ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 4 / 2018

УДК 550.344

DOI:10.23671/VNC.2018.4.20134

ПРИЗНАКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ И ЭЛЕМЕНТОВ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА НА ГЛУБИННОМ РАЗРЕЗЕ ГЕНАЛДОНСКОГО ПРОФИЛЯ

**© 2018 В. Б. Заалишвили, д. ф.-м. н., проф., Х. О. Чотчаев,
А. Г. Шемпелев, к. г.-м. н.**

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В статье рассматривается возможность выделения наследственных признаков геодинамической обстановки и элементов структурно-вещественных комплексов, участвующих в геологическом развитии Кавказа, на глубинных геоэлектрических и сейсмологических разрезах для создания геолого-геофизической модели земной коры вдоль региональных профилей. Современные структурно-тектонические и структурно-вещественные комплексы восточной части Центрального Кавказа интерполируются с основными структурами консолидированной коры и низов коры. Обосновывается научный и практический интерес корреляционной увязки глубинных коровых и мантийных структур с месторождениями твердых полезных ископаемых и углеводородов, роль границы Мохоровичича в локализации месторождений. Субширотная структура реликтового рубца (геосутуры), уверенно выделяемая по минимумам напряженности полного вектора магнитного поля по структурно-вещественным элементам (олиостромы, офиолиты, микститы) представляется убедительным наследственным признаком субдукции. Реликтовый рубец представляется выполненным тектонизированным терригенным материалом, содержащим разного размера глыбы и блоки вулканогенно-осадочных пород и ремобилизованные олиостромы пород офиолитового комплекса, что является формационным признаком геодинамической обстановки, фиксируемой в развитии структуры Кавказа.

Ключевые слова: Большой Кавказ, геодинамическая обстановка, структурно-вещественные комплексы, наследственные признаки, региональные геофизические профили, гравимагнитометрия, МОВЗ, МТЗ.

Геодинамические циклы развития и составные элементы структуры Большого Кавказа

В условиях сложно дислоцированного геологического разреза Большого Кавказа при глубинных исследованиях земной коры и верхов мантии представления об исторических циклах активизации той или иной геодинамической обстановки (внутриплитных, конвергентных, дивергентных, трансформных) в условиях определенного комплекса элементов геологической структуры (островные вулканические дуги, задуговые внутренние моря, типы плит и зон) способствуют правильной интерпретации геофизической модели, что и является поводом краткого экскурса в легенду геологического развития структуры Большого Кавказа.

Под геодинамической обстановкой понимаются особенности динамического взаимодействия литосферных плит, участвующих в развитии Кавказа как геологи-

ческой единицы. Под структурными характеристиками понимается дислоцированность и морфологические особенности элементов комплексов, подверженных изменению под воздействием геодинамических сил, а под вещественными комплексами – формационный состав стратифицированных, метаморфических и плутонических комплексов.

Современное представление об истории геологического развития орогена Большого Кавказа сформировано на основе мозаики плит земной коры и концепции их мобильности в вязкой астеносфере благодаря конвективным течениям в верхней мантии за счет различных РТ-условий и плюмовых струй. Согласно этой концепции геодинамическая обстановка и элементы геологической структуры, имеющие отношение к Большому Кавказу, возникли еще в конце палеозоя, когда в зоне субдукции северных обрамлений океанической коры и южных окраин Русской (Восточно-Европейской) платформы (некогда подвижный пояс) образовалось горное сооружение, трансформировавшееся в результате коллапса в Скифскую платформу.

Дальнейшие спредингово-субдукционные взаимодействия океанической коры (затем и Большекавказского бассейна (или рифтогенного прогиба киммерийского времени по другой модели [Корсаков и др., 2002]) отделенного от основного океана островной вулканической дугой [Зоненшайн, Ле Пишон, 1987; Пруцкий, Лаврищев, 1989] и континентальных плит Гондваны с юга и Евразии с севера привели к образованию на западе и востоке задугового бассейна Западно-Черноморской и Южно-Каспийской впадин [Хаин, 2001], а Скифская плита была погружена в шельфе мелководного моря на юге Евразийского континента, где возникли условия для накопления карбонатных и глинисто-карбонатных осадков фораминиферовой серии.

Сокращение океана Тесис за счет сближения Африки и Евразии привели к субдукции океанической коры Большекавказского задугового бассейна под южную окраину Евразийского континента. Приближение Аравийской плиты к полосе островных дуг и дальнейшее перемещение ее на север ускорило завершение сокращения Большекавказского бассейна и последующую трансформацию морских отложений в горный рельеф.

Продолжавшаяся коллизия Евразийской и Афро-Аравийской континентальных плит привела к интенсивному горообразованию и возникновению новой зоны вулканического проявления по южной окраине Скифской плиты (Казбек, Эльбрус, Чегемская кальдера) [Муратов, Гзовский, 1948].

В сформировавшемся горном сооружении Большого Кавказа Скифская плита образует его северный склон и далее на север продолжается в виде современной Предкавказской равнины. Морские отложения Большекавказского задугового бассейна слагают южный склон мегантиклинория, а островная вулканическая дуга стала основой Закавказского массива, южная часть которой представляется Малым Кавказом.

