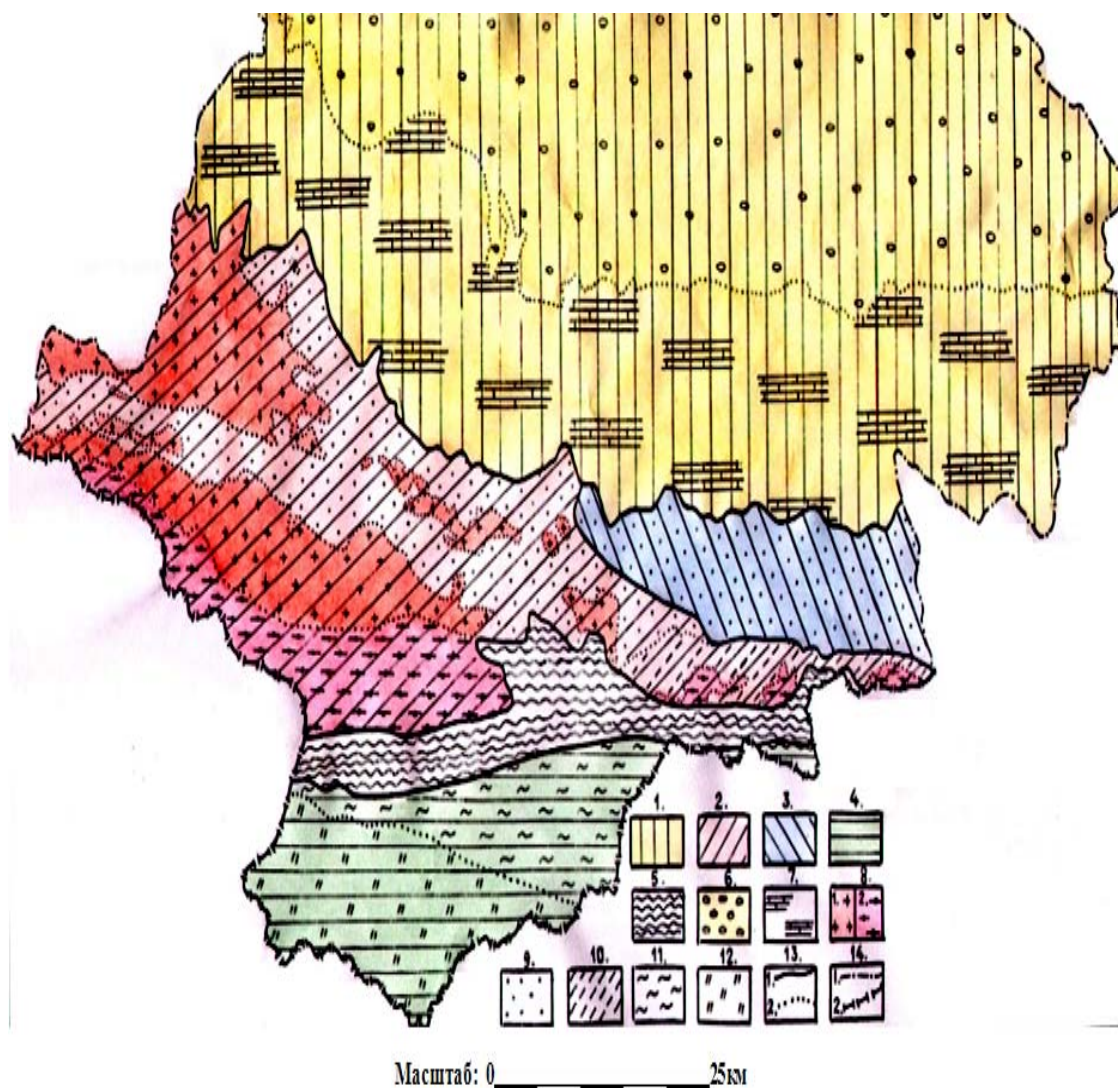


Рис. 2. Основные геологические блоковые структуры и тектонические зоны территории Северной Осетии (по С.М. Тибилову)

Условные обозначения: Микролиты – террейны: 1. Предкавказская; 2. Бечасынская; 3. Восточно-Кавказская; 4. Закавказская.

Структурно-тектонические зоны:

5. Мамисон-Казбекская (реликтовая зона); 6. Владикавказская котловина; 7. Северная моноклираль; 8. Главного хребта (1 – Махерская и 2 – Кассарская подзоны); 9. Дигоро-Осетинская; 10. Ардон-Дарьяльская; 11. Южного склона; 12. Чаурская; 13. Контакты: (1 – микролит-террейнов, 2 – структурно-тектонических зон); 14. Границы: (1 – республик, 2 – государственных).

Поперечными хребтами-перемычками депрессия разделена на ряд котловин – Суарком-Дзагалыкомскую, Мидаграбынскую, Майлийскую и Амали-Кистинскую. Южнее Бокового хребта располагается обширная продольная депрессия, сложенная сравнительно мягкими глинистыми сланцами, которая делится на Туалетинскую и Труссовскую котловины. Еще южнее располагается извилистая линия Главного Водораздельного хребта, по которому проходит административная граница между Северной Осетией и Грузией. Западная часть хребта сложена кристаллическими породами и так же, как большая часть Бокового хребта, имеет типичный альпийский характер.

Здесь тоже прекрасно выражены все формы ледникового рельефа. Наиболее высокие вершины в этой части характеризуются высотами от 3855,1 м (г. Таймази) до 4468 м (г. Бубисох). От массива г. Мамисонхох главный водораздел резко поворачивает на юго-запад и по хребту Козыкомраг переходит на извилистый, но в общем субширотный Двалетский хребет. Здесь Главный водораздел представляет непрерывный гребень, круто обрывающийся к югу и более полого спускающийся на север. Максимальные высоты его не превышают 4000 м и колеблются от 3245,4 м (г. Бубухох) до 3938,1 (г. Халаца). Сложен он глинистыми сланцами, песчаниками, мергелями и известняками.

В качестве ремарки интересно отметить, что геоморфологическая особенность развития региона определила зональный характер освоения площадей (рис. 7), повторяющий географическое положение отдельных структур. Антропологическое расселение концентрировано в трех геоморфологических структурах: в широтной полосе Осетинской впадины, в межгорной депрессии между гряд Скалистого и южной ветви Бокового хребтов и на северных склонах Чиаурской синклинали Южной микроплиты. По анализу антропологического освоения отдельно взятой горной территории можно характеризовать его геоморфологические особенности.

