ANAS Transactions Earth Sciences 2 / 2018

Geology and geophysics

http://www.journalesgia.com

МАНТИЙНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ МАЛОГО КАВКАЗА (АЗЕРБАЙДЖАН)

Исмаил-Заде А.Д.[1], Мусаев Ш.Д.[2], Велиев З.А.[1]
[1]Институт геологии и геофизики НАНА
AZ1148, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119: arifismail@mail.ru
[2]«АзерГолд ЗАО»
AZ1004, г.Баку, ул. М. Мушфига, 2Н

MANTLE GOLD-BEARING CONTENT AND CLASSIFICATION OF MESO-CENOZOIC GOLD ORE FORMATIONS OF LESSER CAUCASUS (AZERBAIJAN)

Ismail-Zadeh A.J.[1], Musyaev Sh.D.[2], Veliyev Z.A.[1]
[1]Geology and Geophysics Institute, Azerbaijan National Academy of Sciences
H.Javid Ave., 119, Baku, Azerbaijan, AZ1143: arifismail@mail.ru;
[2]"AzerGold" CJSC
M.Mushfig Str., 2H, Baku, Azerbaijan, AZ1004

Keywords: *back arc spreading, geodynamics, classification, genetic types of gold ore formations*

Summary. Gold-bearing ore deposits of the Lesser Caucasus are confined to Meso-Cenozoic subsequently-differentiated volcano-plutonic formations with gabbro-diorite-granodiorite-granite facies which are of crustal-mantle subduction formations of island-arc continental margins. Genetic types of gold-bearing ore deposits are confined to three structural-formational zones: Lok-Garabagh, Geycha-Akera and Ordubad forming during Newkimmerian (J_3-K_1), Austrian (K_1-K_2) and Pyrenean (P_2-P_3) phases of tectonic-magmatic activizations corresponding to the geodynamic regimes of multi-event manifestation of mantle diapirism stipulating occurrence of the back-arc extension (spreading). Their formation starts with the basite alongside with the acid facies of island-arc complexes following the formation of single copper pyrite – polymetalline ore-magmatic system with gold-bearing ore mineralization. Polingenic melting of initial granitoid magmatic melt causes the last stage formation of differentiation for rhyolite-dacite differences, with fluids to be interlinked by hydrothermal gold mineralization. Its further interaction with gold extracted from mantle-serpentinized rocks of ultrabasic complex of oceanic crust. The processes of multiple melting and gold redirection from rocks into the fluid causes concentration and formation of gold-bearing ore accumulations.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Введение. Исследуемая область Малого Кавказа представляет собой юго-восточный сегмент Кавказского сектора Альпийско-Гималайского пояса с заложением структурно-формационных зон на различной по геодинамической позиции континентальной окраине платформы Гондвана. В составе его выделяются Лок-Гарабагская, Гейча-Акеринская, Гафанская, Мисхана-Зангезурская, Ордубадская и Нахчыванская зоны. На северной периферии Малого Кавказа по Предмалокавказскому разлому значительная фронтальная часть Лок-Гарабагской островодужной зоны опущена в пределы Куринской впадины и покрыта молассовыми образованиями олигоцена – раннего миоцена. Гафанская зона рассматривается нами в объеме Кяльбаджар-Лачинской и Гафанской подзон, разделенных Акерачайским разломом, отделенным от южнее расположенной Ордубадской зоны Гирратагским разломом.

Формирование золоторудного потенциала рудно-магматической системы Малокавказского сегмента происходило на протяжении киммерийского и альпийского этапов тектономагматических активизаций Кавказа, полицикличе-ское и полихронное проявления которых обусловили различия в формировании модельных форм геолого-генетических типов золоторудных месторождений.

Вышеуказанные тектоно-магматические активизации в процессе формирования рудно-магматической системы Малого Кавказа способствовали поэтапному созданию медно-колчеданно-полиметаллических месторождений с золоторудным оруденением в пределах структурных зон различного геодинамического режима развития.

Золоторудная минерализация на Малом Кавказе формировалась на протяжении мезозойского (юра-мел) и кайнозойского (палеоген-неоген) этапов с промышленными концентрациями в средне-позднеюрско-раннемеловых и позднемеловых комплексах. Характерной особенностью их формирования является приуроченность к заключительным фазам локальных рудно-магматических систем, проявляющим эпигенетичность в процессе генерации на мезозойском (юра-меловом) в обстановке конвергенции и на кайнозойском (палеоген-неогеновом) коллизионном этапах. Пространственному расположению и условиям формирования золоторудных месторождений и проявлений этих систем с позиции глобальной тектоники посвящена данная работа.

Общепризнанная классификация золоторудных месторождений Азербайджана в настоящее время еще не принята, а варианты, построенные по генетическим типам, не всегда соответствовали определенному комплексу вещественного состава и морфологии рудных тел. Наиболее развернутая классификация была предложена Э.С.Сулеймановым (1982), выделившим два генетических типа – вулканогенный и плутоногенный.

Вулканогенный тип – средне-позднеюрско–раннемеловые золоторудные месторождения с характерной ролью гидротермальных растворов, способствовавших перегруппировке золота из серно- и медно-колчеданно-полиметаллических руд:

Чирагдере, Тоганалы, Хачинчай – серно-колчеданные,

Гядабей – медно-цинково-колчеданное – полиметаллическое,

Човдар, Башкишлаг, золото-сульфидно-кварцевые,

Гоша – золоторудное,

Гызылбулаг – золотосульфидное.

Плутоногенный тип – золоторудные месторождения в парагенетической связи с гидротермальной фазой Мегри-Ордубадского гранитоидного батолита:

Вежнали – сульфидно-кварцевое,

Мунундере, Агюрт – золото-медно-молибденовые,

Парагачай, Пьязбаши – золото-полиметаллические, а также:

Тутхунская группа – сульфидно-кварцево-золоторудная,

Зод-Соютлинская – собственно золоторудная.

Дробная классификация золоторудных и золотосодержащих месторождений и проявлений приводится в монографической работе «Золото Азербайджана» (Баба-Заде и др., 2003), в которой авторами выделяются серии, состоящие из групп с соответствующим количеством сульфидов:

I. Эндогенная серия с группами:

1) скарновая,

2) гидротермальная,

3) колчеданная,

4) черносланцевая,

5) золотоносные вторичные кварциты.