Такова в общих чертах легенда геологического развития зоны Кавказского орогена на протяжении более чем 400 миллионов лет, основанная на концепции мобилизма литосферных плит.

Каждое из приведенных событий вносило свои коррективы в развитие коры и пространственное положение основных маркирующих границ, в литолого-стратиграфическое содержание осадочного чехла, в структурно-тектоническую схему районирования, в формирование минерагенических поясов, в возникновение зон вулканического проявления и магматизма, в сейсмическую активность, хотя каждое

последующее событие могло, как накладываться, так и нивелировать предыдущие трансформации.

Научно-прикладной интерес глубинных исследований

Современный уровень научно-технического прогресса ограничивается единичными возможностями проникновения прямыми методами исследований в недра земли до глубин едва более 10 км, результаты которых лишь априори могут рассматриваться в последовательной цепи генетических связей взаимозависимых геологических процессов. Такое рассмотрение возможно либо на основе теоретических представлений геологического развития, либо опираясь на данные косвенных методов исследования, среди которых основная роль принадлежит геофизическим исследованиям.

Скрытые рудопроявления в пределах даже хорошо известных рудных провинций изучены, как правило, до глубин порядка 100 м, включая и геофизическими методами. Месторождения, залегающие ниже, остаются необнаруженными с одной стороны из-за низкой разрешающей способности на таких глубинах традиционно применяемых геофизических методов, а с другой из-за недостаточно полного понимания генезиса руд, геологических условий их образования, характерных структурно-тектонических, магматических, геоморфологических, физико-химических признаков-спутников, сопутствующих локализации месторождения того или иного типа. Между тем полиметаллические месторождения, к примеру, могут локализоваться до глубин 5 км и более.

Детально изучив отдельное месторождение, нельзя создать алгоритм поиска его аналога по его же характерным признакам (структурно-тектоническим, литологическим, геохимическим, магматическим или еще каким-то другим, присущим данному месторождению). Для создания такого алгоритма необходимо знать региональную особенность геологического развития территории и флюидоконтролирующих структур, глубинные источники флюидопоступления, геотектонику территории, закономерные признаки коррелируемости особенностей маркирующих литосферных границ и глубинных геоморфологических и тектонических структур с рудовмещающими и рудоконтролирующими структурами, критерии кристаллизации, количественные и качественные характеристики геофизических полей.

Научный интерес глубинных исследований заключается в познании общих направлений формирования и развития основных структур Большого Кавказа, в реконструкции геодинамической обстановки в коллизионной зоне, в определении морфологии кровли и подошвы консолидированной коры, создании современной глубинной модели Центрального Кавказа.

Прикладной интерес определяется возможностью установления наследственной пространственно-временной связи особенностей глубинной геодинамики и коро-мантийных структур и приповерхностных месторождений полезных ископаемых и вмещающих их структур более высоких порядков.

По результатам глубинных сейсмических исследований линейные положительные и отрицательные структуры, зоны пониженных скоростей и градиентные зоны в верхах мантии и, как правило, в рельефе поверхности Мохо соответствуют минералогическим поясам, что может свидетельствовать о влиянии глубинных процессов на формирование месторождений и о мантийных источниках рудного вещества

и углеводородов [Ермаков и др., 1994]. По данным теллурического зондирования (МТЗ) линейные субвертикальные и площадные проводящие зоны в коровых слоях соответствуют в первом случае углеродистым породам и рудной минерализации, а во втором – месторождениям углеводородов [Безрук и др., 1995]. Проводящие зоны по МТЗ и зоны пониженных скоростей ГСЗ, прослеженные на глубину, включая верхи мантии, часто совпадают с разломными зонами, которые, по всей видимости, служат подводящими каналами флюидов из мантии.

Являясь маркирующим горизонтом для сейсмических волн при глубинных сейсмических зондированиях (ГСЗ), морфологические особенности поверхности Мохо отражают основные структурно-тектонические единицы земной коры. Область, охватывающая Предкавказье, выделяется на поверхности Мохо серией положительных и отрицательных линейно вытянутых структур северо-западного простирания. На восточном сегменте орогена Прикаспийской впадине на поверхности Мохо соответствует структура выпуклой формы с перепадом глубин от 30 км в центральной части до 40 км к периферии впадины [Егоркин, Матушкин, 1969].

Подобная картина поведения границы Мохо наблюдается и в Черноморской впадине, где граница от центра погружается к окраинам с 18-22 км до 35-40 км. На основании этих исследований для Черноморского бассейна сделан важный вывод о значениях и зависимостях средних и граничных скоростей от глубины. Для «безгранитной» глубоководной части зависимость средней скорости от глубины можно представить выражением $V_r = 1,8 + h \cdot \tan 22^\circ$, для переходной зоны до глубин 17-18 км выражением $V_r = 2,3 + h \cdot \tan 7,5^\circ$, а ниже глубин 17-18 км выражением $V_r = 3,4 + h \cdot \tan 4^\circ$.