Приведенная субширотная морфологическая архитектура осложняется Транскавказским ассиметричным поперечным поднятием, осложняющим в меридиональном направлении все куэстовые гряды Большого Кавказа и блоковые структуры региона. Структура характеризуется выраженным в рельефе воздыманием пород чехла и фундамента и системой субвертикальных разрывов с закономерными латеральными перемещениями по ним.

Оперяющие с запада и востока разрывы в плане образуют дугообразные формы, выпуклостью на север, указывающие на наличие на юге крупного блока земной коры, препятствующего перемещению в условиях меридионального сжатия. Зона Транскавказского поднятия характеризуется высоким уровнем сейсмичности с нередкими землетрясениями магнитудой 6.6-7.5 за последнее тысячелетие. Основным фактором сейсмоактивности Транскавказского поднятия следует считать устойчивую северо-восточную направленность вектора горизонтального смещения по данным сети GPS.

Транскавказское поперечное поднятие на территории Северной Осетии представлено своим быстро погружающимся восточным крылом, которое с определенной условностью контролируется серией субмеридиональных разломов, протягивающихся полосой от Каридонского блока, в бассейне р.Урух на севере, к истокам р. Адайком на юге и образующих с Транскавказским поднятием в южных румбах углы меньше 90° , а в северных румбах углы больше 90° . В целом область поперечного поднятия характеризуется исключительно высокой поднятостью и глубокой эродированностью кристаллического основания, обнаженного более чем на 80% его площади. Возможно, именно поэтому в Северной Осетии регионально ультраметаморфизованные и глубоко залегающие верхнепротерозойские формации инфраструктуры обнажаются только в пределах Транскавказского поперечного поднятия, что является одной из его характерных особенностей.

Геоморфологические признаки геологических структур являются весомыми факторами при описании истории развития и современной геодинамики геологических, структурно-тектонических линеаментов, блоков и, в целом, геологических разрезов.

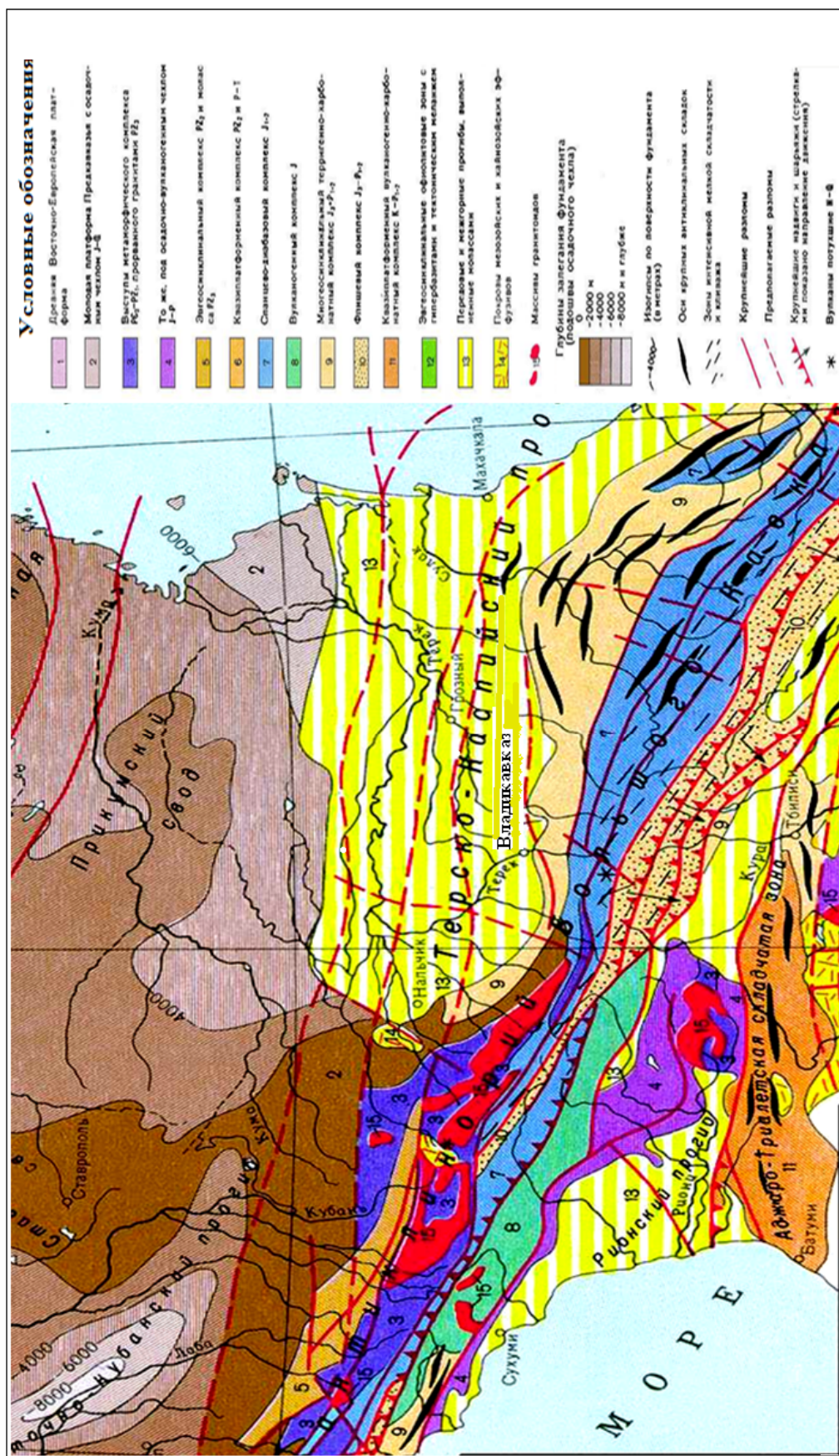


Рис. 3. Структурно-тектонический фрагмент Большого Кавказа

Неоспорим тот факт, что современные особенности участков земной поверхности, в основном, унаследованы от предыдущих форм, сформированных геологическими, тектоническими или вулканическими катаклизмами. Высокая информативность и достоверность данных геоморфологических признаков позволяют использовать морфометрические сведения в общем комплексе геолого-геофизических методов.

Таким образом, формулируется задача, заключающаяся в том, что на основе геоморфологической преемственности истории возникновения и развития глубинных структур с привлечением дополнительной геолого-геофизической информации можно решить обратную задачу определения первообраза (литолого-стратиграфические и структурно-тектонические характеристики глубинного объекта интереса).