II. Экзогенная серия с группами:

1) выветривания,

2) россыпи.

III. Метаморфогенная серия, формации золотоносных конгломератов Малого Кавказа и Талыша.

Чрезмерная дробность представленной авторами классификации золоторудных месторождений ввиду возможной их повторяемости по структурным зонам затрудняет увязку их формирований с геодинамическим режимом зон их размещений, тем самым не выявляет их приобщенность к металлогеническим зонам Малого Кавказа, а также осложняет создание геолого-генетических моделей, отражающих различия в процессе эволюции рудно-магматической системы региона.

В дальнейшем были предложены отдельные варианты по локальной концентрации золота с учетом минерального состава вмещающих пород, металлогенической корреляции вулканоплутонических комплексов с вещественным составом руд в режимах геодинамических эволюций по этапам тектономагматических активизаций, однако они не соответствовали генетическим типам (Мустафаев, 1977).

Нами с использованием вышеприведенных принципов классификации золоторудных месторождений Малого Кавказа (Баба-заде и др., 2003; Сулейманов, 1982), а также Южного склона Урала (Сазонов и др., 1999) разработана нижеследующая классификация золоторудных месторождений Малого Кавказа (Азербайджан), учитывающая генезис, минеральный состав руд и роль базит-гипербазитов океанических пластин бассейнов Палео- и Мезотетиса в зависимости от геодинамического режима развития региона.

Золоторудные типы месторождений Азербайджана установлены в трех структурно-формационных металлогенически специализированных зонах (табл.1, 2):

I . Лок-Гарабагская – колчеданный полигенно-полихронный

Золоторудная деятельность интрузивно-купольных массивов преимущественно во вторичных кварцитах и менее в гидротермальных зонах проявлена в стадийном формировании крупных медно-колчеданно-полиметаллических месторождений с завершающим золотоносным оруденением;

II. Гейча-Акеринская – гидротермально-метаморфогенный в гипербазитах

Кислые флюидизированные фации гранитоидных интрузивов в ассоциации с золотом, экстрагированным в процессе мантийной серпентинизации из палеозойской и мезозойской гипербазитовых пластин;

III. Ордубадская – плутоно-гидротермальный

Золото вторичных кварцитов в ореоле батолита с гидротермальными золотосодержащими медно-молибденовыми жилами локальных интрузивных массивов совместно с золотом серпентинизированной гипербазитовой пластины.

Исследуемые золоторудные месторождения Малого Кавказа принадлежат к различным геолого-генетическим типам с последовательно повышающейся щелочностью вулканоплутонических комплексов от мезозойской известково-щелочной серии Лок-Гарабагской зоны до известково-щелочной и субщелочной серий позднемеловых комплексов Гейча-Акеринской зоны и преобладающих субщелочных серий Ордубадской зоны (Исмаил-заде, 2009; Мустафаев, 1977).

Мезозойские интрузивные массивы Лок-Гарабагского мегаблока связаны с субдукционной зоной, возникшей в раннемезозойскую стадию начала конвергентного периода (T_3-J_1), и сутурной зоной в Куринской впадине. Последняя предполагается по гравитационным аномалиям – Талышскому, Саатлинскому, Кюрдамирскому, Гейчайскому максимумам, захороненным в процессе надвигов под мезо-кайнозойские и моласовые комплексы Куринской впадины.

Последующие вулканоплутонические комплексы Малого Кавказа, расположенные юго-западнее Лок-Гарабагской зоны – позднемеловая Гейча-Акеринская и палеогеновая Ордубадская зоны – представляют собой структурные продолжения Лок-Гарабагской юрско-меловой островной дуги, остающейся активной на протяжении мезозой-кайнозойских стадий эволюции региона (рис. 2).

Продуктивные интрузивные массивы, имея один общий субстрат – юрский вулканогенный островодужный комплекс, четко выраженный по Лок-Гарабагской зоне, на последующих этапах развивались в южном направлении в геодинамических условиях позднемеловых и палеогеновых задуговых спрединговых зон, обусловленных динамикой формирования складчатой системы. Данные комплексы в виде протяженных субширотных поясов прослеживаются за пределами Малого Кавказа, охватывая также структурные зоны Понтической складчатой системы (табл. А).

Золоторудные комплексы Лок-Гарабагской, Гейча-Акеринской структурно-формационных зон и Кяльбаджар-Лачинской подзоны, сложенные преимущественно юрскими, меловыми и эоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями, прорванными корово-мантийными юрско-меловыми и эоцен-олигоценовыми интрузивными комплексами, а также Ордубадской зоны с интрузивным Мегри-Ордубадским батолитом представляют собой новообразованные позднемеловые и палеоген-неогеновые активно-окраинного и островодужного типов образования задугового спрединга в объеме мезозой-кайнозойского Закавказского массива.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, делается вывод, что несмотря на длительность проявлений тектономагматических этапов активизаций структурных систем Закавказского сегмента, в формировании золоторудных узлов устанавливается специфичность, обусловленная локальной неоднородностью строения структурных полей рудогенеза.

Колчеданные полигенно-полихронные золоторудные месторождения

Лок-Гарабагская зона по северо-восточному склону Малого-Кавказа, представленная контрастно-дифференцированным байосским и последовательно дифференцированным батским островодужными комплексами с соответственно плагиогранит-лейкогранитовым и габбро-диорит-тоналит-гранодиорит-гранитовым интрузивами, является основной рудогенерирующей системой в формировании медно-колчеданно-полиметаллической с золотом металлогении данной зоны. Это серно-колчеданные месторождения с золоторудной минерализацией – Чирагдере, Тоганалы, Хачинчай, сопровождаемые метасоматическим преобразованием окружающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов и последующей эпигенетической минерализацией, представленной золото-полиметаллической ассоциацией, приуроченной к тектонически поднятым блокам: Шамкирскому – Гядабейская медно-колчеданно-полиметаллическая с золотом и к Агдамскому – Гызылбулагская золото-медно-колчеданная (рис. 1).