Зависимость средней скорости от глубины в шельфовой области может меняться в пределах $V_r = (2,5 \div 4,8) + h \cdot \tan 4^\circ$. Граничные скорости при этом, как в осадочных породах, так и в «гранитном» и «базальтовом» слоях и на границе Мохо практически не зависят от глубины, что говорит о зависимости этого параметра от литологического состава пород, а не от величины статического давления [Непрочнова, 1971].

Глубинный разрез восточного фланга Центрального Кавказа уверенно дифференцируется тремя четкими границами, интерпретируемыми как границы раздела подошвы палеозойского фундамента и «гранитного» слоя, подошвы консолидированной коры и границы Мохо и переходной в астеносферу границы в верхней мантии [Краснопевцева и др., 1967].

Что касается геологии нефти и газа применительно традиционного органического происхождения, то она всегда была глубинной и, как правило, стратифицированной. Нефтегазовые структуры-ловушки приурочены к региональным структурам равнинно-платформенного типа и, оставаясь стратифицированными, очевидно, обязаны соответствующей геодинамической обстановке в определенной подвижной зоне, хотя такое предположение можно истолковать уже в пользу мантийного источника нефти.

Если рассматривать мантийную природу нефти, а с ней следует уже считаться, то наравне с глубинными тектоническими нарушениями, уходящими в мантию, соединительными каналами традиционных структур-ловушек нефти с верхами мантии могут служить континентальные рифты (авлакогены), которые не получили развития и были залечены осадочными породами большой мощности.

Рассмотрение структур-ловушек рудных и углеводородных полезных ископаемых в качестве производных единой цепи геологического развития дает возможность расширить комплекс основных признаков локализации месторождений, кото-

рые позволяют разработать алгоритм их выделения, что, безусловно, представляет огромный прикладной интерес к проводимым фундаментальным глубинным исследованиям.

Глубинные геофизические исследования Центрального Кавказа

В рамках «Федеральной целевой программы (ФЦП) развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации» для получения обоснованных глобальных моделей геотектоники, нефтегазоносности и металлогении и для решения задач детального сейсмического районирования Предкавказья и Российская территория орогена Большого Кавказа покрыты сетью региональных профилей глубинных геофизических исследований.

Анализ результатов этих работ акцентирован на выделении наследственных проявлений геодинамических процессов и элементов структурно-вещественных комплексов на разрезах региональных глубинных геофизических профилей.

Результаты исследований представляют особый интерес в двух аспектах: перспектив выделения глубинных нефтегазоносных структур в консолидированном фундаменте Предкавказья, возможно со временем, и прогнозирования мантийных источников миграции углеводородсодержащих флюидов; установление закономерностей пространственного распределения основных литолого-стратиграфических и структурно-тектонических элементов Скифской плиты в пределах глыбово-складчатой мобильной зоны северного склона Большого Кавказа как следствия геодинамических процессов в зоне коллизии литосферных плит и положения и морфологии основных внутрикоровых маркирующих границ, границы Мохо. Второй аспект является предметом многопланового поэтапного анализа глубинных разрезов структуры Большого Кавказа, одним из которых является Геналдонский профиль, рассматриваемый в данной статье.

Схема тектонического районирования и линия Геналдонского профиля приведены на рисунке 1.

Основной комплекс геофизических методов исследований: обменных волн землетрясений (МОВЗ), теллурического зондирования (МТЗ), гравимагниторазведки.

Геналдонский профиль отработан в два этапа. В 2003 г. в Осетинском секторе Центрального Кавказа на уровне меридиана г. Владикавказа от северного склона г. Казбек на протяжении 55 км до р. Камбилеевка по широте г. Беслана в связи со сходом ледника Колка. Исследованиями на этом отрезке профиля предполагалось получить ответ на вулканический характер воздействия вулкана Казбек на ледник Колка, в очередной раз, сошедшего со своего ложа с катастрофическими последствиями.

Продолжение исследований Геналдонского профиля на север до населенного пункта Левокумское выполнено в 2013 г. в рамках программы получения обоснованных глобальных моделей геотектоники, нефтегазоносности и металлогении вдоль региональных профилей.

Разрез на южном фланге профиля (рис. 2, 4) представляет Складчато-глыбовое поднятие Большого Кавказа и Осетинскую впадину (III-1.9.4), составляющую структуру, заложенного в краевой части Скифской платформы, Терско-Каспийского передового прогиба. Преимущественно, среднеюрский комплекс пород Северного

крыла Складчато-глыбового поднятия Большого Кавказа отмечается незначительными локальными отрицательными гравитационными аномалиями. Без четких границ в физических полях Северное крыло переходит в зону Главного хребта, характеризующуюся относительно положительными значениями поля силы тяжести. Гравитационные максимумы здесь определяются приповерхностным слоем с избыточной плотностью $0,15 \text{ г/см}^3$, верхняя и нижняя границы которого находятся на глубинах 0,5 и 4,5 км.