Попыткой подобного геологического истолкования существующей геоморфологии является схема коллизионного взаимодействия Предкавказской, Бечасынской и Восточно-Кавказской микроплит-террейнов, а затем и Южной микроплиты, причлененных к Восточно-Европейской плите соответственно в конце палеозоя и догерца [Баранов, Греков, 1982; Баранов 1991; Баранов и др., 1995; Тибилов 1988]. Тектонические структуры этих блоков после коллизии и последующей консолидации оказываются, как бы, впечатанными в геологическую структуру Восточно-Европейской плиты, сохраняя при этом не только индивидуальность их геологического строения, но в какой-то степени и обособленность в дальнейших тектонических перестройках. Так, Предкавказская микроплита характеризуется преимущественным развитием передовых прогибов, в Северной Осетии в ее пределах располагаются Владикавказская котловина и Северная моноклинал. Бечасынская и Восточно-Кавказская микроплиты участвуют в формировании Центрального и Восточного Кавказа. В пределах Южной микроплиты расположены зоны Южного склона и Чиатурской синклинали.

К тектоническим структурам, представляющим особый научный, социально-экономический и прикладной интерес следует отнести Владикавказский и Ардонский разломы и Адайком-Казбекскую группу нарушений, как правило, выходящих далеко за пределы Северной Осетии. Их участие в тектонической блокировке сопредельных территорий следует оценивать по структурно-тектоническому районированию провинции в целом. С этой точки зрения интересна общая закономерность литолого-стратиграфического и структурно-тектонического развития мегантиклинория Большого Кавказа и южных окраин Скифской плиты, иллюстрируемая на рис.3, где основные тектонические нарушения ориентированы в субширотном направлении, а их плоскости имеют северное падение.

Глубинный литолого-стратиграфический разрез пересечения мегантиклинория вдоль условного меридиана по руслу р.Ардон (рис.4), структурная и разрывная тектоника участков вероятного расположения основных структур, подлежащих оценке по пространственным параметрам, исследовались по материалам прошлых лет различного целевого назначения: от научной направленности, создания кондиционных гравиметрических и магнитометрических карт, рекогносцировочной оценки сейсмических и электрических параметров геологических пород на больших глубинах до подготовки перспективных площадей для прикладных целей.

В пределах Центрального Кавказа выполнен довольно большой объем площадных гравиметрических и аэромагнитных съёмок масштабов 1:200000-1:50000, а также глубинных исследований по региональным профилям методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ).

Одной из особенностей поля силы тяжести Кавказа, изменяющегося в пределах

200 мГал, является наличие для районов Приэльбрусья и Чегемского нагорья самых минимальных значений в Большекавказском регионе. Крупный Эльбрусский гравитационный минимум связывается со значительным погружением поверхности Мохоровичича (до 55-60 км) и резким увеличением здесь толщины условного «гранитного» слоя. Наблюдаемый на его фоне локальный, более глубокий, минимум поля силы тяжести отражает объект грубо сферической формы (диаметр 10-15 км) с экстремально низкой плотностью $2,1 \text{ г/см}^3$, залегающий на глубине первых километров [Шемпелев, 1982; Нечаев, Собисевич, 2007]. Локальными аномалиями меньшей интенсивности отмечаются и восточнее Эльбруса в области развития молодого вулканизма Чегемского нагорья и эльджуртинских гранитов в долине р. Баксан (плотность последних $2,57 \text{ г/см}^3$).

Относительно положительные значения гравитационного поля Казбекского района определяются приповерхностным слоем с избыточной плотностью $0,15 \times 10^3 \text{ г/см}^3$, верхняя и нижняя границы которого находятся на глубинах порядка 0,5 и 4,5 км. Этот слой может быть представлен толщей глубоководных нижнеюрских осадков с продуктами основного магматизма (дайки, интрузии, силлы Казбекского диабазового пояса), залегающей на кристаллическом фундаменте. Вулканические сооружения Тепли и Казбек не сопровождаются локальными гравитационными аномалиями минимумами, которые можно было бы увязать с фазовыми изменениями в недрах этих горных сооружений. Поэтому предполагать здесь, по аналогии с Эльбрусским вулканом, наличие каких-либо «очаговых» объектов, как правило, разуплотнённых, по гравиметрическим данным нет оснований.

Зона Главного хребта Центрального Кавказа является в региональном плане областью пониженных значений магнитного поля, которое осложнено локальными знакопеременными аномалиями интенсивностью до первых единиц сотен нанотесл (Эльбрус, Казбек, Тепли), редко тысячи нанотесл в районах развития молодого вулканизма.

Аномалии разного знака в несколько тысяч нанотесл наблюдаются над Чегемским нагорьем. Они чётко обрисовывают контуры наземной вулканической постройки Чегемского нагорья и верховьев реки Терек. Территория распространения байосских вулканитов Южного склона Большого Кавказа и Закавказья (юго-западный угол рисунка) характеризуется ограниченными по площади резко дифференцированными разного знака локальными аномалиями магнитного поля.

По данным магнитотеллурических зондирований вдоль Приэльбрусского профиля [Шемпелев и др., 2011] локальная аномалия электропроводимости на глубинах «базальтового» слоя связана, вероятно, с участком плавления горных пород, который является магматическим очагом вулкана Эльбрус. А локальный минимум электрических сопротивлений над ней вблизи дневной поверхности может отвечать магматической камере вулкана. Форма и ориентировочные их размеры подчёркиваются границами обмена PS-волн по МОВЗ на глубинах 3-5 км и 12-15 км.

Высокая электропроводность, наблюдаемая на гравитационных минимумах Эльбрусского разреза отсутствуют над вулканическими постройками Казбека и Тепли.

Повышенный интерес к Владикавказскому и Ардонскому глубинным разломам и Адайком-Казбекской группе тектонических нарушений вызван их географическим положением, сейсмичностью территории, классифицированной по рекомендациям карт ОСР-97 девяти балльной интенсивностью, ожиданием теоретически обоснованного повышенного уровня их сейсмогенерации, при активизации в них зон очагов возникновения землетрясений (ВОЗ) (на примерах Джавского и Рачинского землетрясений) (рис. 4).