Таблица 1

Геолого-генетические типы золоторудных месторождений Малого Кавказа (Азербайджан)
(составил А.Д. Исмаил-Заде)

Геолого-генетические типы золоторудных месторождений	*Этапы тектогенеза*			
	Новокиммерийский	**Австрийский**	**Пиренейский**	*Месторождения и возраст по карте*
	Геодинамические режимы			
	Конвергенция J_3- K_1	*Конвергенция* K_1-K_2	*Коллизия* P_2-P_3	
	Структурно-формационные зоны			
	Лок-Гарабагская зона	*Гейча-Акеринская зона*	*Ордубадская зона*	
I Колчеданный Полигенно-полихронный в вулканогенно-осадочном островодужном комплексе медно-колчеданно-полиметаллический с золото-кварцевым оруденением	**I Активная островодужная система Андийского типа** ***Юрско-раннемеловая*** 1. Серно-колчеданная 2. Медно-колчеданная 3. Барит-полиметаллическая 4. Золото-сульфидно-кварцевая 5. Золото-сульфидная 6. Золото-полисульфидное	**II Задуговой спрединг** ***Позднемеловой*** Меланжированная офиолитовая зона с задуговым вулканизмом 1. Золото-полисульфидно-кварц-карбонатная (лиственитовая) 2. Золото-сульфидно-кварцевая 3. Золото-кварцевая	**III Задуговой спрединг** ***Палеогеновый*** Многоэтапная вулканоплутоническая ассоциация с габбро-гранитным плутоном 1. Золотосодержащие полисульфидные 2. Золото-сульфидно-кварцевая 3. Золотоносные вторичные кварциты	1. Чирагдере, Тоганалы 2. Гядабей 3. Човдар, Башкишлаг 4. Гоша 5. Гызылбулаг 6. Дагкесаман
II Гидротермально-метаморфогенный в гипербазитах Золото-малосульфидное оруденение, совмещенное с золотоносностью погребенной палеозойской гипербазитовой пластины				1. Зод-Соютлучайская группа 2. Тутхунское рудное поле, 3. Агдуздаг-Кети
III Плутоно-гидротермальный Золото вторичных кварцитов с медно-молибден-золотосодержащими жилами интрузивов с экстракцией золота серпентинизированных гипербазитов				1. Агдара, Насирваз 2. Пьязбашы, Мунундара, Агюрт, Вежнали 3. Ордубадский рудный район

Таблица 2

Схематическая характеристика золоторудных месторождений Малого Кавказа (Азербайджан)

Геолого-генетические типы Au – рудных месторождений	***Рудные формации***	***Вулкано-плутонические формации***	***Промышленно значимые элементы***	***Морфология рудных тел***	***Метаморфизм вмещающих комплексов***
	Лок – Гарабагская зона				
Колчеданные полигенно-полихронные ***J_3-K_1***	***Серно-колчеданные*** Чирагдере, Тоганалы ***Au – полисульфидное*** Дагкесаман ***Au – сульфидно-кварцевое*** Гоша ***Cu – колчедан – Au*** Гядабей ***Au – сульфидное*** Гызылбулаг ***Au – сульфидное-кварцевое*** Вежнали	Базальт-риолитовые плагиограниты J_2bj Плагиогранит-лейкогранит J_2bj **Базальт-андезит-дацит-риолитовая J_3-K_1** **Габбро-тоналит-гранитовая J_3-K_1** Трахиандезит-трахидацитовая K_1	Пирит, Халькопирит, Сфалерит, Галенит, Сера, Самородное золото	Штоки, Жилы, Гидротермально-измененные зоны	Вторичные кварциты
	Севано – Акеринская зона				
Гидротермально-метаморфогенные в гипербазитах ***K_1-K_2***	***Au – полисульфидно-кварц-карбонатное (лиственнитовое)*** Зод-Соютлу ***Au – сульфидное-кварцевое*** Тутхунское рудное поле ***Au – кварцевая*** Агдуздаг – Кети	**Базальт-андезит-дацит-риолит. K_2** Гипербазит-габбро-эф.-радиол. K_2 Трахибазальт-трахиандезитовая K_2 Субщелочные габброиды K_2	Самородное золото, Пирит, Сфалерит, Галенит	Гидротермально-измененные зоны, Кварцевые и кварц-карбонатные жилы	Вторичные кварциты
	Ордубадская зона				
Плутоно-гидротермальные ***P_2-P_3***	***Au – полисульфидное*** Агдара, Парагачай ***Au – сульфидное-кварцевое*** Пьязбаши, Мунундере ***Золотоносные кварциты*** Ордубад	**Базальт-андезит-дацит-риолит. P^1_2** **Габбро-гранитовая P^2_2** **Трахибазальт-латит-трахиандезит. P^2_2** **Габбро-монцонитовая P^3_2** **Порфировидно-гранитоидная P_3-N_1^1**	Молибденит Пирит, Халькопирит, Сфалерит, Галенит, Золото	Штокообразные тела, Жилы, Прожилково-вкрапленный	Вторичные кварциты Окварцевание, Серицитизация



Рис. 1. Карта золоторудных месторождений Малого Кавказа на геодинамической основе по металлогеническим зонам

