

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННО-СМЕЩЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЛАСТИНЫ В ИНФРАСТРУКТУРЕ ГОВДАГ-СУМГАЙЫТСКОГО ПОКРОВНОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Т.Н.Кенгерли

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29A*

В статье на основании результатов последних геолого-геофизических исследований дается обзор геологического строения Говдаг-Сумгайытской подзоны. Она рассматривается в составе тектонически расслоенного альпийского чехла Юго-Восточного Кавказа как сложный аллохтонный комплекс, состоящий из разномасштабных тектонических пластин меловых и палеоген-миоценовых (исключая point) пород и сформировавшийся в миоценовый этап тектогенеза. Дается описание внутреннего строения и взаимоотношений выделенных автохтонного, паравтохтонного, аллохтонного и неоавтохтонного комплексов. Делается вывод о площадном развитии покрова (в отличие от ранее выделявшихся в пределах подзоны отдельных аллохтонных пластин) и его прослеживании в пределы Абшеронской области.

В современных реконструкциях (Баранов и др., 1990; Дотдуев, 1986; Хайн, 2001 и др.) Большой Кавказ рассматривается как сложное складчато-покровное сооружение с постепенно-дисгармоничным строением земной коры, которая распадается на ряд дифференцированно-смешанных тектонических пластин. В пределах юго-восточного сегмента горного сооружения наиболее сложно построенной представляется Говдаг-Сумгайытская подзона, являющаяся крайним южным структурным элементом Загатала-Говдагского прогиба мегазоны Южного склона и обособляющаяся на подступах к долине р.Вандамчай в лежачем крыле Гайнар-Гозлучайского надвига. Подзона вырисовывается в виде раскрывающегося на восток клина преимущественно верхнемеловых флишевых образований, испытывающих по простирации региональное погружение с появлением в синклинальных прогибах палеогена и миоцена и в отдельных мульдах на востоке также маломощного плиоцена. Нижний мел, представленный слоями не древнее барремских, выступает лишь в замках и крыльях ряда антиклиналей на западе и северо-западе подзоны.

В тектоническом отношении подзона на поверхности выражена полосой развития чешуйчатых структур в виде разномасштабных тектонических пластин, надвинутых друг на друга с севера на юг. В процессе позднеальпийской эволюции часть пластин была полно-

стью либо частично дезинтегрирована с сохранением изолированных фрагментов как аллохтонных тел различного масштаба. Некоторые из них были оконтурены и описаны как тектонические покровы еще в 30-50-е годы прошлого столетия Н.Б.Вассоевичем, И.А.Воскресенским, М.Ф.Молчановым, А.Н.Соловкиным, А.Н.Шардановым и В.Е.Хайнем. В 60-70-х годах количество установленных покровов было дополнено усилиями А.В.Вихерта, Б.М.Исаева, М.Ф.Мирчинка, А.М.Шурыгина и некоторых других исследователей региона. Впервые предположение об аллохтонной природе всего мел-миоценового структурно-вещественного комплекса Говдаг-Сумгайытской подзоны было высказано Б.М.Исаевым и Т.Н.Кенгерли (Исаев и др., 1981), которые на основании полевых наблюдений и региональных реконструкций выделили Басгал-Пирекюшкюльское шарьяжное построение миоценового (штирийская и аттическая фазы) этапа тектогенеза. Несколько позже региональный характер покровообразования в данной полосе был признан и другими геологами (Григорьянц и др., 1982; Салаев и др., 1983). Последующие геологические и геофизические (КМПВ, МОВЗ, МТЗ в сочетании с интерпретацией геофизических полей) исследования, проводившиеся непосредственно автором либо при его прямом участии, дали дополнительную информацию в подтверждение данного предположения (Кенгерли, Ахундов, 1988; Kengerli

ve b., 1994; Кенгерли, 1997; Кенгерли, 1999). Результаты полевых работ и обобщения геолого-геофизических данных позволяют в деталях осветить строение аллюхтонного комплекса с выделением и прослеживанием частных покровных пластин по всему его простианию.

Говдаг-Сумгайытская подзона представляется сложно построенным покровным комплексом протяженностью до 145 км и амплитудой до 25 км и более, наложенным на палеоцен-миоценовую (исключая point) автохтонную серию северного крыла Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны и погружающимся на востоке под плиоцен-четвертичный осадочный чехол Абшеронского полуострова (рис.1). Покровной сuture отвечает Гайнар-Гозлучайский надвиг, в зоне которого наблюдается ряд круто наклоненных на юг тектонических чешуй. Согласно Г.И.Баранову и др. (1990), описываемый комплекс является гомологом Алисисгори-Чинчвельских покровов Кахетии и Чвежипсинского покрова Северо-

Западного Кавказа, формируя совместно с ними трансрегиональное Чвежипсе-Говдагское шарьяжное построение.