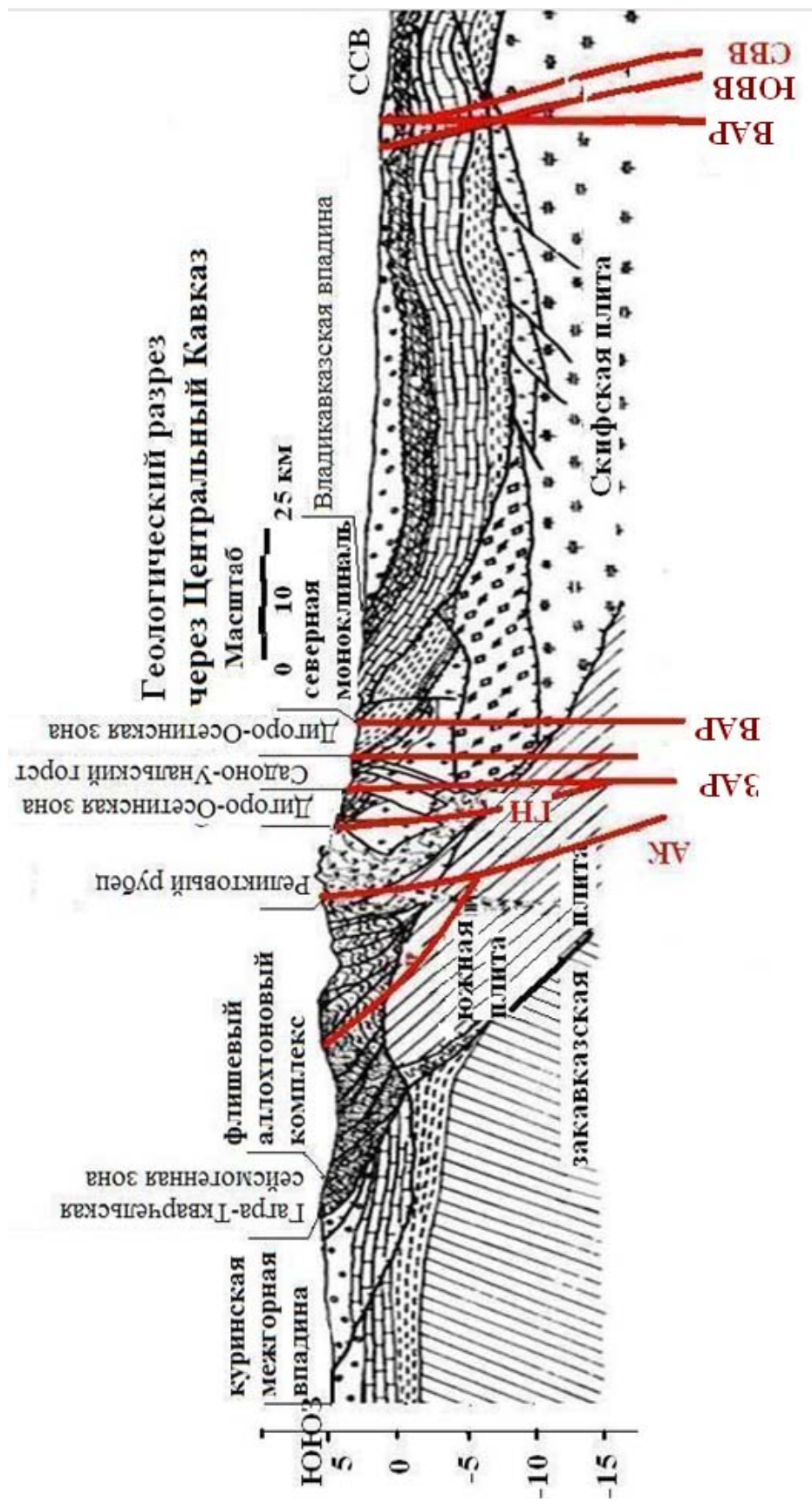


Рис. 4. Поперечный разрез магантиклинория Большого Кавказа по условному меридиану русла р. Ардон

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К РИСУНКАМ 4-7

Автохтонные и параавтохтонные комплексы:

1 – молассовые формации ($N_1^3 sm_3 Q$), 2 – олигоцен-миоценовая терригенно-карбонатная формация ($P_{g3}-N_1^3 sr_2$), 3 – известняковая и песчано-глинисто-карбонатная формация (J_3-Pg_2), 4 – нижне-среднеюрская формация глинистых сланцев (J_{1-2}), 5 – нижне-среднеюрская морская терригенная и андезидацитовая вулканогенная формация (J_1^{1-2}).

Аллохтонные комплексы:

6 – мальм-эоценовая формация карбонатного флиша (J_3-Pg_2), 7 – нижнее-среднеюрская песчано-глинистая флишиодная формация (J_{1-2}), 8 – нижнее-среднеюрская формация глинистых сланцев (J_{1-2}), 9 – нижне-среднеюрская формация метапесчаников, кварцитов, узловатых и аспидных сланцев (J_1^{1-2}), 10 – триас-лейасовые вулканогенно-осадочные и офиолитовая формация и микститы реликтового рубца ($T?-J_1$).

Комплексы фундамента. Скифская плита:

11 – позднепалеозойско-триасовый автохтонный и параавтохтонный комплекс (PZ_3-T),

12 – позднепротерозойско-раннепалеозойская салическая метаморфическая формация ($smPR_2-PZ_1$), 13 – породы Магерского и Ацгаринского покровов (PR_2), 14 – породы Кызылкольского и Тоханского покровов (PR_2), 15 – позднепротерозойская фемическая метаморфическая формация (PR_2), 16 – породы Армовского и Шаукольского покровов (PR_2), 17 – нерасчлененный субстрат.

Закавказские плиты:

18 – субстрат Южной микроплиты, 19 – субстрат Нахичиваньского террейна.

Прочие знаки:

20 – плиоценовая диоритовая формация (dN_2), 21 – среднеюрская вулканическая базальт-андезитовая формация (baJ_2), 22 – средне-позднепалеозойская гранитовая и мигматит-гранитовая формация (γPZ_{2-3}), 23 – среднепалеозойская гранито-гнейсовая формация ($ghPZ_2$), 24 – основные тектонические границы, 25 – прочие разрывные нарушения.

Разломы, подтвержденные данными геофизических исследований.

ЗАР-ВАР-Западная и Восточная ветви Ардонского разлома; СВВ-ЮВВ – вв – Северная и Южная и промежуточная ветви Владикавказского разлома; ГН-Главный надвиг; АК – Адайком-Казбекский разлом; Т – Тибский разлом, ЮН-СН – Южный и Северный Нарские разломы, Ц – Цесский разлом, ЗГ – Зругский разлом, СХ-Саухохский разлом

Владикавказский разлом заложен на границе Осетинской впадины с Лесистым хребтом вдоль южной окраины г. Владикавказа. Его присутствие подтверждается гравиметрическими работами [Квят, Тибилев, 1976], сейсмическими работами КМПВ Грознефтегеофизики, определяющими в предгорьях рр. Терек, Гизельдон, Фиагдон резкое погружение мелового фундамента. [Стерленко и др., 1978].