Это может соответствовать толще глубоководных нижнеюрских осадков с продуктами основного магматизма (дайки, интрузии, силлы Казбекского диабазового пояса), залегающей на кристаллическом фундаменте.

Складчато-глыбовое поднятие включает три структурно-вещественных комплекса – зоны Главного хребта (III-6.9), Северной моноклинали (III-3) и Скалистого хребта (III-3.4). Основными структурно-вещественными комплексами Главного хребта, пересеченными Геналдонским профилем, являются зона Киммерийской складчатости, узкая полоса Шаухох-Дарьяльского поднятия и Мамисон-Казбекский реликтовый рубец, ограниченные с юга Адайком-Казбекским разломом, с севера пологим поддвигом, проходящим в основании эскарпа Скалистого хребта.

Зона Киммерийской складчатости ограничивается с юга Цариит-Цатадонским и Белореченским разломами, отделяющими ее от Шаухох-Дарьяльского поднятия. Литология по составу основания юрской толщи в зоне Киммерийской складчатости представлена алевролитами и песчаниками, выделяемыми в морскую терригенную формацию среднего лейаса.

Шаухох-Дарьяльское (III-6.7) поднятие расположено в юго-восточной части Горной Осетии, где занимает гребень и склоны Бокового хребта. Состоит из сравнительно крупных Шаухохского и Дарьяльского массивов, разделенных Чачским покровом. Шаухохский массив располагается в междуречье р. р. Фиагдон – Гизельдон. Ограничен массив с севера юго-западной частью Джимара-Годтанадагского разлома и Цариит-Цатадонским взбросом. Южная граница его представлена Сырхубарзондским взбросом, ограничивающим с севера, как и Главный надвиг на западе, Мамисон-Казбекский реликтовый рубец. Ядерная часть блока сложена отложениями позднекарбоновой сероцветной молассы, а также позднекарбоновой-раннепермской туффито-песчаной и поздне-пермской карбонатной метаморфизованной формаций, которые перекрываются образованиями раннего лейаса метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев, а также отложениями среднелейасовой аспидной формации. Перечисленные породы секутся многочисленными дайками среднеюрской габбро-диабазовой формации казбекского комплекса. Фундамент массива, представленный отложениями палеозоя, обнажается в тектонических клиновидных блоках и в ядре Геналдонской антиклинали (III-6.8).

Мамисон-Казбекский реликтовый рубец или геосутира представляется выполненной тектонизированным терригенным материалом, содержащим разного размера глыбы и блоки вулканогенно-осадочных пород и ремобилизованные олистостромы пород офиолитового комплекса. При этом, в той или иной степени серпентинизированные пикриты, нигде не встречающиеся без андезито-базальтовой или диабазовой оболочки, хорошо укладываются в схему процесса диапиризма, прошедшего на первой стадии тектонической мобилизации офиолитов. Незначительная роль в строении Мамисон-Казбекской зоны принадлежит субинтрузивным образованиям плиоценовой диоритовой формации.

Рис. 1. Схема тектонического районирования по линии Гендалдонского профиля

Зона Северной моноклинали охватывает Пастбищный и Скалистый хребты. Его основным тектоническим элементом является разрывная тектоника, интенсивность которой заметно наращается с севера на юг, т. е. вниз по стратиграфическому разрезу, достигая максимума у южной границы зоны – у поддвига Скалистого хребта.

Северная моноклинали ограничивает с юга Осетинскую впадину, представляющую собой глубокий прогиб, переходящий на юге в северное крыло Кавказского антиклинория. Формирование прогиба относится к верхнесарматскому периоду установления режима устойчивого прогибания. Выполнена впадина мощной толщей континентальных образований неогенового и четвертичного периодов [Стеклов, 1963], образующих верхнюю молассу, в основании которой располагаются конгломераты и галечники Лысогорской свиты. На конгломератах лысогорской свиты располагаются туфогенно-конгломератовые отложения свиты рухсдзуар. Эти породы выполняют значительную площадь котловины. Мощность их достигает 1450 м. Завершается разрез верхней молассы четвертичными плейстоцен-голоценовыми аллювиальными и флювиогляциальными образованиями мощностью от 0 до 750 м. Общая мощность его осадочного чехла в центральной части составляет (без подсолевого комплекса) порядка 9 км.

Складчато-глыбовое поднятие Большого Кавказа и Осетинскую впадину разделяет зона разлома, расположенная в интервале между 17-м и 28-м километрами профиля. Она характеризуется резкими смещениями осей электропроводимости и границ обмена PS-волн, повышенными градиентами гравитационного поля. Зона глубинного разлома, мощность которой достигает 10 км, является региональным Предкавказским разломом и характеризует собой зону сопряжения Альпийской складчатой области и Скифской платформы. Зона в значительной части перекрыта комплексом моноклинали Скалистого хребта, представляющим граничную структуру между орогеном Большого Кавказа и Терско-Каспийским прогибом. Количественные расчёты для гравитационной ступени, наблюдаемой на 28-29 км профиля, дают северное падение плоскости раздела под углами $65-70^\circ$ при эффективной плотности порядка $-0,1 \text{ г/см}^3$. Аномалия отражает флексурный перегиб Владикавказского разлома в молодых отложениях [Шемпелев, 2007]. На глубинах 5-10 км разреза зона разлома выделяется на 26-27-м км профиля максимальными градиентами поля электрических сопротивлений и расфазировкой волновых форм. Нарушения Предкавказского разлома фиксируются и западнее в пределах 17-23-го км профиля (между пунктами расположения станций МОВЗ №№ 3-5), которые продолжают в мантию.