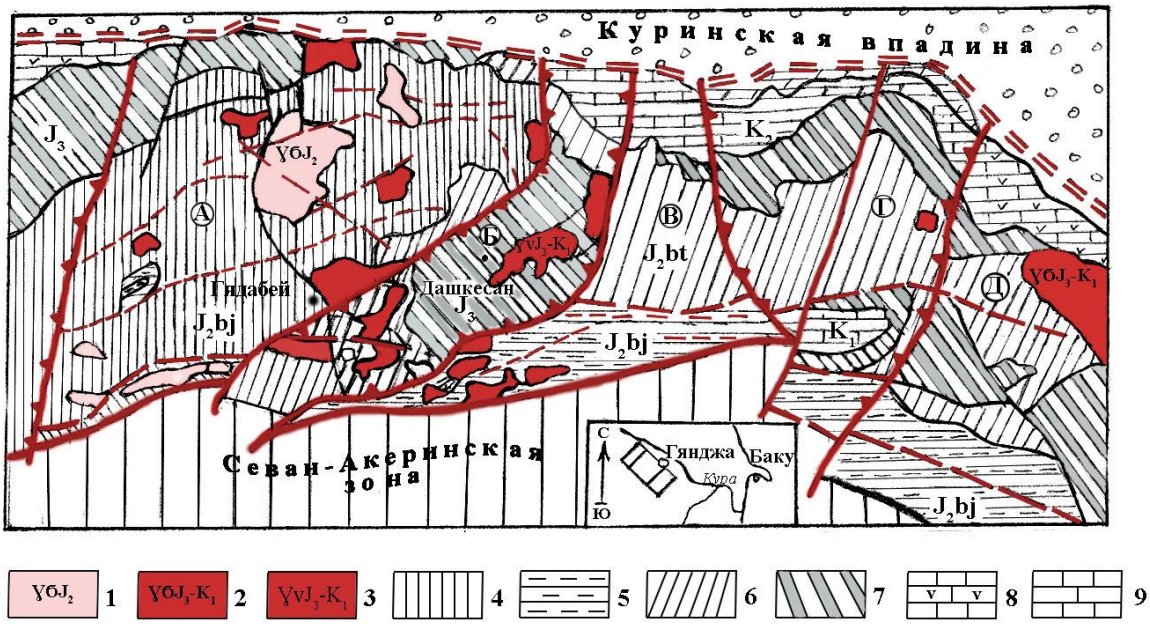
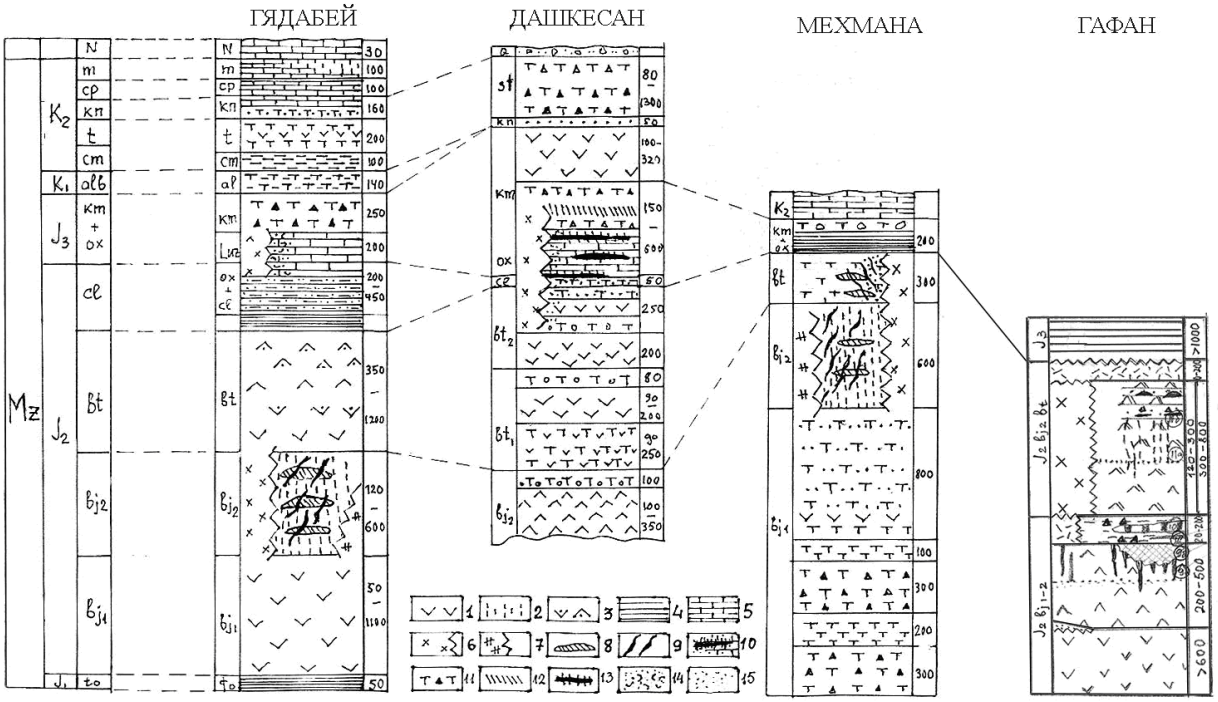


Рис. 2. Схема размещения пород островодужного мезозойского вулканоплутонического пояса Лок-Гарабагской зоны Малого Кавказа (Мустафаев, 1977).
1 – $\gamma\sigma J_2$ – плагиогранит-лейкогранит; 2 – $\gamma\sigma J_3$-K_1 – габбро-тоналит-гранит (Гядабей); 3 – $\gamma v J_3$-K_1– габбро-диорит-адамеллит-гранит (Дашкесан); 4 – J_2bj – габбро-диорит-адамеллит-гранит (Гызылбулаг); 5 – J_2bj – базальт-дацит-риолит; 6 – J_2bt– базальт-андезит-риолит; 7 – J_3 – базальт, андезит, дацит; 8 – J_3 – известняки; 9 – K_2 – известняки; А – Шамкирское поднятие; Б – Дашкесанский прогиб; В – Гейгельское поднятие; Г – Агджакендский прогиб; Д – Агдамское поднятие

Таблица А

Металлогенограмма рудных узлов колчеданного пояса Малого Кавказа



МЕТАЛЛОГЕНОГРАММА РУДНЫХ УЗЛОВ КОЛЧЕДАННОГО ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА (Исмаил-Заде , 2008)

1– Контрастная базальт-риолитовая формация; 2 – вторичные кварциты по риодацитам и риолитам байоса; 3 – базальт-андезит-дацит-риолитовая формация бата; 4 – вулканогенно-осадочные комплексы; 5 – карбонатные комплексы; 6 – позднеюрские интрузивы кварцевых диоритов; 7 – среднеюрские (байосские) интрузивы плагиогранитов; 8 – серно-колчеданные штоки; 9 – жильные медно-колчеданные оруденения; 10 – железорудные потоки (лавы); 11 – вулканокласты; 12 – алунитизация и пирофиллитизация; 13 – скарны: эпидот – гранатовый, везувиановый; 14 – пропиллиты; 15 – хлорит-серицитизация.

Золотоносность данного типа связана с неоднократным плавлением мантийно-коровых островодужных надсубдукционных гранитоидных интрузивов, ликвационно-обогащенных золотом в субдукционном процессе формирующихся гибридных фаз и гидротерм – Дагкесаман, Гоша, Гядабей, Човдар, Гызылбулаг.