Владикавказский разлом указывается и на более ранних схемах глубинных разломов Кавказа (Милановский, Хаин, 1963).

Специализированными сейсмологическими исследованиями на основе основных мод волны Релея Владикавказский разлом был изучен вдоль двух пересечений с интервалом в 40 км специалистами Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта при организационном содействии специалистов Геофизического института ВНИИ РАН [Горбатиков и др., 2011]. На субширотном профиле через г. Владикавказ отмечается неоднородная толща, мощностью порядка 7 км, ниже которой до глубины 40 км наблюдается контрастная зона мощностью до 5-6 км. Ниже неоднородной

толщи, до глубины порядка 15 км зона имеет крутое северное падение, далее падение близкое к вертикальному.

Сейсмогенность зон ВОЗ Владикавказского разлома по расчетам составляет 6,5-7,2 единиц по магнитуде. Проявление сейсмичности может быть как глубокофокусным, так и среднефокусным. Мелкофокусные зоны ВОЗ, в пределах Владикавказского разлома, скорее всего, следует исключить.

Одни из первых упоминаний об Ардонском глубинном разломе появились в отчете [Квят, Тибилов, 1976] о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:50000 в Садонском, Фиагдон-Ассиновском рудных районах Горной Осетии за 1973-1975 гг, когда гравитационная ступень амплитудой до 30 мГл, была интерпретирована, как влияние глубинного разлома. С тех пор вопрос о существовании и пространственном положении Ардонского разлома не снимается с повестки дня, когда решаются структурно-тектонические и сейсмологические задачи, касающиеся территории региона.

Для оценки глубинной дифференцируемости разреза Осетинской впадины использовались гравиметрические данные, которые были редуцированы для трех различных плотностей промежуточного слоя: 2,0 г/см³, 2,3 г/см³ и 2,67 г/см³. Значение плотности 2,67 г/см³ для промежуточного слоя позволяет оценить влияние неоднородностей консолидированной коры и классифицировать Ардонский разлом как глубинный, прослеживаемый до глубин 40 км.

Некоторые авторы считают, что Ардонский глубинный разлом является составляющей Кабардино-Сарпинской субмеридиональной шовной зоны и относится к древним тектоническим структурам палеозой–герцинского орогенического цикла, имеет длительное развитие и глубинное заложение. По данным геолого-геофизических работ Ардонская глубинная разломная зона, как единая структурная зона, прослежена от неинтрузивного массива г. Тепли, продолжается в низовьях р. Ардон и далее через Эльхотово уходит в направлении Буденновска.

Ардонский разлом в Терско-Сунженском прогибе отчетливо выделяется по аэро- и космическим снимкам по поведению террас, пересекает западную окраину Сунженской и Терской антиклинальных зон. Геофизическими методами разлом выявляется, начиная с глубины 2-4 км и уверенно прослеживается как граница различно ориентированных глубинных структур. В зоне разлома в плиоцен-антропогенных отложениях отмечаются магматические глыбы со следами брекчирования и катаклаза (клиппены), что свидетельствует о его активности.

Ардонский разлом в зонах пересечения с разломами общекавказского направления контролирует магматическую деятельность от палеозоя до палеогена; с зонами пересечений связаны гидротермальные оруденения, активизация гидротермальных процессов и сейсмической опасности. На пересечении Сунженской и Терской антиклинальных зон с Ардонским разломом отмечаются поднятия с максимально высокими амплитудами и повышенным напором вод мезо-кайнозойского возраста – Заманкульский и Малгобекский очаги концентрации напряжений.

В зоне его влияния располагаются Цейский и Сонгутидонский интрузивные массивы, разрывные нарушения северо-восточной ориентировки, в которых локализируются рудные тела полиметаллических месторождений Згид и Садон.

Являясь региональным субмеридиональным разломом, пересекающим тектонические зоны общекавказской ориентировки, Ардонский разлом являлся сейсмически активным в прошлом (позднеюрская и поздне меловая эпохи) и продолжает

быть активным до настоящего времени (к нему приурочены выходы многочисленных минеральных источников) по той причине, что он контролирует зоны ВОЗ, которые в свою очередь представляют сейсмическую опасность.

В породах Терско-Каспийского прогиба Ардонский разлом отражается в резких изменениях мощностей и фаций отдельных стратиграфических подразделений осадочного чехла. [Крисюк, 1986; Крисюк, Смирнова, 1966].

В работе Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина нет упоминаний об Ардонском разломе [Милановский, Хаин, 1963]. Однако на приведенной в их труде схеме расположения глубинных разломов Кавказа (рис. 78, с. 294) к северу от Владикавказского разлома, на продолжении Араратского разлома на Малом Кавказе, выделена пунктиром (возможно предполагаемая) тектоническая зона, заканчивающаяся у северной границы структуры Большого Кавказа – Манычском разломе. Не делая предположений о возможном продолжении именно Араратского разлома на север через всю структуру Большого Кавказа, отметим, что предполагаемая структура в пространстве довольно точно соответствует предполагаемому положению Ардонского разлома.

Дополнительно к сказанному отметим, что Институтом физики Земли и Геофизическим институтом ВНИИ РАН были предприняты усилия для инструментального подтверждения положения Ардонского разлома, для чего исследовался поперечный к Ардонской структуре профиль (рис. 5.6.) от поселка Верхний Згид до месторождения Джимидон. На разрезе (рис. 6) ширина структуры составляет 12,5 км и соответствует мощности разломной зоны на этом участке. Ее восточная граница проходит через селение Нижний Унал, а западная располагается на расстоянии 2,6 км выше по течению р. Садон от его слияния с р. Ардон.

Как видно на рисунке 6, Ардонский разлом состоит из двух вертикальных сближенных ветвей относительно равных мощностей, уходящих на глубины 20-25 км. Верхняя часть зоны до глубины 4,5 км представляется более неоднородной и тектонически переработанной, чем глубинные горизонты. На глубинах 4,5-5,3 км между ветвями разлома, отмечается реликт слабоизмененной высокоскоростной среды.

Положения Ардонского и Владикавказского разломов приведены на рисунке 7 с долей определенной условности выбранной ориентировки первого.

По данным МОВЗ зона Владикавказского разлома в значительной части перекрыта комплексом моноклинали Скалистого хребта, который фактически выступает в качестве граничной структуры между орогеном Большого Кавказа и Терско-Каспийским прогибом.