Под Осетинской впадиной, сложенной палеоген-четвертичными образованиями на глубинах 6-13 км выделяется низкоомный слой со значениями электрических сопротивлений ниже 10 Ом. Учитывая наличие в его пределах локальных аномалий со значениями сопротивлений менее 1-го Ом, отложения могут быть представлены чередованием ангидридов, галитов и гипсов (гандалбосская свита).

Поверхность предполагаемых подсолевых отложений, характеризующихся электрическими сопротивлениями более 100 Ом, находится на глубинах 12-13 км. Выдержанная по простиранию карбонатно-сульфатно-соленосная толща может свидетельствовать о существовании палеопрогиба. Данные геофизических исследований подчёркивают его грабенообразный характер. Так, субвертикальная южная граница палеопрогиба располагается на 25-27-м км Геналдонского профиля, то есть несколько южнее Владикавказского флексурного перегиба. Установлено, что

Рис. 2. Глубинная геолого-геофизическая модель южного фланга Геналдонского профиля.

1 — изолинии электрического сопротивления (lgr); 2 — ось горизонта повышенных электрических сопротивлений; 3 — ось проводящего горизонта; 4 — точки (а) и предполагаемые поверхности (б) обмена PS-волн (М — Мохо, К — Конрада, Ф — фундамента); 5 — субвертикальная зона нарушений корреляции волновых форм; 6 — станции МТЗ (а) и МОБЗ (б) и их номера.

Графики физических полей

Плотностная модель

Рис. 3. Графики физических полей и плотностная модель вдоль Геналдонского профиля

Условные обозначения к рисунку 4

	Неогеновая и четвертичная системы. Глины, пески, галечники, песчаники, мергели, известняки.		Юрская система неразделенная. Конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки, доломиты.		Верхняя кора ("гранитно-гнейсовый слой"), σ (10^3 кг/м ³): а) 2,72; б) 2,75; в) 2,85.
	Палеогеновая и неогеновая системы. Известняки, мергели, глины, песчаники.		Триасовая система. Аргиллиты, песчаники, туфы и лавы кислого и среднего состава, в основании конгломераты.		Средняя кора (переходный комплекс), $\sigma = (2,83-2,85) \times 10^3$ кг/м ³ .
	Меловая система. Верхний мел. Известняки, мергели с прослоями глин и песчаников. Нижний мел. Конгломераты, песчаники, глины.		Верхнекаменноугольная и пермская системы. Конгломераты, песчаники, аргиллиты.		Нижняя кора (условный "базальтовый" слой), σ (10^3 кг/м ³): а) 2,90; б) 2,95.
	Юрская система. Средне-верхнеюрские образования. Известняки, доломиты. В основании конгломераты, песчаники, аргиллиты.		Протерозой-палеозойский структурно-вещественный комплекс. σ (10^3 кг/м ³): а) 2,72-2,75; б) 2,82. Кристаллические сланцы, гнейсы, горизонты амфиболитов, кварцитов.		Верхняя мантия, $\sigma = 3,30 \times 10^3$ кг/м ³ .
	Нижне-среднеюрские образования. Аргиллиты, песчаники, прослои конгломератов.		Граниты средне-позднепалеозойские неразделенные.		Геологические границы.
	Нижнеюрские образования. Аргиллиты, песчаники, конгломераты. На юге аргиллиты, песчаники, туфы и лавы андезитов и дацитов.		Мигматиты протерозойские.		Разломы, в т.ч. предполагаемые по геофизическим данным.
	Зона магнитного объекта (по материалам Агеева С.Н., 2013 г.)	Ш	Ш - Шаухохский глубинный разлом.		
	Положение границы Мохо (М) и кристаллического фундамента (Ф), принятое при интерпретации.	Б-Л	Б-Л - Бурон-Ларский глубинный разлом.		
	Станции регистрации МОВЗ (а), точки МТЗ (б), и их номера.	Б	Б - Балтинский глубинный разлом.		
	Кривые аномалий силы тяжести: а) наблюдаемая; б) вычисленная.		- Зона Владикавказского глубинного разлома и связанная с ним зона разуплотнения (по результатам количественных расчетов).		
	Кривая аномалий магнитного поля.				
	Плотности пород (σ) в 10^3 кг/м ³ .		Гипоцентры землетрясений: а) $M < 3$, б) $3 \leq M < 4$.		

вдоль южного борта Осетинской впадины в раннетитонское время получили широкое развитие рифогенные постройки, которые впоследствии были доломитизированы [Вобликов и др., 2006]. На разрезе они выделяются по повышенным значениям электрических сопротивлений к югу от хорошо проводящей соленосной толщи в интервале 18-25 км профиля. Сейсмическими работами рифогенные образования относятся к перспективным структурам на нефтегазоносность.