Перед фронтом покровных пластин картируются паравтохтонные чешуи, сложенные палеоцен-миоценовыми (исключая point) породами. Они аллюхтонно покрывают схожие по составу и возрасту образования, являясь перемятыми пластичными фрагментами автохтонного комплекса, сорванными со своего основания и продвинутыми далеко на юг в процессе шарирования «говдагских» пластин. При этом к востоку от меридиана р.Агсучай под аллюхтонные и паравтохтонные чешуи погружаются полностью северный борт и частично центральная часть Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны, а обособление на южном крыле последней (междуречье рр. Гирдыманчай и Агсучай) изолированного фрагмента первичного шарьяжа (Басгальский покров) указывает на истинную начальную амплитуду тектонического перекрытия.

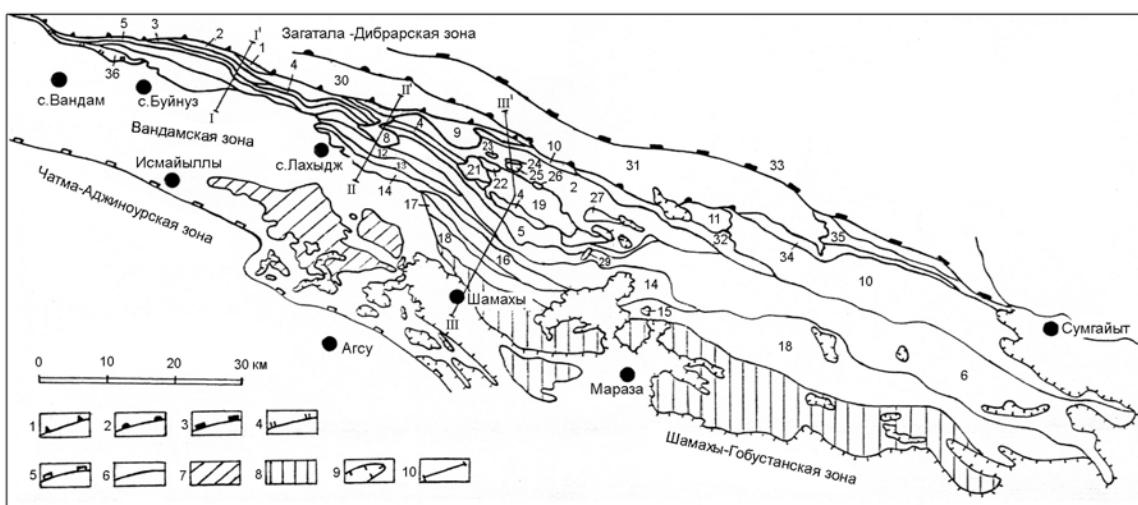


Рис. 1. Тектоническая схема полосы развития тектонических покровов Загатала-Говдагской зоны.
Составил Т.Н.Кенгерли.

1-6 – Разрывные нарушения: 1 – Гайнар-Гозлучайский надвиг; 2 – Илису-Аладашский надвиг; 3 – Алтыагачский надвиг; 4 – Мамрух-Галаджигский надвиг; 5 – Ганых-Айричай-Алятский надвиг; 6 – границы аллюхтонных пластин; 7 – Басгальский покров и его останцы; 8 – полоса развития паравтохтонных чешуй Шамаха-Гобустанской зоны; 9 – неоавтохтонный комплекс; 10 – линии геологических профилей (см.рис.3).

Аллюхтонные пластины: 1-29 – Говдаг-Сумгайытская подзона:

1 – Бугурская; 2 – Чандахарская; 3 – Говдагская; 4 – Варнинская; 5 – Валасинская; 6 – Шакымдагская; 7 – Чюрюкчайская; 8 – Гарагушдаг-Беймлинская; 9 – Матрак-Сардахан-Кайхинская; 10 – Шихандагская; 11 – Тударская; 12 – Химранская; 13 – Аханская; 14 – Джрафалачайская; 15 – Набурская; 16 – Чухурюрдская; 17 – Галайбургуртская; 18 – Ангяхаранская; 19-29 – пластины Гызымейданского покрова: 19 – Астраханская; 20 – Нем Гобинская (Мокрой Балки); 21 – Арчиманская; 22 – Хохлацкая; 23 – Гурд Яйлагская; 24 – Ширалидагская (Шаралевская); 25 – Гумдагская (г.Песчаная); 26 – Лалайская (Лалхинская); 27 – Шихларская; 28 – Тюрфинская; 29 – Гурудагская (г.Сухая); 30-35 – Загатала-Дибрарская подзона: 30 – Загатала-Буровдалская; 31 – Балакен-Бабадагская; 32 – Аладашская; 33 – Дибрар-Яшминская; 34 – Кемишдагская; 35 – Куркачидагская; 36 – Дуруджинская подзона.

