

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© Т.Н.Кенгерли, 2007

ЮРСКИЕ АЛЛОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА
(АЗЕРБАЙДЖАН)

Т.Н.Кенгерли

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

В статье с позиций шарьяжной тектоники рассматриваются особенности строения ниже-среднеюрского структурно-вещественного комплекса азербайджанской части Большого Кавказа. Приведенные выводы и обобщения основываются на сложившихся представлениях о тектонической расслоенности альпийского чехла и доюрского основания горного сооружения, которые находят подтверждение в материалах последних геолого-геофизических исследований по его азербайджанской части. Выделяются Шахнабад-Джиминский, Туфанский, Сарыбашский и Талачай-Дуруджинский аллохтонные комплексы, последовательно надвинутые друг на друга с севера на юг и совместно - на северное крыло Южно-Кавказской микроплиты. Происхождение аллохтонных комплексов увязывается с субфазами позднекиммерийских деформаций тангенциального сжатия в зоне поддвигово-надвигового взаимодействия Южно- и Северо-Кавказских континентальных микроплит.

Исследованиями, проводившимися в последней четверти XX – начале текущего столетий на Большом Кавказе, установлено, что его земная кора в фанерозое формировалась аллохтонным способом, в связи с чем слагающие его горные массы представляют собой тектонически расслоенную на разновозрастные аллохтонные комплексы среду с участием как пород доюрского основания, так и мезокайнозоя (Баранов и др., 1990; Гущин и Панов, 1992; Дотдугев, 1986; Панов, 2002; Хаин, 1984; Хаин, 2001). Для азербайджанской части региона данное утверждение основывается на материалах полевых наблюдений и большого объема геофизической информации по результатам глубинного зондирования и интерпретации гравитационного и магнитного полей (Кенгерли, 1999; Кенгерли, 2005 а; 2005 б; 2005 в; 2005 г; Кенгерли и Ахундов, 1988; Kengerli ve d., 1994 а; 1994 б).

В составе Большекавказского аллохтонного массива на Северо-Западном и Центральном Кавказе определяющая роль принадлежит крупным надвиговым пластинам (разбитым на дигитации высоких порядков), состоящим из пород доюрского фундамента и вышележащего юрского терригенного комплекса и форми-

рующим структуру осевой части и южного склона горно-складчатого сооружения (Баранов и др., 1990; Дотдугев, 1986; Панов, 2002). Региональное погружение на восток служит причиной исчезновения с поверхности доюрских образований. На территории Горного Дагестана и Азербайджана надвиговые пластины сложены на поверхности исключительно нижней-средней юрой в фациях континентального склона, подножия и глубокого моря, представляя собой пакет разномасштабных аллохтонных чешуй, совместно перемещенных в южном направлении с наложением на синхронный вулканогенно-осадочный комплекс северного крыла Южно-Кавказской континентальной микроплиты. Подобная геологическая дислокация юрского комплекса обязана происхождением нескольким субфазам (пароксизмам) позднекиммерийских и альпийских деформаций сжатия, как результат поддвигово-надвигового взаимодействия Южно-Кавказской и Северо-Кавказской (южная бровка Евразии) континентальных микроплит (Баранов и др., 1990; Кенгерли, 2005 г; Хаин, 1984; Хаин, 2001; Шевченко, 1984; Kangarli, 1999).

В современной структуре южная бровка Евразийского континента выступает как под-

нятие Главного хребта Центрального Кавказа, где доюрский комплекс выведен на поверхность и надвинут на ниже-среднеюрские отложения южного склона (отвечающие осадкам наиболее погруженной части юрского окраинного моря Большого Кавказа) по Главному Кавказскому глубинному надвику амплитудой в десятки км (Баранов и др., 1990; Гуцин и Панов, 1992; Дотдугев, 1986; Панов, 2002). На востоке юрский комплекс висячего крыла надвига участвует в структуре поднятия (мегазоны) Бокового хребта, служащего естественным продолжением поднятия Главного хребта на Восточном и Юго-Восточном Кавказе, а синхронные образования лежащего крыла – в составе Сперозо-Туфанского поднятия мегазоны Южного склона (Кенгерли, 2005 а).

Комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов приводит к выводу о бескорневом положении на Юго-Восточном Кавказе лейас-нижнебайосского структурно-вещественного комплекса мегазоны Бокового хребта, расположенного к югу от Ахты-Нюгяди-Гилязинского глубинного разлома (отражающего положение Главного Кавказского надвига на уровне доюрского основания), а также юрско-мелового комплекса южного крыла мегазоны Южного склона, наложенного на пододвинутое под него по Краснополянско-Зангинскому глубинному разлому северное крыло Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны Южно-Кавказской микроплиты (рис. 1, 2, 3). А на западе мезозойский комплекс южного склона, выступающий в составе Сперозо-Туфанской и Загатала-Говдагской зон – восточных сегментов Гойтх-Туфанского и Новороссийск-Дибарского складчато-покровных комплексов Большого Кавказа (Баранов и др., 1990; Кенгерли, 2005 а), полностью сорван с основания и на 25-30 км перемещен на юг с поглощением корней и доюрского основания в подошве Главного Кавказского надвига (рис.4). Все это дает повод для выделения Шахнабад-Джиминского (в составе мегазоны Бокового хребта), Туфанского, Сарыбашского и Талачай-Дуруджинского (в составе мегазоны Южного склона) покровных комплексов, сложенных ниже-среднеюрскими осадками северного борта и осевой части ранне-среднеюрского окраинно-морского бассейна Большого Кавказа.