Самым северо-западным золотоносным рудопроявлением на территории Азербайджана является золото-полисульфидная формация Дагкесаманского месторождения Газахского прогиба, сложенная верхнеконьяк-нижнесантонскими порфиритами, диабазами и субвулканическими альбитофирами. Рудные тела с золотым оруденением представлены крутопадающими кварц-карбонатными жилами, а также рудоносными зонами дробления измененных пород, секущими вулканические комплексы и магматические образования верхнемеловых андезит-дацитов. По всей вероятности, данное месторождение относится к погребенным, возникшим в поздней юре – раннем мелу, аналогично другим месторождениям этой зоны оно подверглось позднемеловой активизации, выраженной наличием гидротермального золота.

Наиболее крупным месторождением данной зоны является Гядабейское, представленное верхнебайосскими риолитами, превращенными во вторичные кварциты (Керимов, Селимханов, 1957). Эффузивно-пирокластический комплекс андезито-базальтов раннего бата трансгрессивно налегает на риолиты. Разрез венчается верхнеюрским комплексом туфогенно-осадочных пород оксфорда и завершается карбонатными отложениями титона-валанжина.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения, согласно Г.И.Керимову (1963), является близмеридиональный региональный Гядабейский разлом протяженностью более 40 км. Одноименный верхнеюрско-нижнемеловой полифазный интрузив представлен двумя фазами – габбро и гранитоидами (кварцевые диориты с гибридными кварцевыми монцодиоритами). Почти все рудные тела месторождения сложены серно-колчеданными и наложенными на них медно-цинковыми с баритом рудами. Самородное золото в рудах образует сростки с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом. В серно-колчеданных рудах золото находится в тонкодисперсном состоянии.

Юго-восточнее Гядабейского рудного узла располагается Гызылбулагское медно-золоторудное месторождение – эродированный стратовулкан, базальт-андезит-дацитовый среднеосновного и в меньшей степени – кислого состава. По западному флангу месторождения наблюдается близмеридиональный Гызылбулагский разлом, к которому приурочено рудное тело между верхне- и нижнебайосскими вулканитами. Главная масса гипогенного золота в рудах – тонкодисперсная, связана с пирит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой минеральными ассоциациями андезит-дацитов и дацит-риолитов с медно-золоторудными проявлениями (Гусейнов, 2005).

Золотоносность колчеданных месторождений и проявлений данной зоны Малого Кавказа пространственно тесно ассоциирует с субвулканической фацией байосской вулканогенной формации (Чирагдере, Тоганалы).

Особо выделяется в Лок-Гарабагской зоне Дашкесанское железорудно-кобальтовое месторождение также позднеюрско-раннемелового возраста, относимое исследователями к скарновому контакт-метасоматическому типу (Кашкай, 1965). По данным А.Д.Исмаил-Заде, это месторождение соответствует ликвационному генетическому типу, с учетом наличия погребенной палеозойской аллохтонной гипербазитовой пластины в основании палеовулкана (Исмаил-Заде и др., 2008).

Гидротермально-метаморфогенный тип в гипербазитах

Данный генетический тип золоторудных месторождений проявлен в Гейча-Акеринской зоне – Зод-Соютлинское, Тутхунское и Агдуздагское рудные поля, среди которых значительным является Зодское месторождение, а Тутхунское и Агдуздагское рудные поля являются по сравнению с Зод-Соютлинским более глубоко расположенными, отражающими в проявлении рудогенеза верхние структурные этажи и, возможно, связанными с элементами регенерации в периодах активизации палеогенового и миоплиоценового магматизма. Все рудные поля пространственно приурочены к центральной части офиолитового пояса (бассейн рр. Тертерчай и Тутхунчай), а Зод-Соютлу и Агдуздагское располагаются в пределах Мровдаг-Зодского поперечного поднятия (Шихалибейли, 1981).

Рудоконтролирующей системой, способствующей формированию золоторудных полей, служили глубинные северо-западные разломы раннеальпийского заложения, проходящие вдоль бортов Гейча-Акеринского трога, и северо-восточные последующие расколы доальпийского фундамента, стадийно оживленные в процессе альпийской тектономагматической активизации. К ним приурочены гидротермально-измененные зоны и образования типа лиственитов с вкрапленностью пирита и арсенопирита, содержащие золото, а также более позднее золото-теллуридное оруденение (Сулейманов, 1982).

Золото в рудах представлено двумя типами: в виде свободных частичек в ассоциации кварца с сульфидами и в тонкодисперсном состоянии – в пирите, арсенопирите, полисульфидах и теллуридах. Стадийность проявления оруденения в пределах рудных полей различна, что, вероятно, связано с интенсивностью гранитоидного магматизма, а также степенью раздробленности и метасоматического преобразования субстрата.

Исследуя соотношения параметров распределения среднего содержания золота и показателей вариаций (табл.2), можно констатировать, что для всех изученных разностей пород характерны как первоначально одинаково низкие, так и экстремально высокие значения содержаний золота. Если первый фактор является их исходным параметром, то второй отражает обогащенность в гидротермально-измененной зоне. Самые высокие концентрации золота отмечены в амфиболизированных габбро ($К_Н^{Au}$=16) и в сульфидизированных кварц-лиственитах ($К_Н^{Au}$>70). Все это свидетельствует о накоплении металла во флюидизированных остаточных расплавах базальтоидных и кислых магм.

Параметры вариаций для риодацитов Агдуздагского и гранодиоритов Тутхунского полей, колеблющиеся в интервалах 30-60% и 20-67%, по сравнению с таковыми для габброидов и перидотитов Зод-Соютлинского поля (20-30% и 27-47%), отражают признаки большей однородности последних в пространственном распределении золота (табл. 3).

Суммируя результаты исследований, можно отметить:

– распределение золота в перидотитах, троктолитах и габбро происходит по нормальному, а в гранитоидах – по сложному законам;

– в перидотитах и габбро по величине факторных нагрузок и характеру корреляционной связи наблюдается разделение элементов на две близкие группы, характерные для фемических и салических минералов, отражающие общность составов магматических расплавов и условий их кристаллизации;

– в перидотитах золото имеет корреляционные связи и обнаруживает тенденцию к накопле-

нию в процессе метаморфизма, а в габброидах такие связи отсутствуют, и наблюдается тенденция к разубоживанию; в гранитоидах золото – также без указанных связей, однако с тенденцией к накоплению (рис.3, 4);

– устанавливается большая стабильность в распределении золота в габбро-перидотитах (V=20-47%) по сравнению с гранитоидами;

– в перидотитах и гранодиоритах при одинаковых изначально низких содержаниях золота выявлена общая тенденция к его накоплению, что не исключает возможности их совместного участия в процессе концентрации.