Автохтонный комплекс. Роль автохтона играет трансгрессивно залегающий на мезозойских вулканогенно-осадочных образованиях палеоген-миоценовый (исключая понт) комплекс Дашагыл-Лахыджского прогиба (подзоны), отвечающего северному крылу Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны. Автохтонный комплекс впервые обнажается на левом берегу р.Аглыгчай (р.Халхалчай) в 2 км к северо-востоку от окраины с.Халхал, где майкопские глины перекрывают дислоцированные образования верхнего мела, а на севере приведены в тектонический контакт со средней юрой Дуруджинской пластины по Мамрух-Галаджикскому надвигу. После её тектонического выклинивания к востоку от р.Сангярчай майкоп приходит в непосредственное соприкосновение с верхним мелом Говдаг-Сумгайытской подзоны. На всем последующем простириании контакт имеет тектоническую природу с явными признаками надвигания мезозойских масс на погружающиеся в северных румбах третичные отложения.

Хорошо отпрепарированный разрез автохтона наблюдается у с.Истису в нижнем течении р.Джангучай (одного из правых притоков р.Гейчай), где у уреза реки обнажаются круто поставленные флишиоиды нижнего мела в вандамской фации, на которые с резким угловым и азимутальным несогласием полого ложатся образования майкопской свиты (рис.2). В основании последней несколько южнее (на северной окраине с.Чайгувушан) наблюдаются зеленовато-серые аргиллиты, песчаники и мергели верхнего эоцена, залегающие на верхнемеловых туфопесчаниках, а к востоку от названного села у уреза р.Гейчай в основании разреза обнажаются также пестроцветы палеоцена. Палеоген автохтона собран в опрокинутую на юг полную складку, осложненную малоамплитудными взбросо-надвигами и мелкими складками.

В пределах Джульянской котловины к востоку от Ахоччай-Зангичайского водораздела обнажающаяся ширина автохтона, представленного фаунистически охарактеризованными отложениями верхний палеоцен-олигоцена, резко возрастает (до 5,0-5,5 км в сравнении с 0,5-2,5 км по более западным пересечениям), что объясняется дезинтеграцией на этом участке фронтальных чешуй аллохтонного комплекса с выводом на поверхность более северных частей автохтона. Тектоника автохтона здесь сопоставима с наблюданной в бассейне р.Гейчай.

На водоразделе между рр.Мюдричай и Гирдыманчай и далее на восток аллохтонный комплекс вновь наращивает свою ширину за счет возрождения фронтальных тектонических пластин, что объясняется региональным погружением структурного плана в юго-восточном направлении под воздействием Гирдыманчай-Вельвелячайской флексуры. На правобережных склонах Гирдыманчайской долины в районе ур.Багымджа выступают останцы (крупный и несколько мелких) интенсивно перемятых и раздробленных верхнемеловых пород, залегающих на мелкогофрированных образованиях майкопа, которые выступают во фронте, тылу и подошве этих останцев. Латеральное расширение границ аллохтона с соответствующим возрастанием амплитуды шарырования сопровождается тектоническим перекрытием северной прогнутой части автохтона, ширина выходов которого к востоку от с.Лахыдж вновь резко сокращается, и вплоть до меридиана с.Галайбуагурт, что на р.Гырхбулаг (один из истоков р.Агучай), он выступает во фронте аллохтонного мела в виде узкой (200-500 м) полосы круто ($50-75^{\circ}$) погружающихся на север и северо-восток майкопских аргиллитов и песчаников, отороченных с юга вулканогенно-осадочным мелом Ниалдагского хребта.