Шахнабад-Джиминский покровный комплекс включает участвующие в строении Гутон-Гонагкендской и Шахдаг-Хызынской (Кенгерли, 2005 б) структурных зон Бокового хребта ниже-среднеюрские образования и располагается на естественном продолжении антиклинальных выступов – фронтальных бескорневых чешуй зоны Главного надвига на Центральном Кавказе, к каковым причисляются Кионский и Чаухский покровы, подстилающиеся породами лейас-аалена северного борта мегазоны Южного склона (Баранов и др., 1990). Видимая амплитуда этих покровов составляет 10-15 км, а истинная горизонтальная амплитуда Главного надвига оценивается на данном участке в 100-125 км (Дотдугев, 1986). При этом в альпийском чехле Юго-Восточного Кавказа амплитуда шарьирования достигает 18-20 км (см.рис.3).

На Восточном Кавказе амплитуда вертикального перемещения по надвику местами достигает 5-6 км, а непосредственными наблюдениями на бортах крупных речных долин, врезанных относительно водоразделов на глубину 1,5-2,0 км, устанавливается, что с глубиной зона разрыва (как и его тыльных чешуй) выполаживается (Гуцин и Панов, 1992). Результаты интерпретации геофизических материалов, выполнявшейся в различные годы российскими исследователями в зоне Бокового хребта на Восточном Кавказе (Краснопевцева, 1984; Краснопевцева и др., 1970; Романов, 1983; Шевченко, 1984; Шемпелев, 1978) и Главного хребта на Северо-Западном Кавказе (Макаровский, 1982), свидетельствуют о том, что Главный Кавказский надвиг очень слабо или в большей части совсем не проявлен в гравитационном и магнитном полях, а в волновом поле корни разлома на уровне кристаллического фундамента картируются намного севернее его поверхностного положения. Делается вывод о том, что разлом в горной зоне не имеет корней, находясь в «подвешенном» состоянии, т.е. с глубиной он выполаживается и переходит на глубине около 8 км либо в срыв по подошве юрских отложений, либо в крупный надвиг в доюрском основании. По нему вся коровая пластина Бокового хребта перемещена к югу на зону Южного склона – осевой трог ранне-юрского бассейна (Гуцин и Панов, 1992;

Дотдугев, 1986; Панов, 2002). К аналогичным выводам приводят результаты наших исследований по Юго-Восточному Кавказу, где также наблюдаемое на поверхности положение надвига практически не проявлено в геофизических полях (Кенгерли, 2005 а; Кенгерли и Ахундов, 1988).

Аллохтон сложен песчано-глинистыми породами нижней и средней юры, образующими нижний структурно-вещественный комплекс Гутон-Гонагкендской и Шахдаг-Хызынской зон. Северная Шахдаг-Хызынская часть аллохтона в Дагестане представлена Кардибским или Самурским грабеном, ограниченным с севера Урудж-Хновским взбросом и с юга Тлягда-Фалфанским сбросом. На Юго-Восточном Кавказе этим нарушениям соответствуют Сиязаньский надвиг и Шахдаг-Гонагкендский сброс (см.рис.3). Последний характеризуется как субвертикальный разрыв большой амплитуды (Вихерт и др, 1966; Гуштин и Панов, 1992). Вступая в пределы Азербайджана, отложения средней юры северной зоны перекрываются трансгрессивно залегающими образованиями мальм-неокома (неоавтохтонный комплекс), выступая в размытых сводах ряда кулисообразно расположенных гребневидных антиклиналей. Гутон-Гонагкендская часть аллохтона отвечает крупной приразломной антиклинали, расположенной висячем крыле Главного Кавказского надвига и ограниченной с севера Тлягда-Шахдаг-Гонагкендским сбросом, которая в свое время была описана В.Е.Хаиным (Хаин, 1950) и Э.Ш.Шихалибейли (Шихалибейли, 1956) как Гуруш-Гонагкендский антиклинорий. В поверхностном строении аллохтона на западе (в Дагестане) принимают участие песчано-глинистые отложения нижней юры (циклаурская свита верхнего плинсбаха и цейлаханская свита тоара), слагающие Шахнабад-Мазинскую антиклиналь первого порядка, которую удастся проследить (местами без срезанных надвигом ядра и южного крыла) от истоков р.Шахнабадчай через верховья рр.Усухчай, Мулларчай, Мазачай, окрестности сс.Фия и Гдым, район г.Гутон (где она на коротком отрезке повторно вступает в пределы Азербайджана) и далее через верховья Аварского и Андийского Койсу, Аргуна, Ассы и Терека к выходам Дарьяльских гранитоидов (Гуштин и

Панов, 1992; Шолпо, 1964). На западном пересечении по долине р.Терек Гутон-Гонагкендской части аллохтона отвечает крупная антиклиналь (шириной 15-20 км) с Дарьяльскими гранитоидами в ядре и коротким тектонически разлинзованным южным крылом. Северное крутое крыло в целом представляется моноклиной, разбитой многочисленными разрывами взбросового типа на ряд маломасштабных пластин (дигитаций), последовательно с севера на юг взброшенных друг на друга, в связи с чем происходит неоднократное повторение разреза в наблюдаемых пересечениях.

На подступах к Юго-Восточному Кавказу отложения тоара постепенно погружаются под менее дислоцированные образования аалена, и на пересечении по р.Усухчай аллохтон представлен простой асимметричной антиклиной, которая прослеживается вплоть до р.Джимичай, на правом берегу которой погружается под неоавтохтонный комплекс. В последующем аллохтонные породы средней юры выступают на поверхность из-под неоавтохтона в «антиклинальных» окнах по глубоким врезам речных долин вплоть до р.Истисучай (правый приток р.Гильгильчай), непосредственно после которой (в 20 км от р.Джимичай) окончательно погружаются.