Количественные расчёты для гравитационной ступени, наблюдаемой на 28-29 км регионального профиля от северного склона г. Казбек до с. Камбилеевская, дают северное падение плоскости раздела под углами 65-70° при эффективной плотности перекрывающих пород мощностью 5-6 км порядка $-0,1 \times 10^3$ кг/м³ [Шемпелев, Невский, 2008; Шемпелев, 1982]. Аномалия однозначно увязывается с Владикавказским разломом, как одной из ветвей зоны глубинного разлома, ограничивающей с юга Осетинскую впадину.

Центральное поднятие Большого Кавказа в Горной Осетии смещается на юг, где орографически выражена наиболее высокогорным Боковым хребтом и занимает южную часть восточного окончания структурно-тектонического сооружения Центрального блока. Представлена осевая зона здесь двумя широтно ориентированными горстовыми поднятиями: Таймази-Лабагомским и Шаухох-Дарьяльским. В

геофизических полях они характеризуются повышенными, относительно дифференцированными, значениями гравитационного поля и делятся на несколько структурно-тектонических зон. Существенно глинистый, иногда графитизированный, нижне-среднеюрский комплекс пород Центрального поднятия, практически, не отличается по электрическим сопротивлениям от отложений олигоцен-плейстоценовой молассовой формации в пределах Осетинской впадины.

Судя по переменным значениям электрических сопротивлений, осадочный чехол и поверхность подстилающего фундамента Складчато-глыбового поднятия Большого Кавказа разбиты разноамплитудными субвертикальными разломами, преимущественно, взбросо-надвигового типа, на отдельные блоки с довольно дифференцированными физическими характеристиками. Это определяет высокую сейсмичность Казбекского блока, что подчёркивается наличием большого числа мелкофокусных очагов землетрясений.

Адайком-Казбекская группа разломов проявлена в Южной микроплите и представляет собой серию дизъюнктивных нарушений, кулисообразно рассекающих флишевую толщу нижне-среднеюрского возраста. Наиболее крупными среди этой группы разломов являются Адайком-Казбекский, ограничивающий с юга Мамисон-Казбекскую реликтовую зону, а также Тибский и Халацинский разломы. Адайком-Казбекский разлом состоит из параллельных разрывов, образующих зону перемятых и милонитизированных пород мощностью от 60 м до 1 км. Падение разлома крутое (60-80°) северное. В зоне разлома в изобилии содержатся безрудные кварцевые жилы и линзы. В пределах описываемой площади разлом играет роль своеобразного барьера для мезозойских магматических проявлений, широко развитые севернее в пределах структуры реликтового рубца. Южнее Адайком-Казбекского разлома мезозойские магматические проявления полностью отсутствуют.

Часть Южной микроплиты, расположенная в горной Осетии, относится к структурам Южного склона Большого Кавказа и включает элементы двух структурно-тектонических зон – Казбекско-Лагодехской ступени и Чиаурского синклинория. Граница между этими зонами проходит по Тибскому взбросу, который прослеживается от Мамисонского перевала до массива г. Курфута Главного Водораздельного хребта. Простирается его 325-330°, падение на северо-восток крутое (55-70°). Мощность зоны дробления и окварцевания разлома достигает 400 м. В висячем боку разлома широко развиты мелкие складки волочения. Разлом оперяется на всем протяжении полого падающими нарушениями более высокого порядка.

С разломом связана рудная минерализация пирита, киновари, метациннобарита, реальгара, халькопирита, галенита. Казбекско-Лагодехская ступень взброшена по Тибскому взбросу на 1500-2000 м по отношению к расположенному южнее Чиаурскому синклинорию.

Район работ характеризуется комплексом осадочных пород, сформированных в двух структурно-формационных зонах – центрального сланцевого поднятия Восточного Кавказа (Адайхох-Дарьяльской) на севере и Чиауро-Дибрарского синклинория на юге [Стерленко и др., 1978]. Породы в зонах представлены, соответственно, терригенной песчано-глинистой и карбонатно-терригенной флишеидными формациями, граница между которыми проходит по региональному Тибскому разлому, расположенному на расстоянии порядка 1200 м к северу от Северного портала тоннеля [Тибилев, 1988]. Терригенная песчано-глинистая формация к северу от Тибского разлома сложена аргиллитами (глинистыми сланцами) с прослоями алевролитов и песчаников.

При геотектонической и геотехнической оценке состояния Рокских тоннелей для их реконструкции, геофизическими методами выделены зоны с характерным чередованием интенсивной трещиноватости и раздробленности с интервалами глинизации.

В интервале 1900-2390м от Северного портала тоннеля выделена зона, которая интерпретируется как Халацинский разлом, а между интервалами 3560-3715 м – второе нарушение, которому на поверхности соответствует Згилький разлом [Чотчаев, 2014].