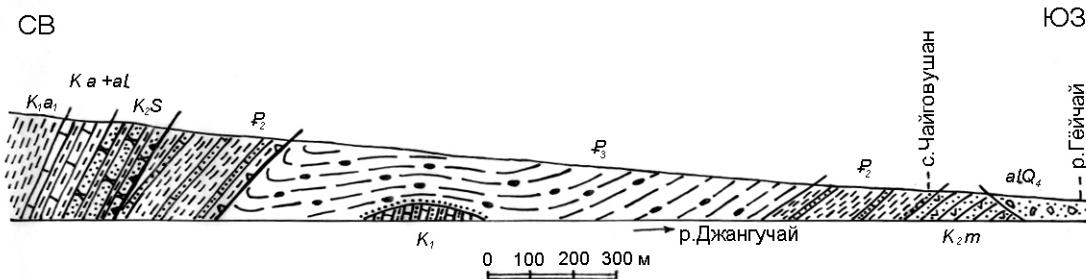


Рис. 2. Геологический профиль вдоль левого берега р.Джангучай. Составил Т.Н.Кенгерли.

На водоразделе рр. Гырхбулаг и Селибасан южное крыло автохтона окончательно погружается под аллохтонный мел и выступающие по его фронту паравтохтонные чешуи из палеоцен-миоценовых пород. Факт тектонического перекрытия третичных толщ подтверждается бурением на площадях Ангяхаран Мельхам, Чухурюрд, Гызмейдан (Астраханка), где в подошве сложнопостроенного покровного комплекса на различных глубинах (800-2500 м) были вскрыты характерные образования олигоцен-нижнего миоцена (рис.3). Микрофаунистический анализ пелитового материала указывает на присут-

ствие обломков из палеогеновых пород в брекчиях Гызмейданской (Астраханской) группы грязевых вулканов, а также из пород среднего-верхнего (исключая понт) миоцена в брекчиях более восточных Гасымкендского, Кехнагядынского и Куркачидашского грязевых вулканов, размещенных в поле развития аллохтонного мела (Григорьянц и др., 1982). Материалы геофизических исследований косвенно подтверждают присутствие тектонически погребенного палеоген-миоцена и большую горизонтальную амплитуду и толщину аллохтонного покрытия к востоку от меридиана гор. Шамаха (рис.4).