Существенно опесчаненные породы хыналыгской (J_2b_2) и кейванской (J_2bt_1) свит образуют неоавтохтонный комплекс, трансгрессивный характер которого установлен для литолого-стратиграфических разрезов средней юры в Дагестане и Западном Кавказе (Ростовцев, 1963; Халифа-заде и Магомедов, 1982). В нашем случае нижняя граница неоавтохтона также трансгрессивная, что устанавливается по стратиграфическому несогласию между хыналыгской свитой и подстилающими образованиями верхнего аалена – нижнего байоса в междуречье рр.Бабачай - Джимичай. В качестве автохтонного, точнее паравтохтонного, основания Шахнабад-Джиминского аллохтона выступают песчано-аргиллитовые осадки лейаса и доггера, участвующие в строении Бежетинской и более южной Сперозо-Туфанской структурных зон. Бежетинский паравтохтон появляется из-под Главного Кавказского надвига на территории Грузии (восточнее истоков р.Ганых) в виде грабенообраз-

ной структуры, выполненной слабометаморфизованными осадками верхнего тоара и нижнего аалена, собранными в мелкие складки, а на востоке моноклинально погружающимися на север под Главный Кавказский надвиг. Последний в истоках р.Джурмут тектонически «захлопывает» Бежетинский грабен, приводя в непосредственное соприкосновение домер-нижнетоарский комплекс Гутон-Гонагкендской пластины с тоарскими отложениями северного борта (Туфанская пластина) Сперозо-Туфанской зоны (см.рис.4).

Туфанский покровный комплекс является крайним северным структурным элементом Сперозо-Туфанской зоны в пределах Азербайджана и протягивается от верховьев р.Джурмут в Дагестане до р.Джимичай на Юго-Восточном Кавказе, тектонически выклиниваясь в обоих направлениях. К северо-западу от г.Базардюзю покров почти полностью располагается на территории Дагестана и лишь на отдельных участках (отроги высот Ахвай, Сомалит, Гутон) трассируется на южный склон.

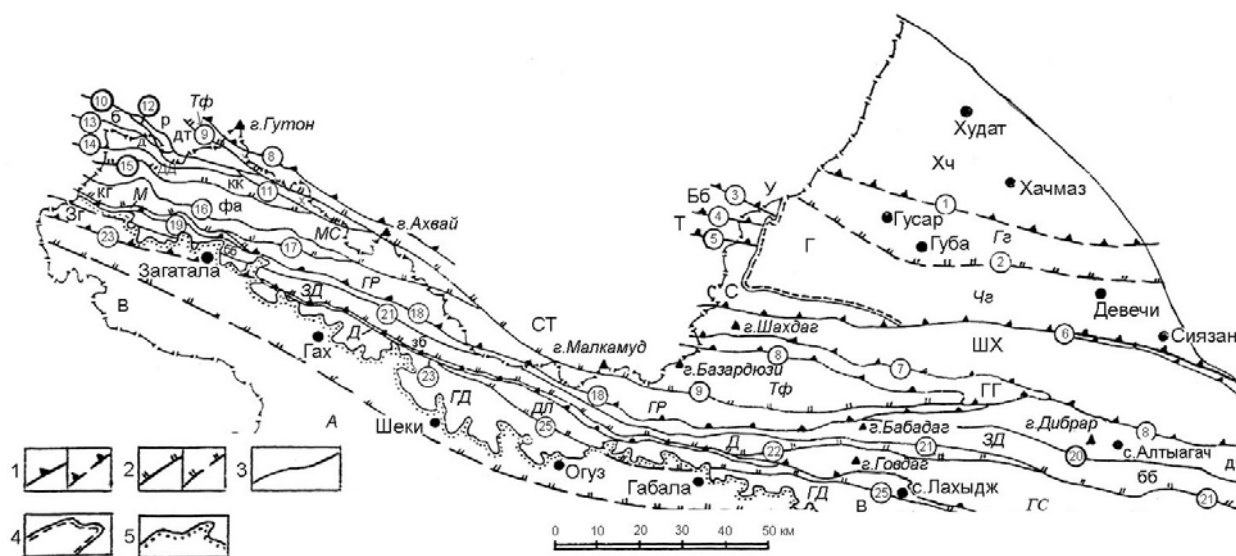


Рис. 1. Тектоническая схема азербайджанской части Большого Кавказа. Составил Т.Н.Кенгерли.

Границы структур: 1 – тектонические границы между зонами (а – обнажающиеся; б – погребенные); 2 – тектонические границы между подзонами (а – обнажающиеся; б – погребенные); 3 – ограничения тектонических пластин; 4–5 стратиграфические границы: 4 – граница распространения верхнемиоцен – четвертичных отложений Гусар-Девечинского наложенного прогиба; 5 – граница распространения современных отложений Ганых-Айричайского наложенного прогиба.