Осетинская впадина с севера ограничивается Сунженской и Терской антиклинальными неотектоническими структурами, разделенными Алханчуртской синклиналью, представляющими собой зону инъекционной складчатости, обусловленную активной деятельностью глубинных мантийных разломов, приводящей к высокой тектонической расслоенности верхних горизонтов осадочного чехла.

Корреляционная картина обмена волн в комплексе с данными теллурических наблюдений позволяют выделить глубинные структуры и границы раздела, интерпретируемые как рифовые и две границы консолидированной коры (K_1 и K_2) за счет предположительно удвоения мощности условно базальтового слоя. В качестве маркирующей границы выделена граница Мохо. Кристаллический фундамент отмечается на глубинах порядка 5-ти км.

Модель глубинного строения по всей линии профиля построена преимущественно по данным МОВЗ и на основе подбора плотностного разреза (рис. 3,4). Данные МТЗ использованы для Южного фрагмента профиля.

Гравитационное поле на всем протяжении профиля отрицательное (от -25 до -50 мГал). В области складчато-глыбового поднятия восточной части Центрального Кавказа поле силы тяжести спокойное, практически не дифференцируемое (-25 – -30 мГал), в общих чертах имеет широтную ориентировку. При переходе в зону Предкавказских прогибов рисунок изоаномал гравитационного поля приобретает северо-западную ориентировку, что, вероятнее всего, связано с областью сочленения Чернолесско-Кабардинского и Терско-Каспийского краевых прогибов. Значения поля в этой области уменьшаются до -40 – -50 мГал. Граница складчато-глыбового поднятия Центрального Кавказа с зоной Предкавказских краевых прогибов и поднятий сопровождается высоким градиентом силы тяжести строго широтного направления, отождествляемым с зоной глубинного Владикавказского разлома. Менее контрастными градиентами отмечаются контакт Предкавказских краевых прогибов и поднятий с Терско-Сунженской антиклинальной зоной.

Магнитное поле слабоположительное, и лишь на южном отрезке высокогорной части профиля имеет отрицательные значения (до -20 нТл). Смена знака магнитного поля происходит при переходе из зоны киммерийской складчатости в Шаухох-Дарьяльское поднятие и в зону Мамисон-Казбекской сутуры. Отрицательное магнитное поле увязывается с близповерхностным залеганием домезозойского фундамента, что согласуется с общим отрицательным полем, характерным для складчато-глыбового поднятия Главного хребта на всем его протяжении. Также как и в гравитационном поле, в области сочленения горного сооружения с системой Предкавказских прогибов происходит переориентировка поля с широтного на северо-западное направление.

По сейсмическим данным прослеживаются две практически непрерывные границы обмена волн. Верхняя граница отождествляется с кровлей (кристаллического) фундамента. В области Северо-Кавказской складчато-блоковой системы данная граница располагается в общем виде конформно поверхности домезозойского

фундамента и зарегистрирована на глубинах 8-10 км. В пределах Скифской плиты Предкавказья положение сейсмической границы фундамента не согласуется с положением подошвы мезозойских отложений. Здесь по подошве мезозоя выделяется положительная структура Прикумско-Нефтекумского сводового поднятия, подошва которого плавно поднимается с юга на север с глубины –8 до глубины –3 км, тогда как по кровле кристаллического фундамента отчетливо прослеживаются грабено- и горстообразные структуры соответственно Ногайской ступени и Прикумской системы поднятий.

Нижняя граница обмена волн в качестве маркирующей принята за границу Мохо. В складчато-блоковой системе граница Мохо погружается в южном направлении с области Терско-Сунженской системы поднятий под складчатые зоны поднятия Центрального Кавказа с отметки –45 до отметки –55 км. В пределах Скифской плиты Предкавказья граница Мохо располагается практически горизонтально на отметках –44 – –45 км. Скачок в положении границы Мохо происходит на северном склоне Моздокского кристаллического выступа. Общая мощность земной коры в южной части Геналдонского профиля возрастает до 49-ти км. Корреляционная картина обмена волн в комплексе с данными теллурических наблюдений позволяют выделить глубинные структуры и границы раздела, интерпретируемые как рифовые и две границы консолидированной коры (K_1 и K_2) за счет предположительно удвоения мощности условно базальтового слоя. В качестве маркирующей границы выделена граница Мохо. Кристаллический фундамент отмечается на глубинах порядка 5-ти км.

Заключение

Одним из основных признаков геодинамической обстановки зоны субдукции является «удвоение» мощности базальтового слоя, что имеет место, исходя из двух выделенных границ K_1 и K_2 , которые разделяют вероятно гранитный и базальтовый слои собственно континентальной коры и базальтовые слои континентального и океанического. Увеличение суммарной мощности коры в направлении к складчато-глыбовому сооружению за счет базальтовой составляющей подтверждает субдукционный характер коллизии литосферных плит.