Зод-Соютлинское золоторудное поле в Гейча-Акеринской зоне сложено вулканогенными, осадочными, интрузивными, а также метаморфическими образованиями, возраст последних – от докембрия до мела. Представлены метаморфическими сланцами, амфиболитами, горнблендитами, кварцевыми – слюдистыми и серицитовыми сланцами. Возраст в объеме единой эффузивно-радиоляритовой серии – коньяк-сантонский. Это в основном крупная Зод-Тутхунская группа разломов, формирующих Зодское месторождение, сопровождающихся поясами субвулканических даек и штоков эоценового и миоценового возраста. Разломы фиксируются серией северо-западных и близмеридиональных нарушений, которым сопутствуют дробление и рассланцевание.

Золотоносные образования представлены кварц-карбонатными метасоматитами – лиственитами, лиственитоподобными породами в виде жил, линзо-жил, штоков длиною от нескольких десятков метров до нескольких километров.

Рудовмещающие линейные зоны Зодского месторождения сложены апосерпентинитовыми тальк-карбонатными и апогаббровыми аргиллизированными метаморфитами; золото в рудах представлено как крупнодисперсными свободными частицами, так и тонкодисперсными выделениями в полях сульфидов.

Тутхунская габбро-диорит-гранодиоритовая формация Гейча-Акеринской зоны, расположенная в центральной части Малого Кавказа в пределах мезозойского офиолитового комплекса, объединяет Тутхунскую группу интрузивов – Газыханлычай (3,0 км^2) (возраст 43-44 млн.лет, средний эоцен), Гызылитан-Заркулинский (4,5 км^2) и Гарасу-Агджакендский (3,0 км^2). Данные интрузивы, согласно авторам, являются лишь относительно приподнятыми частями единого крупного массива. По геофизическим данным с Тутхунской группой интрузивов совпадает отчетливая положительная локальная аномалия гравитационного поля, интерпретируемая как поднятие поверхности фундамента. Учитывая наличие габброидных пород в составе Тутхунских интрузивов, предполагается существование в этом районе крупных тел основного состава (Кашкай и др., 1967).

Вмещающими породами интрузивных массивов являются осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы верхнего мела и среднего эоцена.

Таблица 3

Содержание золота (в мг/т) в породах золоторудных полей офиолитового пояса Малого Кавказа

№№ Nп	Породы рудных полей	X_{min} - X_{max}	$X_{ср}$	V%	K_H^{Au}
1	**Агдуздаг**				
	андезит, андезидацит	1.5-10.0	5.03	66.05	1.0
2	риолит, риодацит	1.3-3.0	1.80	29.55	0.36
	Тутхун				
3	субщелочное габбро	5.0-12.0	8.50	39.20	1.7
4	кварцевый монцонит	5.0-7.0	6.0	21.00	1.20
5	гранодиорит	5.0-36.0	11.50	67.00	2.20
6	гранит-порфир	1.0-15.0	7.0	25.0	1.50
	Зод-Соютлу				
7	толеит	5.3-17.5	10.0	25.60	2.00
8	субщелочной базальт	45.0-106.8	89.00	29.20	17.80
9	троктолит	5.00-9.3	6.0	24.40	1.20
10	габбро-норит	8.2-17.8	12.00	20.00	2.40
11	габбро амфиболизир.	65.0-98.6	80.0	21.00	16.00
12	перидотит сульфидизир.	21.8-65.3	46.40	34.90	9.28
13	перидотит серпентинизир.-50% перидо-	8.5-15.2	12.00	26.70	2.40
14	тит серпентинизир.-80%	0.6-4.0	2.00	30.10	0.40
15	перидотит серпентинизир.-100%	0.2-1.3	1.00	47.30	0.20