Структуры: Гусар-Девечинская мегазона: зоны: Хч – Хачмазская; Г – Губинская; подзоны: Гг – Гасангалинская; Чг – Чилигирская. Мегазона Бокового Хребта: зоны: У – Уллучайская; Бб – Бейбулагская; Т – Таирджальская; С – Судурская; ШХ – Шахдаг-Хызынская; ГГ – Гутон-Гонагкендская. Мегазона Южного склона: зоны: СТ – Сперозо-Туфанская; ЗГ – Загатала-Говдагская; Тф – Туфанская; ДД – Джихих-Диндидагская; МС – Мазым-Сарыбашская; М – Мегиканская; ГР – Галал-Рустамбазская; ЗД – Загатала-Дибрарская; Д – Дуруджинская; ГС – Говдаг-Сумгайытская; пластины: дт – Джурмут-Тунсариборская; х – Халахельская; р – Рохнорская; б – Боцкальская; д – Джихихская; кк – Касдаг-Касмалинская; фа – Филизчай-Аттагайская; кг – Катех-Гюмбурчская; дя – Дибрар-Яшминская; бб – Балакен-Бабадагская; зб – Загатала-Буровдалская. Кахети-Вандам-Гобустанская мегазона: зоны: В – Вандамская; ДЛ – Дашагыл-Лахыджская; ГД – Гюлюк-Дадагонишская; А – Айричайская.

Разломы: 1 – Имамгулукенд-Хачмазский; 2 – Хазра-Губа-Кючайский; 3 – Ашагымакинский; 4 – Тендино-Кейдинский; 5 – Таирджальский; 6 – Сиязанский; 7 – Шахдаг-Гонагкендский; 8 – Главный Кавказский; 9 – Хурай-Малкамудский; 10 – Джоахор-Гудурдагский; 11 – Халахельский; 12 – Касмалдагский; 13 – Мачхалорский; 14 – Джихих-Чугакский; 15 – Кехнамеданский; 16 – Гамзагор-Сарыбашский; 17 – Сувагильский; 18 – Гамарванский; 19 – Мегиканский; 20 – Алтыагачский; 21 – Илису-Аладашский; 22 – Гайнар-Гозлучайский; 23 – Мамрух-Галаджигский; 24 – Занги-Гараджюзлинский; 25 – Дашагыл-Мюдресинский.

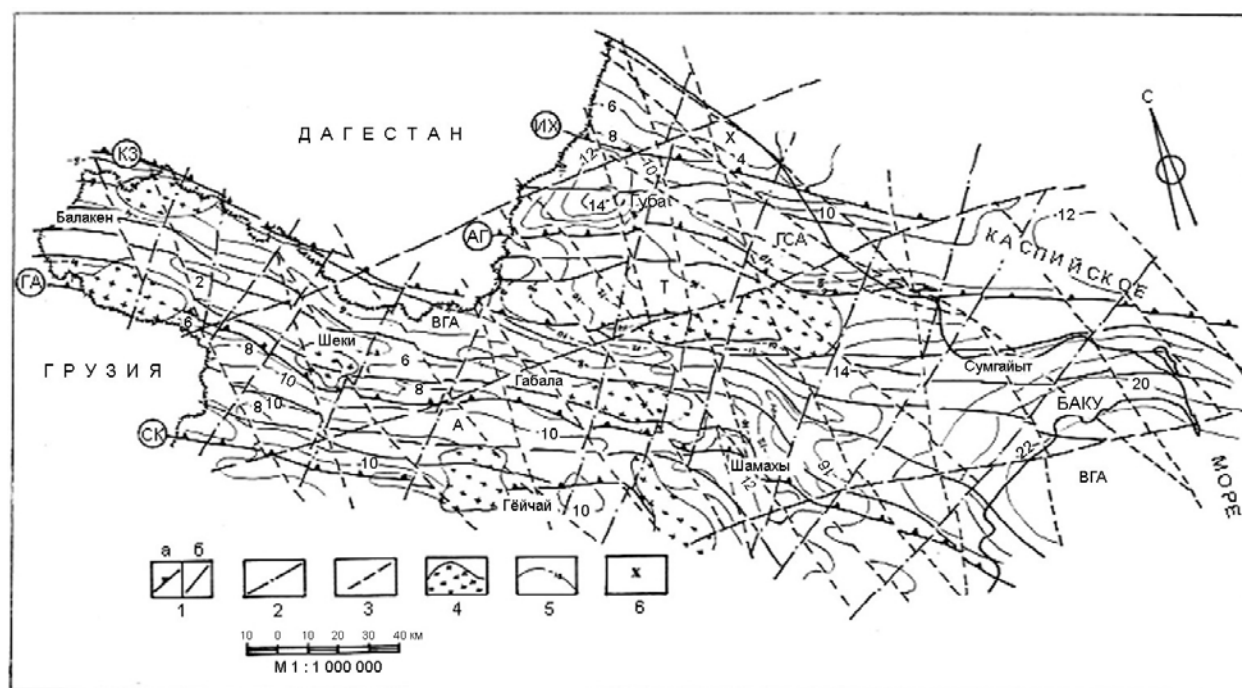


Рис. 2. Схема поверхности консолидированной коры (доюрского фундамента) азербайджанской части Большого Кавказа. Составил Т.Н.Кенгерли.

1-2 – разрывные нарушения диагональной системы: 1 – разломы общекавказского простираения первого (а) и второго (б) порядков (в том числе: ИХ – Имамгулукенд-Хачмазский; АГ – Ахты-Нюяди-Гилязинский (Главный Кавказский); КЗ – Зангинский; ГА – Ганых-Айричай-Алятский; СК – Северо-Куринский); 2 – разломы антикавказского простираения; 3 – разрывные нарушения ортогональной системы; 4 – контуры интрузивных тел на уровне доюрского фундамента; 5 – изолинии по поверхности доюрского фундамента; 6 – продольные блоки фундамента (тектонические ступени): Х – Хачмазский; ГСА – Губа-Северо-Абшеронский; Т – Туфанский; ВГА – Вандам-Гобустан-Абшеронский; А – Аджиноурский.