Субширотная структура Мамисон-Казбекского реликтового рубца (геосутуры), уверенно выделяемого по минимумам напряженности полного вектора магнитного поля и прослеженная на протяжении 550 км, по структурно-вещественным элементам (олистоостромы, офиолиты, микститы) представляется убедительным наследственным признаком субдукции. Мамисон-Казбекский реликтовый рубец или геосутура представляется выполненной тектонизированным терригенным материалом, содержащим разного размера глыбы и блоки вулканогенно-осадочных пород и ремобилизованные олистоостромы пород офиолитового комплекса.

Активизация продвижения Аравийской плиты вглубь Евразийского континента приводит к интенсивному сокращению площади Кавказа в меридиональном направлении за счет скупивания материала. Последнее проявляется поднятием «возрожденных» гор, в которых горные хребты являются телами надвигов, имеющих сложную внутреннюю структуру и характеризующихся сочетанием многоэтапных деформаций (Боковой, Скалистый, Пастбищный, Лесистый хребты). Движения здесь происходили в форме поддвигов с юга на север. Яркими иллюстрациями это-

го являются Боковой хребет, под который по «Главному надвику» поддвигаются структурные образования реликтового рубца, и Скалистый хребет, под который по подвику «Скалистого хребта» пододвигаются все южнее расположенные более древние породы и образованные ими структуры. Формирование «возрожденных» гор сопровождается интенсивной вулканической деятельностью четвертичных вулканитов (Казбекско-Кабарджинская группа). Продолжается накопление материала верхней молассы, выполняющей Владикавказскую котловину (свита рухсдзуар и четвертичные аллювиально-флювиогляциальные отложения).

Литература

1. Безрук И. А., Борисова В. П., Чернявский Г. А. Возможности минерагенического прогноза и прогноза сейсмоопасных зон по данным глубинной электроразведки // Геофизика. – 1995. – № 3. – С. 51-54.
2. Вобликов Б. Г., Мельников Е. А., Шаипов А. А. Об условиях формирования карбонатно-сульфатно-галогенных толщ верхней юры Терско-Каспийского прогиба // Сборник научных трудов СевКав. ТГУ. Серия «Естественно научная». № 2. – 2006. – С. 172.
3. Егоркин А. В., Матушкин Б. А. Строение земной коры на Кавказе и в Западной части Средней Азии по данным геофизических исследований // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. № 5. – М.: Наука, 1969. – С. 5-15.
4. Ермаков Б. В., Ерхов В. А., Ивановская Л. В., Краснопевцева Г. В., Михальцев А. В., Попова О. Г., Семов В. Н., Щукин Ю. К. Результаты исследования земной коры и верхней мантии в решении задач прогноза минерагении Северной Евразии // Геофизика. – 1994. – № 5. – С. 51-54.
5. Зоненшайн Л. П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского моря – остатки мезозойских тыловых бассейнов. – М. – 1987. – С. 74-93.
6. Корсаков С. Г., Семенуха И. Н., Горбова С. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская, лист L-37-XXXIV. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. – С. 182.
7. Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград – Нахичевань // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. № 12. – М.: Наука, 1967. – С. 43-52.
8. Муратов М. В., Гзовский М. В. Основные этапы развития Эльбруса как вулкана // Труды МГРИ. – 1948. – Т. 23. – С. 75-82.
9. Непрочнова А. Ф. О распределении скоростей сейсмических волн в земной коре Черноморской впадине // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. № 6. – М.: Наука, 1971. – С. 27-35.
10. Пруцкий Н. И., Лаврищев В. А. Северо-Западный Кавказ в мезозое // В кн. Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. – С. 92-98.
11. Стеклов А. А. Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. – М.: МГУ, 1963. – С. 22.
12. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. – С. 577-580.
13. Шемпелев А. Г. Результаты глубинных геофизических исследований вдоль Геналдонского профиля // Труды Международной научно-практической конференции. – Владикавказ. – 2007. – С. 457-463.

THE CHARACTERISTICS OF THE GEODYNAMIC ENVIRONMENT AND ELEMENTS OF STRUCTURAL-MATERIAL COMPLEXES OF THE CENTRAL CAUCASUS AT A DEEP INCISION HEALTHSCOPE PROFILE

© 2018 V.B. Zaalishvili, Sc. Doctor (Phys.-Math.), Prof., Kh.O. Chotchaev, A.G. Shempelev, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markov Str., 93 a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

The article deals with the possibility of identifying hereditary features of the geodynamic situation and elements of structural and material complexes involved in the geological development of the Caucasus, in deep geoelectric and seismological sections to create geological and geophysical models of the earth's crust along the regional profiles. Modern structural-tectonic and structural-material complexes of the Eastern part of the Central Caucasus are interpolated with the main structures of the consolidated crust and the lower crust. The scientific and practical interest of correlation linking of deep crustal and mantle structures with deposits of solid minerals and hydrocarbons, the role of the boundary of Mokhorovichykh in the localization of deposits is substantiated. Latitudinal structure of the relic scar (geostructure), confidently allocated to the minimum of the tension of magnetic field full vector on structural-material elements (olistostromes, ophiolites, mixtite) persuasive inherited character of subduction. Relict scar is represented by tectonized terrigenous material containing different size blocks and blocks of volcanogenic-sedimentary rocks and remobilized olistostromes of rocks of the ophiolite complex, which is a formative sign of geodynamic situation, recorded in the development of the structure of the Caucasus.