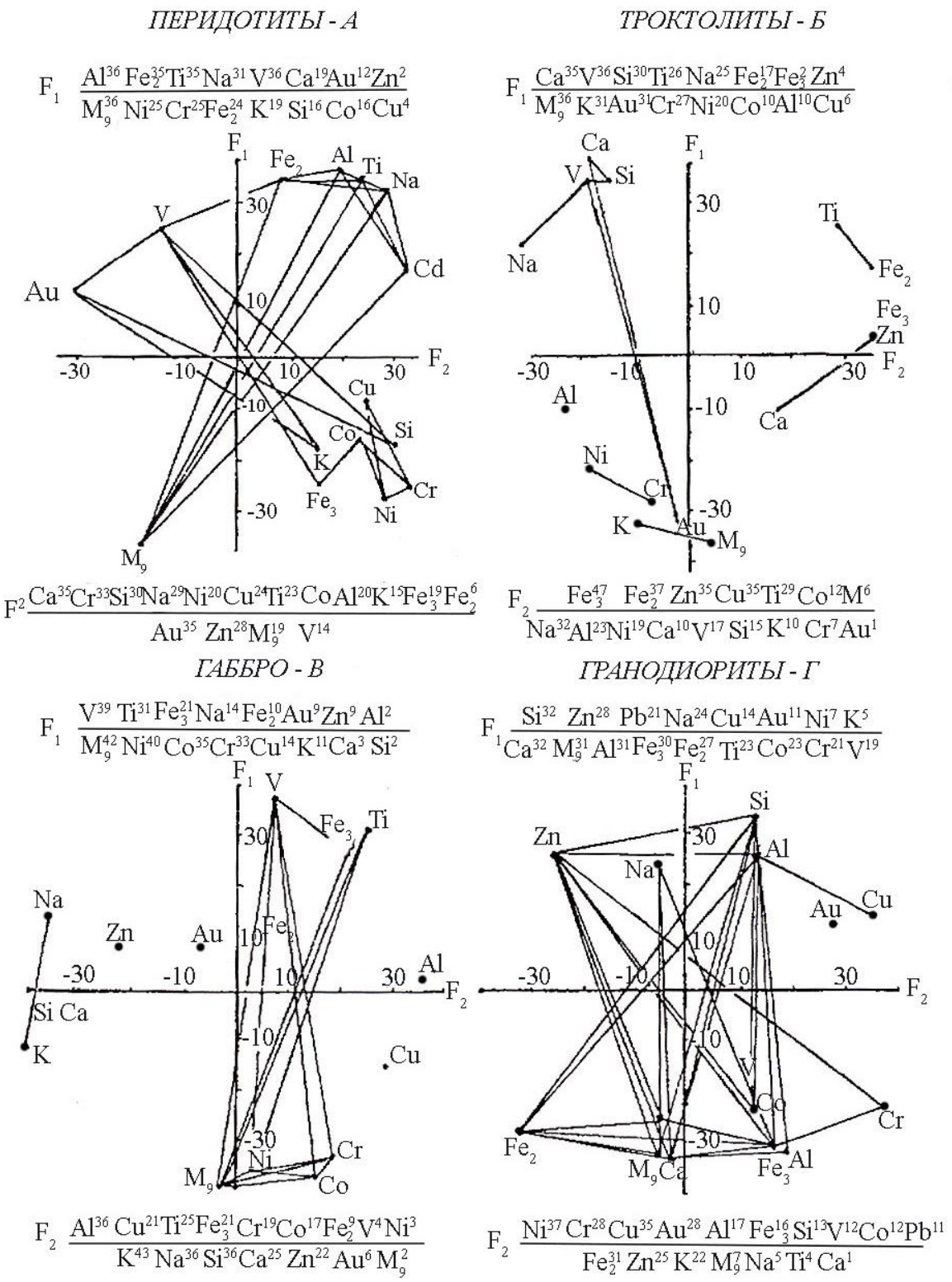


Рис. 3. Распределение редких элементов в фациях гипербазитового комплекса (Исмаил-заде и др., 2008)

Для интрузивной формации устанавливаются две фазы деятельности:

I – габброиды: габбро, габбромонцониты, габбродиориты, диориты;

II – гранитоиды: кварцевые диориты, тоналиты, банатиты, монцониты, гранодиориты, граниты.

В приконтактовой полосе габброидов и гранитоидов отмечаются катаклаз, биотитизация и рассланцевание первых, а также альбитизация, серицитизация, соссюритизация плагиоклазов и амфиболизация, уралитизация пироксенов в габброидах.

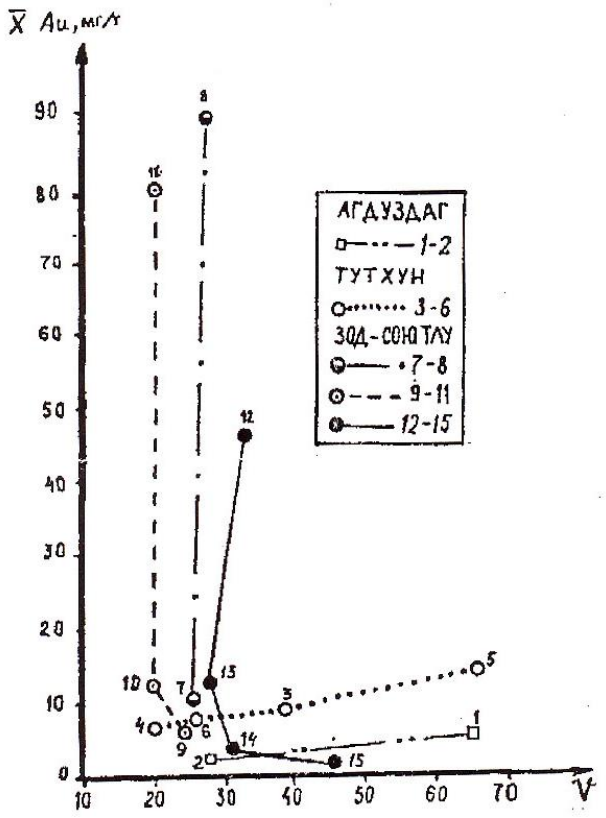


Рис. 4. Распределение золота в золоторудных формациях Гейча-Акеринской зоны (Исмаил-заде и др., 2008)

В составе формации отчетливо выделяются две группы пород; производные двух разных типов магм при отсутствии единого дифференцированного ряда. Пиритизированные и неизмененные габброиды являются производными слабодифференцированной толеитовой, а гранитоиды и породы дайковых образований – известково-щелочной магмы. Золото в габброидах коррелируется с элементами мантийной группы – Mg, Fe, что может отражать общность их привноса из мантии в процессе рудоотложения. Эта связь в гранитоидах интрузивной и дайковой формаций отрицательна, и, видимо, повышенное содержание в них золота связано с коровым происхождением.

Однако необходимо отметить, что несмотря на установленные по петролого-геохимическим данным существенные различия между габброидами и гранитоидами, для обоих типов пород интрузивов наблюдаются повышенные содержания в них золота.

Крупным золотоносным участком является Агдуздаг-Кетидагская зона, расположенная в полосе тектонического нарушения близмеридионального направления, в которой локализованы кварцевые жилы.

Анализ парагенезиса жильных и рудных минералов и характера вертикальной зональности позволил установить вертикальный размах оруденения в 400-500 м. На поверхности обнажены самые верхние части рудных тел Кетидага, что позволяет ожидать на глубине наличие промышленного оруденения (Агдуздаг).

Агдуздагское золоторудное поле сложено комплексом палеогеновых и неогеновых образований. В основании Агдуздагского рудного поля лежит мощная толща вулканогенных образований андезитового состава. Они занимают восточную часть рудного поля, а западная сложена неогеновыми породами Кетидагской вулканической постройки. По Г.И.Аллахвердиеву (1967), роговообманковые андезиты Кетидага относятся к субвулканическим образованиям миоплиоценового возраста.

Вежналинское месторождение

Расположено в ЮВ части Малого Кавказа на стыке Зангезурского антиклинория с Гафанским брахиантиклинорием, разобщенных Хуступ-Гирратагским разломом.

В геологическом строении принимают участие лаво-пирокластические образования титон-средневалланжинского и карбонатно-терригенные отложения готтерив-барремского возраста.

Рудные зоны – гидротермально-измененные окварцованные, карбонатизированные, каолинизированные породы.

Выделяются следующие типы рудных тел:

кварцево-сульфидные жильные, кварц-карбонатно-сульфидные жильные, минерализованные зоны хлоритизированных, пиритизированных пород с раздробленным кварцем, руды – окисленные и сульфидные.