Покров ограничен с севера Главным Кавказским и с юга Хурай-Малкамудским надвигом и представляется в виде тектонической пластины или чешуи во фронте первого нарушения (см.рис.4), наложенной на более южные структуры Сперозо-Туфанской зоны, которые, несмотря на свое нынешнее аллохтонное состояние, в период формирования пластины несли функцию автохтона. В целом пластина отвечает опрокинутой на юг крупноамплитудной (более 2 км) Курдул-Сомалитской синклинали, сложенной алевроглинистыми сланцами и песчаниками среднего-верхнего тоара с потоками и силлами, являющимися производными недифференцированной формации толеитовых базальтов и дайками синхронных с ними диабазов и долеритов. Южное крыло складки срезано Хурай-Малкамудским надвигом, который с юго-востока на северо-запад у г.Гудурдаг косо

срезает также замок складки, и в дальнейшем на поверхности наблюдается лишь северное круто опрокинутое крыло синклинали, осложненное складчатостью и дизъюнктивами высокого порядка. В то же время по простираению на юго-восток у синклинали выступает южное крыло, а северное совместно с замком складки полностью скрывается под Главным Кавказским надвигом, и пластина представляется погружающейся на север моноклиналию.

Сарыбашский покровный комплекс, сложенный нижней-средней юрой и ограниченный с юга Гамарванским надвигом, является центральным элементом строения описываемого региона и по особенностям внутренней структуры распадается на четыре подкомплекса – Джихих-Диндидагский, Мазым-Сарыбашский, Галал-Рустамбазский и Мегиканский, состоящие в свою очередь из тектонических пластин высокого порядка.

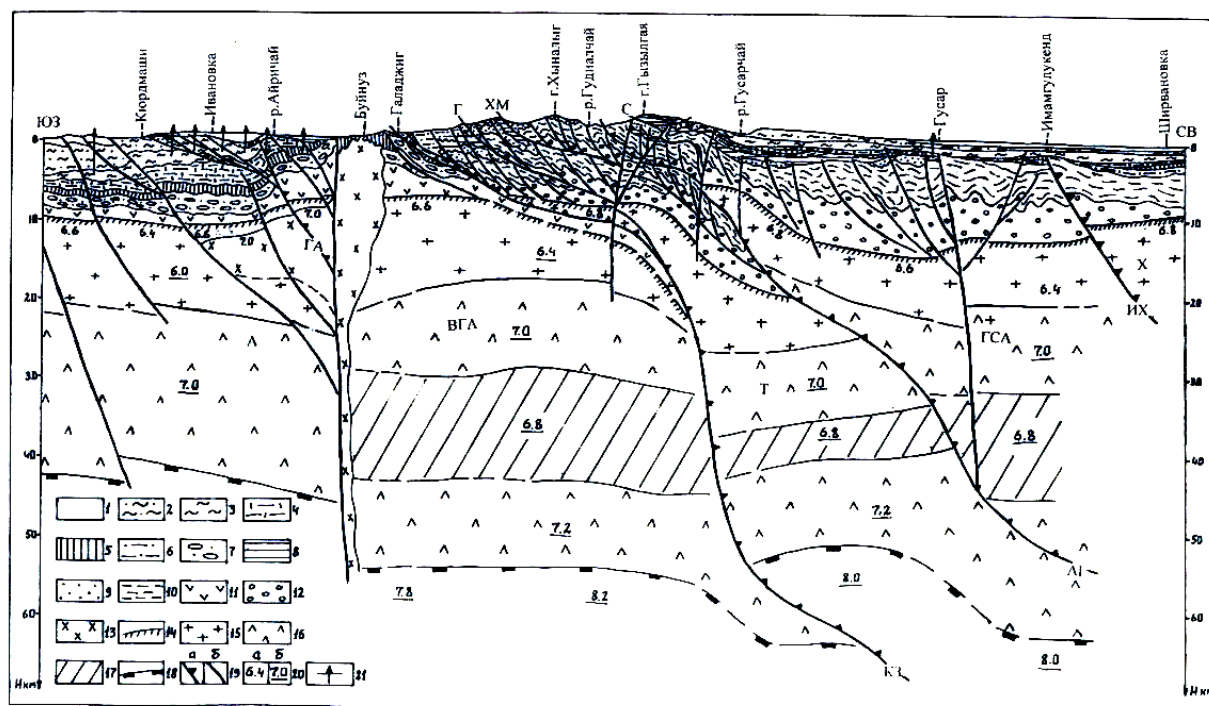


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез земной коры по трассе Кюрдамаши-Ширвановка. Составил Т.Н.Кенгерли.

1 – плейстоцен-голоцен; 2 – верхний плиоцен-эоплейстоцен (балаханский и абшеронский ярусы); 3 – средний миоцен – нижний плиоцен; 4 – палеоцен – нижний миоцен; 5 – верхний мел; 6 – нижний мел; 7 – верхняя юра и нижний мел; 8 – верхняя юра; 9 – средняя юра (байосский и батский ярусы); 10 – средняя юра (ааленский ярус); 11 – нижняя-средняя юра (вулканогенно-осадочная формация Вандам-Гобустанской мегазоны); 12 – нижняя юра; 13 – сиенит-диориты (Буйнузская интрузия); 14 – поверхность доюрского фундамента; 15 – гранитный слой; 16 – базальтовый слой; 17 – «волновод»; 18 – граница М; 19 – разрывы: а – на границах тектонических ступеней консолидированной коры (ИХ – Имамгулкент-Хачмазский; АГ – Ахты-Нюяди-Гилязинский (Главный Кавказский); КЗ – Зангинский; ГА – Ганых-Айричай-Алятский); б – прочие, в том числе надвиги: С – Сиязаньский; ХМ – Хурай-Малкамудский; Г – Гамарванский; 20 – скорости сейсмических волн: а – граничные; б – пластовые; 21 – скважины. Тектонические ступени: Х – Хачмазская; ГСА – Губа-Северо-Абшеронская; Т – Туфанская; ВГА – Вандам-Гобустан-Абшеронская.