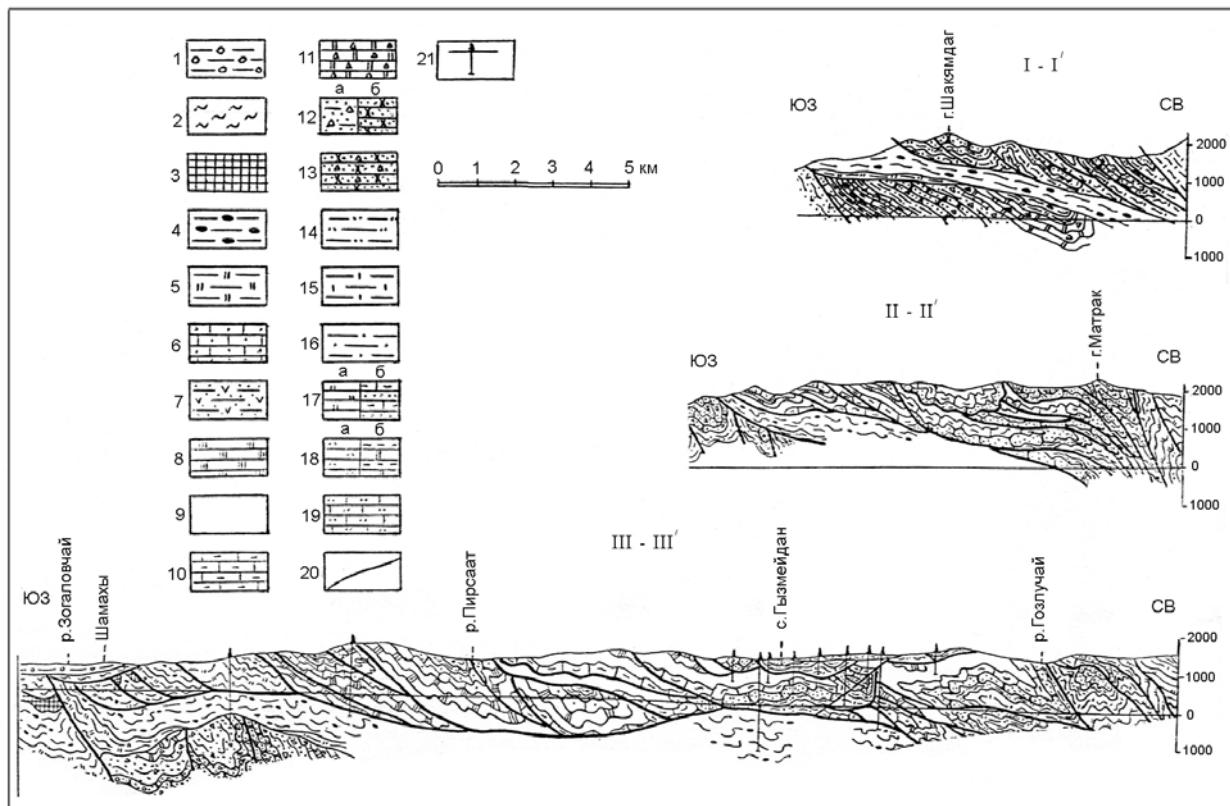


Рис. 3. Геологические профили через Говдаг-Сумгайытский покровный комплекс по траверсам г.Шакымдаг (I-Г), г.Матрак (II-II') и Шамаха-Гызмейдан (III-III'). Составил Т.Н.Кенгерли.

1 – верхний плиоцен (акчагыльский ярус); 2 – верхний миоцен (понтический ярус); 3 – средний и верхний миоцен (тарханский, чокракский горизонты и диатомовая свита); 4 - олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита); 5 – палеоцен и эоцен (сумгайытская и коунская свита); 6 – нижний палеоцен, даний (ильхидагская свита); 7 – маастрихт (вандамская свита); 8 – верхний кампан-маастрихт (агбурунская свита); 9 – сантон-нижний кампан (юнусдагская свита); 10 – верхний турон-коньяк (кемчинская свита); 11 – верхний турон, коньяк, сантон, кампан, маастрихт и даний (нерасчлененные); 12 – сеноман-нижний турон (а – ельгайдикская и намазгяхская свиты; б – кемишдагская свита и заратский горизонт); 13 – альб (лахыджская и джульянская свиты); 14 – верхний апт-альб (ханагинская, алтыагачская и кюлюлинская свиты), 15 – нижний апт; 16 – апт, нерасчлененный (кехнадахарская и агбулагская свиты); 17 – баррем (а – халчайская свита; б – гендобская свита); 18 – готерив (а – гайтарская свита; б – гырхбулагская свита); 19 – берриас-валанжин (кепучская свита); 20 – разрывные нарушения; 21 – скважины.