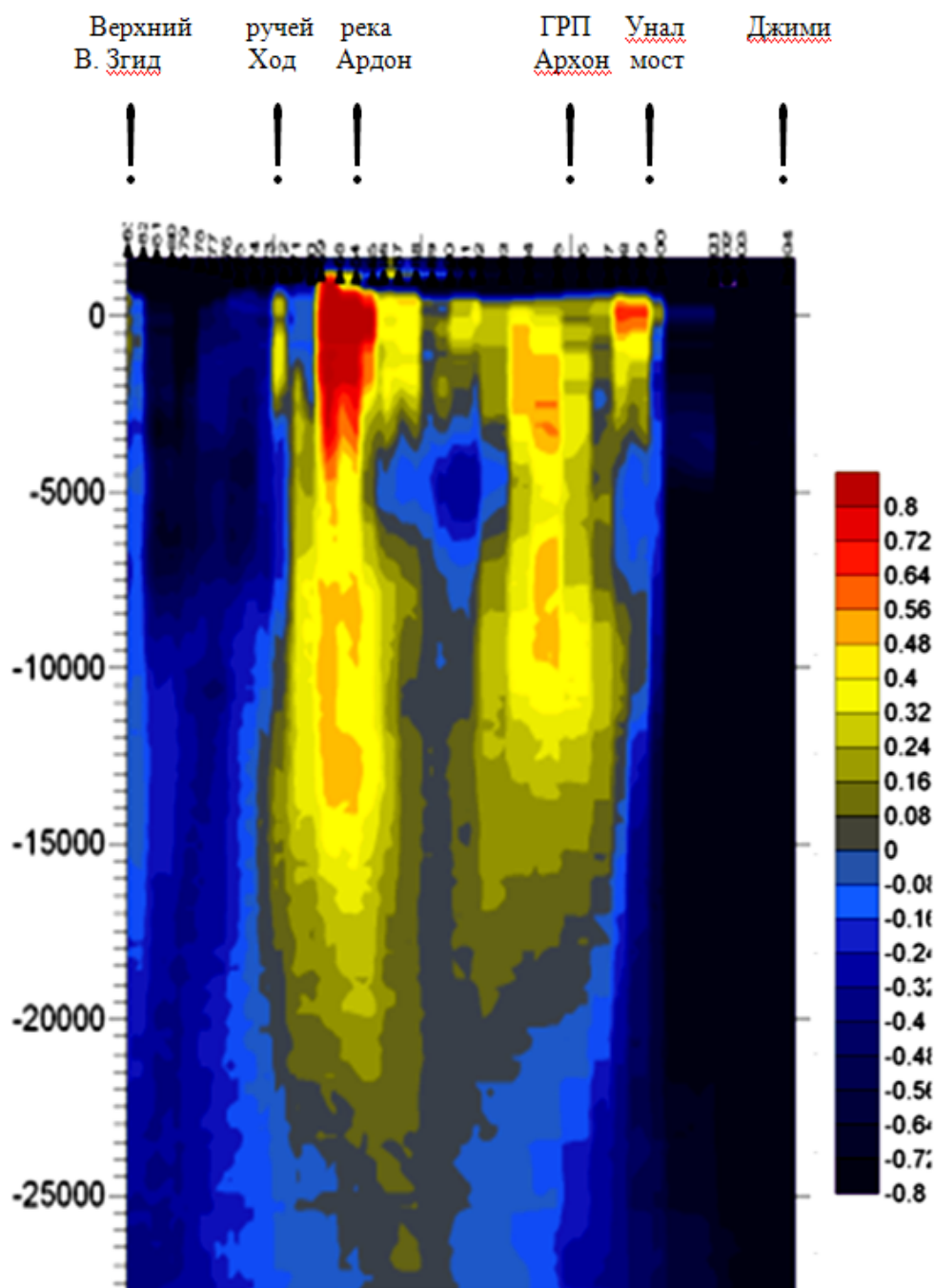


Рис. 6. Результаты сейсмологического изучения разреза по методу ММЗ (метод микросейсм) (по материалам А.В. Горбатикова)

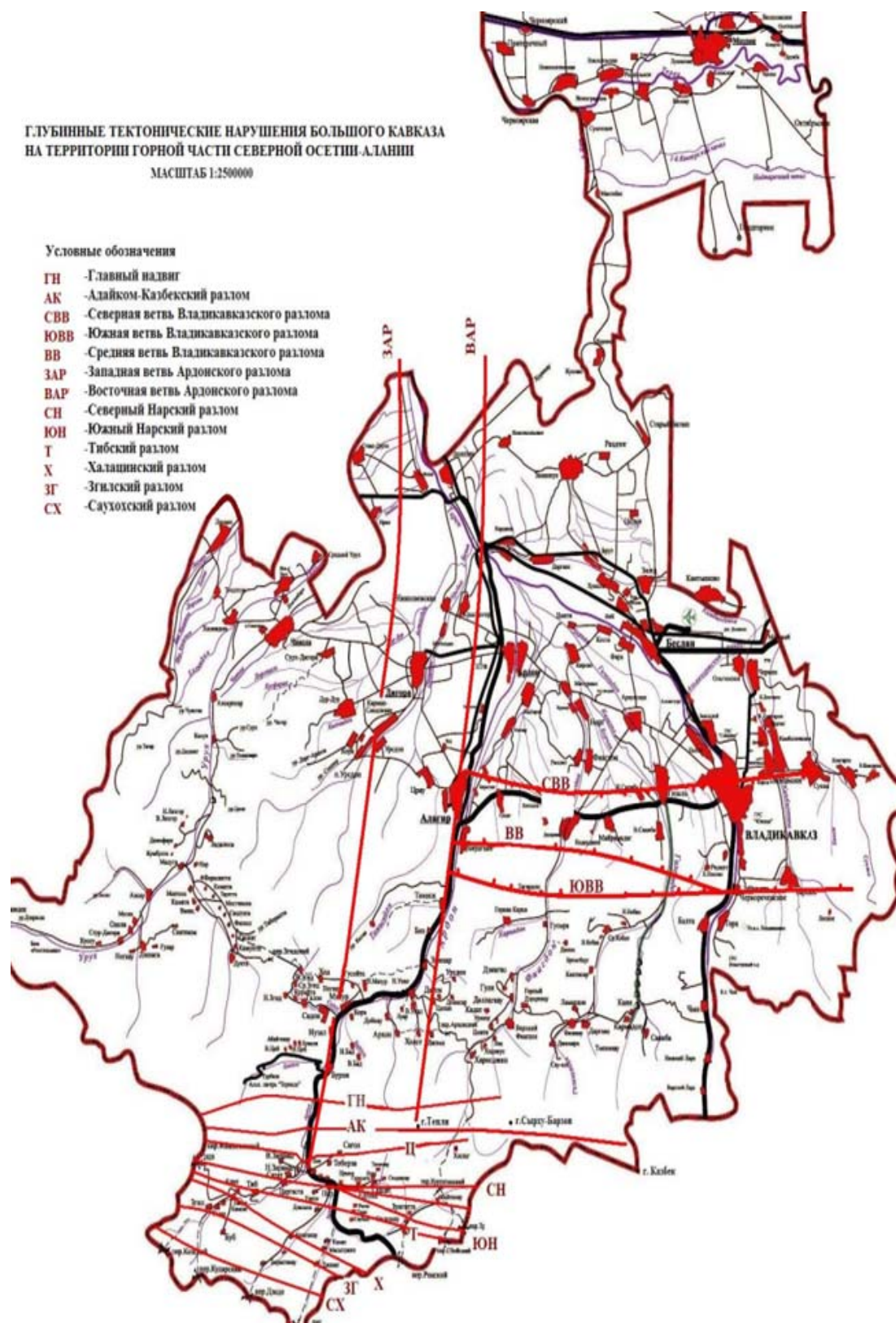


Рис. 7. Положение Ардонского, Владикавказского и Адайком-Казбекской группы разломов по геофизическим данным

Установленные различия в геологическом строении фундамента и осадочного чехла в складчатых системах Северного и Южного склонов зоны Главного хребта отражаются и в физических полях, более отчетливо в гравитационном поле и менее – в слабо дифференцированном магнитном поле. Отрицательные значения регионального гравитационного поля на Северных склонах по абсолютной величине нарастают с востока на запад, достигая перепада значений ускорения силы тяжести до 80 мГл, магнитное поле изменяется в этом же направлении от +50 нТс до -100 нТс. Это вполне согласуется с существующими представлениями об увеличении с востока на запад как мощности гранитного слоя (от 20 до 30 км), так и земной коры (от 40 до 50 км).