Джихих-Диндидагский подкомплекс представляется мощной зоной смятия аспидно-сланцевых и терригенно-флишеидных толщ плинсбаха – нижнего аалена, зажатой между Хурай-Малкамудским и Кехнамеданским надвигами и тектонически разлинзованной на ряд довольно узких южновергентных пластин, наиболее крупными из которых (заключающими в себе более мелкие тектонические чешуи) являются (с севера на юг): Джурмут-Тунсариборская, Халахельская, Рохнорская, Боцкальская, Джихихская и Касдаг-Касмалинская (см.рис.1). Из них в пределах Азербайджана максимальным развитием пользуются лишь Халахельская, Джихихская и Касдаг-Касмалинская пластины, а остальные преимущественно осложняют геологический разрез дагестанской части региона. В строении пластин участвуют опрокинутые на

юг и осложненные многочисленными разрывами субширотные складки различного порядка, а на участках флексурных ундуляций и развития антикавказских сбросо-сдвигов – также мелкие поперечные складки.

Мазым-Сарыбашский подкомплекс характеризуется развитием крупных брахиформных складок по терригенно-флишеидным породам от плинсбахских до нижнебатских, осложненных дисгармоничной складчатостью высокого порядка, распадаясь на две тектонические пластины: северную Филизчай-Аттагайскую и южную Катех-Гюмбучайскую, разделенные Гамзагор-Сарыбашским взбросо-надвигом. Южная граница подкомплекса проходит по Гамарванскому, а к востоку от р.Талачай – по Сувагильскому взбросо-надвигу, отвечающему тыльной чешуе первого нарушения.

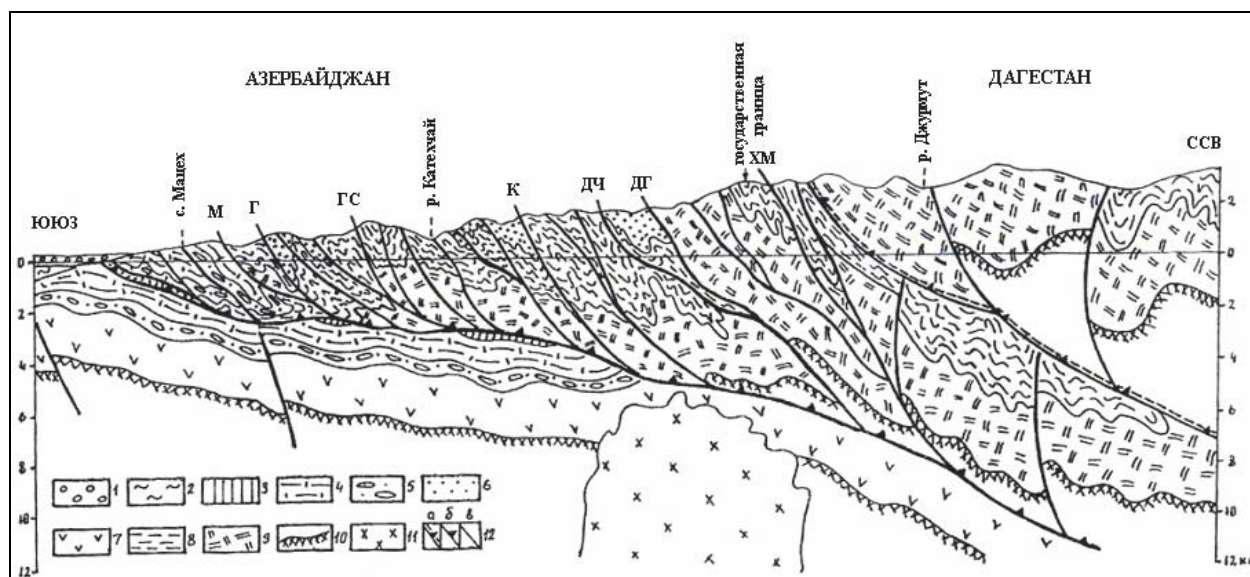


Рис. 4. Синтезированный геолого-геофизический профиль через покровные комплексы Северо-Западного Азербайджана и Горного Дагестана по линии с.Мапех – истоки р.Джурмут. Составил Т.Н.Кенгерли.

1 – плейстоцен-голоцен; 2 – эоплейстоцен (абшеронский ярус); 3 – верхний мел; 4 – нижний мел; 5 – верхняя юра; 6 – средняя юра (ааленский ярус); 7 – нижняя-средняя юра (вулканогенно-осадочная формация Вандамской зоны); 8 – нижняя юра (тоарский ярус); 9 – нижняя юра (синемюрский и плинсбахский ярусы); 10 – поверхность доюрского основания; 11 – Гутонская интрузия среднего-основного состава (по данным интерпретации геофизических полей); 12 – разрывные нарушения: а – Главный Кавказский надвиг; б – Зангинский надвиг; в – прочие нарушения, в том числе надвиги: М – Мегиканский, Г – Гамарванский, ГС – Гамзагор-Сарыбашский, К – Кехнамеданский, ДЧ – Джихих-Чугакский, ДГ – Джоахор-Гудурдагский, ХМ – Хурай-Малкамудский.