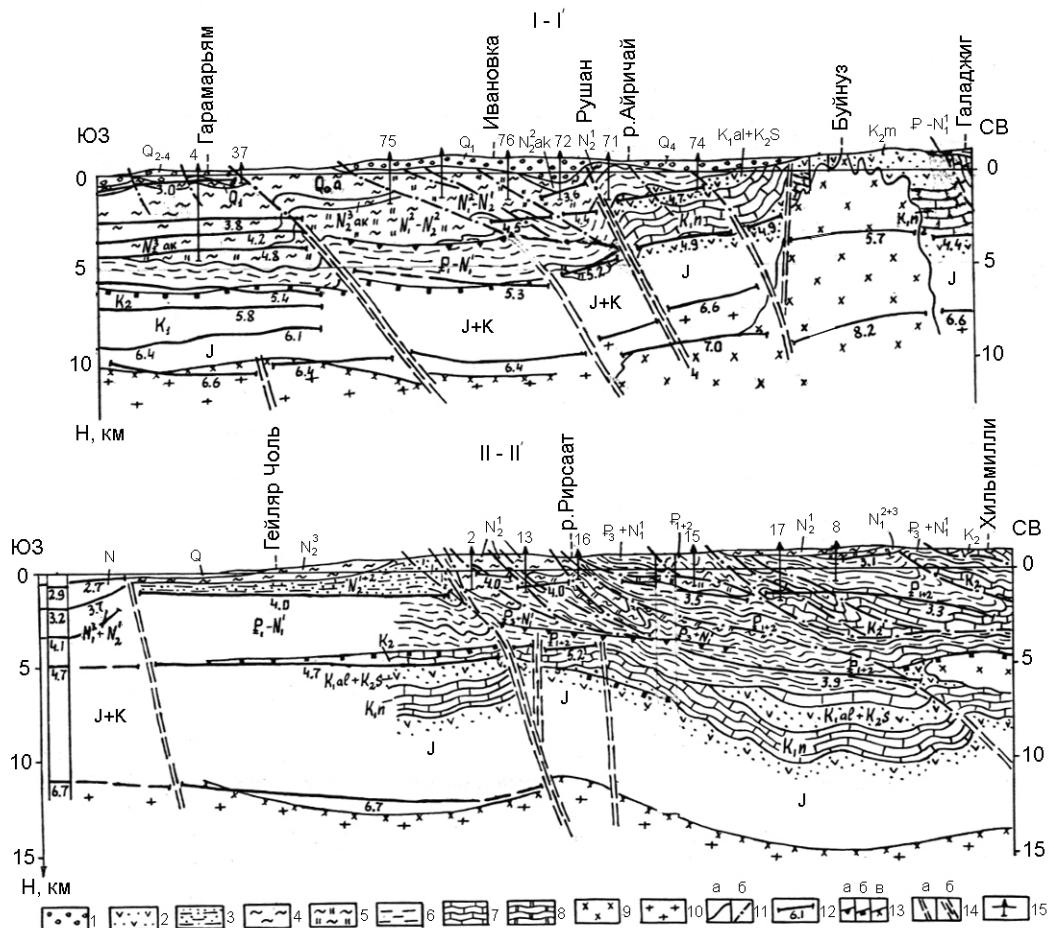


Рис. 4. Геологово-геофизические профили через Вандамское поднятие по траверсам Гарамарьям – Галаджиг (I-I') и Гейляр Чоль – Хильмилли (II-II'). Составил Т.Н.Кенгерли.

1 – гравийно-галечниковые отложения; 2 – вулканогенно-осадочные отложения; 3 - песчаники и глины; 4 – глины, пески и песчаники; 5 – глины, известняки и песчаники ; 6 – глины, аргиллиты, песчаники; 7 – терригенно-карбонатный флиш; 8 – известняки; 9 – интрузивные тела; 10 – метаморфические породы доюрского фундамента; 11 – границы в осадочном чехле: стратиграфические (а) и тектонические (б); 12 – сейсмические границы и граничные скорости; 13 – геоэлектрические границы: а – в кайнозойском комплексе, б – в мезозойском комплексе, в – по поверхности доюрского фундамента; 14 – глубинные разломы: а – проникающие в консолидированную кору, б – достигающие мантии; 15 – скважины.

Особое положение занимает Басгальский покров, в подошве которого по периметру и в тектонических окнах выступают паратектоночные линзы палеоцен-эоценовых глин, наложенных в различных частях на размытую поверхность образований от верхнемеловых (в вандамской фации) до понтических, а также глины сарматского возраста (Сардахарский овраг, Аджичайское тектоническое окно) и понта (Гыччатанский овраг, район с. Нуран). Все это свидетельствует о завершении формирования Басгальского фрагмента Говдаг-Сумгайытского шарьяжа в более позднюю в сравнении с основным аллохтонным масси-

вом стадию тектонической активности.

Аллохтонный комплекс. Пакет покровных пластин появляется в Вандамчай-Гейчайском междуречье и прослеживается через зону Говдага, верхние течения рр. Гирдыманчай, Пирсаат и Гозлучай на территории Северного Гобустана, на восточной периферии которой уходит под трансгрессивный плиоцен Абшеронского полуострова. К востоку от р.Гирдыманчай на данном пакете отдельными изолированными телами размещены более мелкие пластины - Беимлинская, Гызмейданская и др. (см. рис.1).

Нижний аллохтонный пакет представляет собой систему сильно сжатых и опрокинутых на юг складок, степень сжатия которых убывает, а запрокинутость возрастает с запада на восток. В этом же направлении наблюдаются виргация складчатости и омоложение разреза, связанные с региональным погружением структурного плана. Продольная тектоническая расслоенность придает аллохтону чешуйчатый облик с развитием разновеликих тектонических пластин, надвинутых одна на другую с севера на юг. Чешуйчатые надвиги, ограничивающие с юга каждую пластину, сливаются в подошве аллохтонного комплекса в единую поверхность базального срыва, по которой происходило перемещение масс в южном направлении. Эта поверхность, экранирующая снизу систему описываемых покровов, выступает на эрозионном срезе в качестве Занги-Гараджюзлинского фронтального надвига Говдаг-Сумгайытского шарьяжа. Подошва покровного комплекса там, где ее удается наблюдать, представлена сильно деформированными, развалцованными и перетертными в основном пластичными породами от баррем-апта до кампана. Фронтальный надвиг шарьяжа (именуемый на западе Зангинским) зарождается в междуречье рр. Дамирапаранчай и Вандамчай как южная ветвь Гайнар-Гозлучайского нарушения и с возрастающей амплитудой прослеживается до р.Пирсаат, после которой уходит под трансгрессивный плиоцен Сюнди-Маразинской мульды. К востоку от р.Гырхбулаг (верховья р.Агсучай) надвиг выступает во фронте наиболее южной Ангяхаран - Тувинской аллохтонной пластины, в строении которой последний раз участвует верхний мел в дубравской фации (Ангяхаранская и Тувинская антиклинали).