Keywords: greater Caucasus, geodynamic setting, structural-material complexes, hereditary characteristics, regional geophysical profiles, gravimagnetism, Method of Exchange Waves of Earthquakes, Technology of Magnetotelluric Soundings.

References

1. Bezruk I.A., Borisova V.P., Chernjavskij G.A. Vozmozhnosti mineragenicheskogo prognoza i prognoza sejsmoопасnyh zon po dannym glubinnoj jelektrozvedki [Possibilities of mineragenic prognosis and prognosis of seismic zones according to the deep electrical prospecting data]. *Geofizika*. 1995. No. 3. Pp. 51-54. (in Russian)
2. Voblikov B.G., Mel'nikov E. A., Shaipov A.A. Ob uslovijah formirovanija karbonatno-sul'fatno-galogennyh tolshh verhnej jury Tersko-Kaspijskogo progiba [On the conditions for the formation of carbonate-sulfate-halogen strata of the upper Jurassic of the Terek-Caspian trough]. *Sbornik nauchnyh trudov SevKav. TGU. Serija «Estestvenno nauchnaja»*. No. 2. 2006. 172 p. (in Russian)
3. Egorkin A.V., Matushkin B.A. Stroenie zemnoj kory na Kavkaze i v Zapadnoj chasti Srednej Azii po dannym geofizicheskikh issledovanij [The structure of the earth's crust in the Caucasus and in the western part of Central Asia according to geophysical studies]. *Izvestija Akademii nauk SSSR, serija geologicheskaja*. No. 5. M. Nauka, 1969. Pp. 5-15. (in Russian)
4. Ermakov B.V., Erhov V.A., Ivanovskaja L.V., Krasnopevceva G.V., Mihal'cev A. V., Popova O.G., Semov V.N., Shhukin Ju. K. Rezul'taty issledovanija zemnoj kory i verhnej mantii v reshenii zadach prognoza mineragenii Severnoj Evrazii [The results of the study of the crust and upper mantle in solving the problems of minerageny prognosis in Northern Eurasia]. *Geofizika*. 1994. No. 5. Pp. 51-54. (in Russian)
5. Zonenshajm L. P., Le Pishon K. Glubokovodnye vpadiny Chernogo i Kaspijskogo morja – ostatki mezozojских tylovyh bassejnov [The deepwater depressions of the Black and Caspian Sea – remnants of the Mesozoic rear basins]. M. 1987. Pp. 74-93. (in Russian)

6. Korsakov S.G., Semenuha I.N., Gorbova S.M. i dr. Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoj Federacii m-ba 1:200000 [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200000]. Izdanie vtoroe. Serija Kavkazskaja, list L-37-XXXIV. SPb.: VSEGEI, 2002. 182 p. (in Russian)
7. Krasnopevceva G.V., Matushkin B.A., Popov E.A. Geofizicheskie issledovanija na regional'nom profile Volgograd – Nahichevan' [Geophysical surveys at the regional profile Volgograd – Nakhchivan]. Izvestija Akademii nauk SSSR, serija geologicheskaja. No. 12. M. Nauka, 1967. Pp. 43-52. (in Russian)
8. Muratov M.V., Gzovskij M.V. Osnovnye jetapy razvitija Jel'brusa kak vulkana [The main stages of the development of Elbrus as a volcano]. Trudy MGRI. 1948. Vol. 23. Pp. 75-82. (in Russian)
9. Neprochnova A.F. O raspredelenii skorostej sejsmicheskikh voln v zemnoj kore Chernomorskoj vpadine [On the distribution of seismic wave velocities in the crust of the Black Sea Basin]. Izvestija Akademii nauk SSSR, serija geologicheskaja. No. 6. M. Nauka, 1971. Pp. 27-35. (in Russian)
10. Pruckij N.I., Lavrishhev V.A. Severo-Zapadnyj Kavkaz v mezozoe [North-Western Caucasus in the Mesozoic]. V kn. Geodinamika Kavkaza. M. Nauka, 1989. Pp. 92-98. (in Russian)
11. Steklov A.A. Nazemnye molljuski neogena Predkavkaz'ja i ih stratigraficheskoe znachenie [Terrestrial mollusks of the Neogene of the Pre-Caucasus and their stratigraphic significance]. M. MGU, 1963. 22 p. (in Russian)
12. Hain V.E. Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans]. M. Nauchnyj mir, 2001. Pp. 577-580. (in Russian)
13. Shempelev A.G. Rezul'taty glubinnyh geofizicheskikh issledovanij vdol' Genaldonskogo profilja [Results of deep geophysical surveys along the Genaldon profile]. Trudy Mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoi konferencii. Vladikavkaz. 2007. Pp. 457-463. (in Russian)