Мегиканский подкомплекс отвечает шовной тектонической пластине – структуре выжимания во фронте Гамарванского надвига, сложенной нижнеюрской граувакковой формацией с участием вулканомиктового и карбонатного материала в составе пород, а также присутствием в разрезе линз, прослоев и горизонтов известковых пород, гравелитов и конгломератов. Все это свидетельствует об отложении формации в условиях континентального склона юрского бассейна с привносом обломочного материала с южной суши. В целом пластина представляется в виде осложненной взбросо-надвигами и вторичными складками асимметричной горст-антиклинали и с юга ограничена Мегиканским надвигом, по которому нижняя юра пластины перекрывает различные горизонты мальм-неокома Загатала-Говдагской зоны.

Галал-Рустамбазский подкомплекс представляется прогнутой тектонической пластиной, зарождающейся вблизи с.Мешлеш

(район слияния рр.Джинджарчай и Талачай) на юго-восточном погружении Мегиканского подкомплекса и сложенной на поверхности терригенно-флишоидными отложениями байос-бата. Вздернутое южное крыло пластины отвечает гребневидной антиклинали байосских песчаников со срезанным по Гамарванскому надвигу южным крылом. По мере погружения на юго-восток пластина виргирует с появлением в ее структуре опрокинутых на юг антиклинальных и синклинальных чешуй второго порядка.

Талачай-Дуруджинский покровный комплекс обнажается двумя фрагментами (пластинами): северным Талачайским массивом тоарских терригенно-флишоидных пород с вулканомиктовым материалом, залегающим в подошве трансгрессивной (неоавтохтонной) верхнеюрско-нижнемеловой серии северного крыла Загатала-Говдагской зоны, и южным Дуруджинским, прослеживающимся вдоль южного борта той же зоны в виде узкой поло-

сы выходов ааленских алевроглинистых сланцев, алевролитов и песчаников с потоками туфолав и туфобрекчий андезит-дацитового состава в низах разреза. Пространственная связь между этими осадочными комплексами на поверхности отсутствует, однако по геофизическим данным на глубине они образуют единую структуру, прослеживающуюся под аллювиальным покровом конусов выноса рек южного склона в пределах Грузии. При этом Дуруджинская пластина представляется структурой, выжатой из-под надвигавшихся с севера масс (в связи с чем в слагающих ее породах наблюдаются признаки интенсивного пластичного течения) и отжатой к югу вплоть до отрыва от основного аллохтонного массива в более восточных пересечениях. Она ограничена фронтальными чешуями Зангинского глубинного разлома – Гайнар-Гозлучайским надвигом с севера и Мамрух-Галаджигским надвигом с юга и в целом отвечает опрокинутой на юг антиклинали со срезанным южным крылом. Северная Талачайская пластина представляется как сложнодислоцированная структура, собранная в мелкие складки, скошенные на юг и разбитые на отдельные блоки многочисленными разнонаправленными дизъюнктивами.

По простиранию на восток описанные аллохтонные комплексы, испытывая региональное погружение, уходят в пределы Дагестана, оставаясь вне досягаемости для азербайджанских геологов. Однако рассмотрение и обобщение результатов геологического картирования, осуществлявшегося на протяжении 70-80-х годов предыдущего столетия азербайджанскими и российскими геологами, позволяют скоррелировать структуры азербайджанской и дагестанской частей горного сооружения. При этом вырисовывается картина поперечного пережима Сперозо-Туфанской зоны на территории Дагестана с продольным погружением и омоложением разреза структур ее западного участка под воздействием Главного Кавказского надвига, который после меридиана г.Ахвай меняет направление с общекавказского на более юго-восточное, образуя при этом широкую дугу, выгнутую на юг. Сквозными остаются бортовые, т.е. крайние северная и южная покровные пластины Сперозо-Туфанского поднятия,

прослеживающиеся на юго-восток вплоть до погружения по Гирдыманчай-Вельвелячайской флекуре. Северная собственно Туфанская пластина выступает в роли тектонической чешуи во фронте Главного Кавказского надвига: она сорвана со своего основания и в своем продвижении на юг косо срезает субшироотно ориентированные центральные структурные элементы рассматриваемой зоны, с которыми приведена в торцовое сочленение по Хурай-Малкамудскому надвигу. При этом в висячем крыле надвига участвуют образования не моложе ааленских, а в лежащем поднадвиговом крыле подступающие к нарушению структуры сложены на поверхности отложениями от байосских до титонских. Такой же омоложенный разрез характерен для южной Галал-Рустамбазской пластины. К востоку от Западно-Салаватского перевала на северном склоне г.Базыки (в Дагестане) обе пластины тектонически совмещаются по Хурай-Малкамудскому надвигу, окончательно захлопывая срединные структуры Сперозо-Туфанской зоны.