На восток от Сюнди-Маразинской мульды фронтальному надвигу отвечает Гараджузлинское нарушение. Известный Герадильский надвиг представляется частным дизьюнктивом, осложняющим южное крыло аллохтонного комплекса и протягивающимся субпараллельно Гараджузлинскому нарушению во фронте более северной полосы доминирующих выходов верхнего мела. Ограничивающая в Северном Гобустане наиболее протяженную Шакымдагскую пластину с юга, Герадильский надвиг прослеживается в ее фрон-

тальной части далеко на запад, смыкаясь с собственно Зангинским надвигом на южном склоне Говдагского хребта.

В зависимости от степени дезинтегрированности фронтальной части шарьяжа плоскость Занги-Гараджузлинского надвига испытывает контрастные изгибы к северу или к югу. В связи с этим на эрозионном срезе фронтальные пластины при подходе к надвигу то обрываются, то вновь возникают на некотором расстоянии по простиранию аллохтонного комплекса. Однако в целом по мере регионального погружения структур с запада на восток наблюдается последовательное увеличение амплитуды Занги-Гараджузлинского надвига с наращиванием южного борта шарьяжа за счет появления новых чешуй. Параллельно с этим возрастает суммарная толщина аллохтонного комплекса до 4,0 км и более на востоке. Последовательное сокращение поперечных размеров шарьяжа с востока на запад объясняется ступенчатым воздыманием его подошвы и выведением на денудационный уровень все более глубоких горизонтов аллохтонных масс, что способствовало их дезинтеграции на орогенной стадии тектогенеза. В ступенчатом воздымании ведущая роль принадлежит правым сбросо-сдвигам преимущественно С3-ЮВ-го либо субмеридионального простираций (Гирдыманчай-Пирсаат-Сальянская зона правых сдвигов): выклинивание очередной аллохтонной пластины обычно выглядит как коленообразный изгиб (или горизонтальная флексура) плоскости фронтального надвига, что в действительности отвечает торцовому замыканию этой пластины по простиранию.

В верховьях рр.Гейчай, Гирдыманчай и Пирсаат аллохтонной комплекс состоит из ряда сжатых, относительно узких элементарных пластин, каждая из которых представляет собой двойную складку - разорванную в южном крыле гребневидную антиклиналь, сопряженную на северном крыле с несколько более широкой синклиналью. Пластины дополнительно осложнены дисгармоничными складками высокого порядка и разрывными нарушениями продольной и поперечной направленности. В ядрах антиклиналей вскрываются слои от баррема до коньяка, надстраиваемые в крыльях и смежных синклиналях

более высокими горизонтами мела и палеоценом. В зонах надвигового сочленения пластин часто оказываются зажатыми тектонически разлопкованные клинья из пород лежачих либо висячих крыльев надвигов. На крайнем западе пластины представляют собой более или менее сохранившие свою конфигурацию полные складки, опрокинутые на юг, что придает аллохтонному комплексу изоклинально-чешуйчатый характер. Но по мере продвижения на восток северные опрокинутые крылья, а часто и замки синклинальных фрагментов каждой южной пластины часто срезаются фронтальным надвигом более северной пластины. В результате аллохтонный комплекс представляется в виде пакета из моноклинально погружающихся на север полос с повторяющимся (в нормальном либо опрокинутом залегании) литолого-стратиграфическим разрезом слагающих их пород.

Региональное погружение структур на восток с омоложением поверхностного выполнения Говдаг-Сумгайытского аллохтонного комплекса сопровождается также изменениями в тектонике образующих его покровных пластин. При общем сохранении обще-кавказского направления структурного плана к востоку от долины р.Пирсаат, на территории Северного Гобустана обнаруживаются заметные отклонения (завороты, изгибы и т.д.) в простирации ограничивающих покровные пластины надвигов, а также дислокаций (складчатых и разрывных), осложняющих их внутреннее строение. Схождение и расхождение тектонических контактов обуславливают колебания в ширине пластин, а резко выраженная продольная волнистость шарниров складок приводит к обособлению изолированных брахиантеклиналей и брахисинклиналей по простирианию отдельных пластин. Ряд пластин характеризуется виргацией складок с появлением дополнительных дислокаций, ответвляющихся от основных структур или направленных к ним под углом. Эти складки укорочены, часто кулисообразно замещают друг друга и дополнительно ветвятся. В бассейне р.Гозлучай, синклинали становятся широкими и пологими, часто обладают коробчатой формой и плоским дном. Антиклинали остаются более узкими, но среди них наряду с крутыми, сжатыми и опрокинутыми к югу

отмечаются веерообразные складки с опрокидыванием и надвиганием слоев в обе стороны от их оси, а также более спокойные, относительно пологие и симметричные поднятия. В ряде случаев наблюдается опрокидывание и надвигание фронтальных антиклиналей аллохтонных пластин в сторону смежных с севера более глубоких синклиналей. На подступах к Абшерону по осевым разрывам некоторых антиклиналей происходят диапировые прорывы пластичных масс юнусдагской свиты.