Складчатая система южного склона характеризуется спокойным гравитационным и магнитным полями. Между складчатой структурой Южного склона и активизированной южной окраиной Скифской плиты выделяется четко выраженная гравитационная ступень (15 мГл) субширотной ориентировки и сменой положительных значений магнитного поля на отрицательные.

В виде обобщения выше изложенного отметим, что современные геоморфологические структуры представляются значительно в меньшей степени результатом проявления экзогенных процессов (выветривание, эрозионные овраги, деятельность рек, оползни и т.д.), которые носят относительно локальный характер. Формы рельефа, образованные экзогенным воздействием, представляются наложенными, и распознавание их природы не составляет большого труда для геолога, а уж тем более вооруженного геофизическими методами.

Основные геоморфологические структуры, представляющие интерес, как историческое освидетельствование определенного периода развития геологической провинции, региона или отдельной территории, возникли в результате глобальных или локальных катаклизмов под воздействием колоссальных энергетических ресурсов Земли, выделенных при горообразовании, вулканической и магматической вспышках, тектонических разрывах с положительным или отрицательным смещением масс по сместителю и прочих геотектонических процессов.

К сожалению, унаследовав признаки очередных структурно-тектонических событий, современные геоморфологические структуры не раскрывают глубинных причин своих появлений, хотя они – эти причины, по всей видимости, заложены в них.

Сама наука «Геоморфология» занимается исследованием внешнего облика и не занимается глубинными причинами, вызвавшими возникновение самих структур. Эта роль отводится геолого-геофизическим методам анализа и инструментального подтверждения выдвинутых гипотез о причинах возникновения и развития современных или погребенных геоморфологических структур.

Такая методологическая основа комплексного анализа данных геоморфологии структур, геологических предпосылок исторического развития региона и геофизических данных инструментальных исследований позволили выделить Владикавказский и Ардонский глубинные разломы, Адайком-Казбекский и Тибский дизъюнктивные нарушения в разрезе профиля, вдоль русла р. Ардон.

Разработан ИФЗ и совместно внедряется в комплекс исследований перспективный пассивный сейсмологический метод ММЗ, данные которого по локальному профилю В. Згид – месторождение Джимидон авторами интерпретируются как Ардонский разлом с 2D-параметрами $12,6 \times 23$ км.

Литература

периодическая

1. Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Большого Кавказа (Сб. докладов на 2 семинаре по геодинамике Кавказа в Тбилиси, апр. 1980). М.: Наука, 1982. С.51.
2. Баранов Г.И. Новые данные по магматизму и метаморфизму пород Северного Кавказа. Сб. "Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа". Ессентуки, 1991. С.62-63.
3. Баранов Г.И., Омельченко В.А., Пруцкий Н.И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа. Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым). Ессентуки, 1995. С.63-77.
4. Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А. Строение зоны Владикавказского разлома по результатам изучения комплексом геолого-геофизических методов. Геология и геофизика Юга России, №2, 2011.
5. Крисюк И.М., Смирнова М.Н. Об Ардонском глубинном разломе. Тр. ГНИ, Вып. 29, 1966. С.28-30.
6. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Издательство МГУ. 1963.
7. Нечаев Ю.В. Собисевич А.П. Новые технологии мониторинга внутренней структуры вулканов. Вестник Владикавказского научного центра, №4, том 7, 2007.
8. Стерленко Ю.А., Крисюк И.М., Дагаев Л.А. К тектоническому районированию Горной Осетии и Горной Чечено-Ингушетии. Сб. Вопросы нефтяной геологии, гидрогеологии и геофизики Кавказа. Грозный, 1978. С.53-59.
9. Чотчаев Х.О. Комплексирование методов сейсморазведки (МПВ) и геолокационного зондирования для выделения геотектонических геотехнических особенностей разреза Рокского тоннеля. Геология и геофизика Юга России, №1. 2014. С.57-59.
10. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. Киев, 1982. №4. С.97-108.
11. Шемпелев А.Г., Невский Л.Н. Глубинное строение Осетинской впадины и перспективы ее нефтегазоносности. Тезисы доклада на 3-ей Международной конференции «Геонауки от новых идей к новым открытиям». Санкт-Петербург, 2008.
12. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Компаниец М.А., Морозова А.Г., Кухмазов С.У., Пьянков В.Я. Результаты глубинных исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. Сборник материалов VI Международной научной конференции. Майкоп – Туапсе, 2011. С.103-105.

фондовая

13. Квят З.Г., Тибилев С.М. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1:50000 в Садонском, Фиагдон-Ассиновском рудных районах Горной Осетии за 1973-75 гг. Геофпартия, Нальчик, 1976
14. Крисюк И.М. и др. Отчет по теме №623/86 «Прогнозирование скоплений углеводородов в глубокопогруженных зонах Терско-Каспийского прогиба в связи с

их разломно-блоковым строением». Фонды ПГО «Севкавказгеология», 1986

15. Ольховский Г.П., Тиболов С.М. Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Том 2. Фонды «Севостгеологоразведка», 1998

16. Тиболов С.М., Пояснительная записка к геологической карте Горной Осетии. СОГРЭ, Орджоникидзе, 1988.

DOI: 10.23671/VNC.2016.1.20720

GEOMORPHOLOGY AS THE HEREDITY SIGN OF THE STRUCTURAL FEATURES OF THE EARTH'S CRUST

© 2016 Kh.O. Chotchaev², V.B. Zaalishvili², Sc. Doctor (Phys.-Math.),
L.N. Nevskiy², A.G. Shempelev^{1,2}, Sc. Cand. (Geol.-Min.)

¹«Sei-Eco-Geon», Russia, 357623, office 4, 24, Nagornaia st., Essentuki;

²Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a,
e-mail: cgi_ras@mail.ru

Laws governing the formation of morphological structures and dependence of their localization on the structural-tectonic blocking of the earth's crust are examined. Basic morphological structures along the northern slope of the center section of the large Caucasus are isolated according to the formational and structural-tectonic signs. The correlation of the basic forms of relief with the special features of the block structure of pre-Jurassic foundation is established. On the basis of the structural geophysical methods the attitude of vladikavkaz deep breaking and fragment of Ardon breaking in the section of profile V. Zgid – Dzhimid layer are established.

Keywords: Geomorphology, the structural-tectonic blocking of pre-Jurassic foundation, the heredity of ancient structures, breakings Ardon, Vladikavkaz, Adaykom-Kazbek group, the structural methods of geophysics, the northern slope of the large Caucasus central block.