Покровные комплексы обязаны происхождением нескольким субфазам позднекеммерийских деформаций. В начальную предпозднебайосскую субфазу сорванные с основания юрские осадки северного континентального склона Большекавказского окраинного моря (Туфанская подзона), продвигаясь во фронте Главного Кавказского надвига, частично перекрыли по Хурай-Малкамудскому нарушению одновозрастные осадки центральной части бассейна. Предкелловейский тангенциальный стресс средней субфазы способствовал срыву с основания также осадков пелагиали и южного континентального склона морского бассейна с их выжиманием и наволакиванием по Зангинскому надвигу на вулканогенно-осадочный юрский комплекс Вандамской зоны, которая перед этим, испытывав поднятие, была частично осушена или покрыта мелким морем. При этом были сформированы Сарыбашский и Талачай-Дуруджинский покровные комплексы и образующие их элементарные тектонические пластины. Последующие предмеловые подвижки поздней субфазы позднекеммерийских деформаций способствовали «захлопыванию» центральной части Сарыбашского покровного комплекса,

повторно перемещенной с севера Туфанской пластиной с наложением ее подошвы на северное крыло Галал-Рустамбазской пластины. Конечный этап продвижения юрских аллохтонных масс на юг связан с ларамийской фазой альпийского тектогенеза, когда аккреционный стресс перед поздним палеоценом, сопровождавшийся тангенциальным сдавливанием автохтонных и аллохтонных масс, привел к повторному срыву и продвижению на юг фронтальной Дуруджинской пластины с ее наложением на вулканогенно-осадочные меловые образования северного крыла Вандамского поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

- БАРАНОВ, Г.И., БЕЛОВ, А.А., ДОТДУЕВ, С.И. 1990. Большой Кавказ. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Наука. Москва.
- ВИХЕРТ, А.В., ЛЕБЕДЕВА, Н.Б., БАШИЛОВ, В.И. 1966. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. Недра. Москва.
- ГУЩИН, А.И., ПАНОВ, Д.И. 1992. Структура зоны Бокового хребта на Восточном Кавказе. *Вестник МГУ. Серия геологическая*, 2, 25-37.
- ДОТДУЕВ, С.И. 1986. О покровном строении Большого Кавказа. *Геотектоника*, 5, 94-106.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1999. Шарьяжная тектоника нефтегазоносных районов Юго-Восточного Кавказа. Новейшая тектоника и ее влияние на формирование и размещение залежей нефти и газа. В: Тр. Междунар. сов.-сем. Nafta-Press. Баку.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 2005а. Большой Кавказ. Общие сведения. В кн.: *Геология Азербайджана, том IV, Тектоника*. Nafta-Press. Баку.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 2005б. Большой Кавказ. Мегазона Бокового хребта. В кн.: *Геология Азербайджана, том IV, Тектоника*. Nafta-Press. Баку.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 2005. Большой Кавказ. Мегазона Южного склона. В кн.: *Геология Азербайджана, том IV, Тектоника*. Nafta-Press. Баку.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 2005. Этапность формирования покровов тектонически расслоенного альпийского чехла Большого Кавказа в пределах Азербайджана. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*. 4, 37-44.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н., АХУНДОВ, А.Б. 1988. Поверхностные и глубинные структуры южного склона Большого Кавказа. *Советская геология*, 10, 42-52.
- КРАСНОПЕВЦЕВА, Г.В. 1984. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. Наука. Москва.
- КРАСНОПЕВЦЕВА, Г.В., РЕЗАНОВ, И.А., ШЕВЧЕНКО, В.И. 1970. Глубинное строение центрального сектора Большого Кавказа. *Известия. АН СССР. Серия геологическая*, 1.
- МАКАРОВСКИЙ, О.В. 1982. Строение Главного надвига Большого Кавказа в пределах Абхазии. *Известия АН СССР. Серия геологическая*, 5, 111-116.
- ПАНОВ, Д.И. 2002. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. Механизм и время ее формирования. В сборнике трудов Северо-Кавказского ГТУ, серия *Тектоника и геодинамика*. Вып. 1. Ставрополь.
- РОМАНОВ, Н.Т. 1983. Новые данные о Главном Кавказском разломе на Восточном Кавказе. *Доклады АН СССР*, 272, 5, 1203-1205.
- РОСТОВЦЕВ, К.О. 1963. О перерывах в нижней и средней юре Западного Кавказа. *Доклады АН СССР*, 149, 4.
- ХАИН, В.Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтеиздат. Баку.
- ХАИН, В.Е. 1984. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Недра. Москва.
- ХАИН, В.Е. 2001. Тектоника континентов и океаном (год 2000). Научный мир. Москва.
- ХАЛИФА-ЗАДЕ, Ч.М., МАГОМЕДОВ, А.М. 1982. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. Наука. Москва.
- ШЕВЧЕНКО, В.И. 1984. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). Елм. Баку.
- ШЕМПЕЛЕВ, А.Г. 1978. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. *Геотектоника*, 6, 57-65.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1956. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Издательство АН Азерб.ССР. Баку.
- ШОЛПО, В.Н. 1964. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. Наука. Москва.
- KANGARLI, T.N. 1999. Alpine geodynamics of the earth's crust of Azerbaijan. Proceedings of the Fifth Baku International Congress *Energy, Ecology, Economy*. Baku.
- KENGERLİ, T.N., AHUNDOV, A.B., ALİYEV, A.M., ABDULLAYEV, V.D. 1994. Güney-Doğu Kafkasının petrol-qazlı vilayetlerinin derinlik geoloji planlaması. Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi. Bildiriler. İstanbul. Türkiye.
- KENGERLİ, T.N., ŞEKİNSKİ, E.M., ZAMANOV, Y.C. 1994. Büyük Kafkasyanın yer kabuğunun tektonik katmanlara ayrılması ve petrol-qaz ve filiz yataklarının keşfi problemleri. Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi. Bildiriler. İstanbul. Türkiye.

Рецензент: академик НАН Азербайджана А.Д.Исмаил-Заде