Неоавтохтонный комплекс. Материалы геологических наблюдений, данные бурения, а также микрофаунистические определения, в т.ч. из брекчий грязевых вулканов, в пределах Говдаг-Сумгайытского шарьяжа и зоны его корней позволяют утверждать, что в строении аллохтона и автохтона участвуют отложения не моложе меотических. Образования понта с размывом ложатся на различные горизонты миоцена и более древних пород, участвуя в строении синклинальных структур средним и верхним подъярусами.

В современной структуре понтическая покрышка сохранилась на небольших участках: в пределах Сюнди-Маразинской наложенной мульды, к северу от нее - в Гюмбидагской, Шихларской, Гарагядигской и Сарыбулагской брахисинклиналях, а также Беюк- и Кичик-Сиякинских и Маяшской мульдах на востоке. На восточном погружении аллохтонного комплекса, в пределах Западного Абшерона, понтические отложения несогласно ложатся на глинистые сланцы меотиса и с заметным угловым несогласием перекрываются продуктивной толщей. На территории Центрального и Восточного Абшерона по данным глубокого бурения образования понта с глубоким размывом залегают на отложениях от сарматских до палеоценовых включительно. Таким образом, трансгрессивные образования понта, «запечатывающие» полосу контрастного сочленения автохтонных и аллохтонных структур на юге и зону корней на севере и фиксирующие верхний возрастной предел шарирования, формируют неоавтохтонный комплекс Говдаг-Сумгайытской подзоны.

Для генетически связанного с Говдаг-Сумгайытским аллохтоном Басгальского покрова роль неоавтохтона исполняют ненарушенные образования акчагыла, «запечатываю-

щие» его фронтальный контакт с палеогеном автохтона. Тот факт, что субстрат, подстилающий покровную пластину, сложен породами палеогена и миоцена (включая понт), затронутыми глубокой эрозией, свидетельствует о более длительном процессе его шарырования, завершение которого фиксируется более молодым неоавтохтонным чехлом.

ЛИТЕРАТУРА

- БАРАНОВ, Г.И., БЕЛОВ, А.А., ДОТДУЕВ, С.И. 1990. Большой Кавказ. *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования*. Наука, Москва.
- ГРИГОРЬЯНЦ, Б.В. и др. 1982. Новые данные о проявлениях покровной тектоники на Юго-Восточном Кавказе. *Известия АН Аз.ССР, серия наук о Земле*, 1, 32-37.
- ДОТДУЕВ, С.И. 1986. О покровном строении Большого Кавказа. *Геотектоника*, 5, 94- 106.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1997. Соотношение поверхностной и глубинной структуры Шамахы-Гобустанского нефтегазоносного района. *Труды 4-го Международного конгресса Международной Экоэнергетической Академии, т.1*. Баку, 319-321.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1999. Шарьяжная тектоника нефтегазоносных районов Юго-Восточного Кавказа. *Новейшая тектоника и ее влияние на формирование и размещение залежей нефти и газа*. Nafta-Press, Баку.
- КЕНГЕРЛИ, Т.Н., АХУНДОВ, А.Б. 1988. Поверхностные и глубинные структуры южного склона Большого Кавказа. *Советская геология*, 10, 42-52.
- ИСАЕВ, Б.М., ГАДЖИЕВ, Т.Г. АЛИ-ЗАДЕ, С.А., КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1981. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. *Геотектоника*, 1, 70-84.
- САЛАЕВ, С.Г. и др. 1983. Оценка перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений Среднекуринской впадины и Апшероно-Гобустанской области. Элм, Баку.
- ХАИН, В.Е. 2001. Тектоника континентов и океанов (год 2000). Научный мир, Москва.
- KENGERLİ, T.N., ŞEKİNSKİ, E.M., ZAMANOV, Y.C. 1994. Büyük Kafkasyanın yer kabuğuının tektonik katmanlara ayrılması ve petrol-qaz ve filiz yataqlarının keşfi problemleri. *Türkiye 10 Petrol Kongresi ve Sergisi Bildirileri*. İstanbul, 92-103.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана А.Д.Исмаилзаде