Плутоно-гидротермальный тип золоторудных месторождений

Данный генетический тип формирования золоторудных месторождений установлен в Ордубадской структурно-формационной зоне в процессе зарождения малого океанического бассейна Мезотетис в зоне сопряжения Закавказского массива Малого Кавказа с северной Нахчыванской окраиной Гондванской плиты по Мисхана-Зангезурской сутуре. На активных окраинах данного бассейна возникли симметричные по составам палеогеновые вулканоплутонические формации (северная Кяльбаджарская и южная Ордубадская) известково-щелочного типа: базальт-андезит-дацит-риолитовые с габбро-гранитовыми, габбро-монцонитовыми плутоническими (Ордубадский и Далидагский) комплексами и субщелочные трахибазальт-латит-трахиандезитовые и трахириолитовые формации. Данные вулканоплутонические фор-

мации по комплексу структурно-формационной позиции (активные континентальные окраины), вещественному составу (островодужный дифференцированный тип магматизма) и увеличению при этом щелочности по мере удаления от основной Лок-Гарабагской зоны соответствуют палеоген-неогеновому периоду многоступенчатого проявления задугового растяжения в процессе активизации континентальной окраины.

С данным генетическим типом связаны неогеновые интрузивные массивы Ордубадской зоны, сформировавшие золото-кварц-сульфидные месторождения или проявления (Мунундере, Пьязбаши, Шекердере), возникшие в процессе зарождения малого Зангезурского океанического бассейна Мезотетис.

Роль серпентинизированных гипербазитов в формировании золоторудных месторождений

О генезисе золоторудного оруденения в офиолитах у исследователей нет единого мнения. Согласно одним авторам (Леонов и др., 2007), золотое оруденение связано с молодыми гранитоидами, по данным других (Коробейников, Миронов, 1992) – с гидротермально-метасоматическими процессами или же находится в парагенетической связи с габбро-плагиогранитовыми интрузивами. Имеющиеся предварительные данные не исключают участия в этом процессе верхнеэоцен-олигоценовых гранитоидов или мио-плиоценовых субвулканических образований риодацитов (Сулейманов, 1982), однако не отрицают и возможную роль базит-гипербазитов.

Несоизмеримая с гранитоидами масштабность проявления базит-гипербазитового комплекса при почти равных кларковых содержаниях золота (в дунитах – 5,0 мг/т, а в гранитах – 4,5 мг/т по А.П.Виноградову) заставляет задуматься над проблемой – "Где же золото гипербазитов?" – и выявить роль базит-гипербазитового комплекса в формировании золоторудных месторождений.

Отличительной особенностью формирования золоторудных месторождений Малого Кавказа является их приуроченность:

– в Лок-Гарабагской зоне к островодужной системе, представленной фронтальной частью зрелой юрского периода островной дуги, с участием палеозойской гипербазитовой пластины;

– в Гейча-Акеринской – Зод-Соютлинской и Тутхун-Агдуздаг–Кетидагской зонам золоторудных групп при исключительной роли задугового спрединга, сформировавшего мезозойский океанический бассейн;

– в Ордубадской группе ведущая роль также связана с формированием в палеогене нового задугового спрединга с аналогичными вулканоплутоническими комплексами, способствовавшими золотоносности вторичных кварцитов в обрамлении плутона, а затем в процессе взаимодействия гидротерм Ордубадского плутона с мезозойской офиолитовой пластиной (фрагментарно установленной ныне в теле плутона), образованием золотоносных жил.

О возможном наличии на Малом Кавказе в Гейча-Акеринской зоне, кроме известной мезозойской аллохтонной, также и палеозойской гипербазитовой пластин упоминалось ранее (Гасанов, 1985):

– под байосским вулканогенным комплексом (в районе с. Новосаратовка);

– в составе меланжа Гейча-Акеринской зоны помимо габбро-гипербазитов и эффузивно-радиоляритовой серии обнаружено присутствие габбро-диабазов, диабазов и андезитовых порфиритов, представляющих фрагменты древней домезозойской (палеозойской) континентальной коры в современной структуре серпентинитового меланжа;

– отмечены многочисленные глыбы слабо мраморизованных среднедевонских ранне- и позднеэйфельских известняков;

– в пределах Гадрутского синклинория буровыми работами на глубине 58 м обнаружено восточное продолжение Кяльбаджарской мезозойской офиолитовой зоны (вскрыты олистолиты с обломками гипербазитов), ниже в интервале 125-187 м подсечены серпентенизированные дуниты и серпентиниты;

– по данным комплексных геофизических исследований по выделяемым гравитационным и магнитным уступам наблюдается «несовпадение северной геологической границы мезозойского офиолитового пояса с геофизической границей, удаленной на 4-5 км севернее погруженного офиолитового пояса», отсюда следует заключение, что магнитные и гравитационные уступы отражают не современные выходы ультраосновных тел, а более крупные и большие по размерам тела, залегающие в более глубоких горизонтах земной коры, севернее существующих выходов протрузий (Гасанов, 1985);

– в Мисхана-Зангезурской зоне отмечаются выходы Арагацского офиолитового комплекса палеозойского возраста в тектоническом контакте с мезозойскими вулканогенными комплексами, аналогичными по составу мезозойским вулканитам Лок-Гарабагской зоны в составе Закавказского массива. Данное явление еще раз подтверждает возможность наличия палеозой-

ской ультраосновной пластины под мезозойским комплексом.

Таким образом, все вышеизложенное приводит нас к выводу, что кроме мезозойской аллохтонной ультраосновной пластины в современной структуре региона расположена также ультраосновная палеозойская (?) пластина, перекрытая структурами Сомхито-Агдамской зоны.

Обсуждение результатов

В сегодняшней интерпретации геотектонического положения Закавказского массива отмечается: «основание Закавказского массива сложено метаморфическими породами консолидированной коры докембрийского возраста». Южнее находится Нахчыванский блок с платформенным разрезом (недислоцированным) гондванского типа (Белов, 1976; 1981).

Основу структурных зон Закавказского массива Малого Кавказа составляют фрагменты краевой части гондванской платформы с докембрийской консолидированной корой. Поверх последней на протяжении последующей альпийской истории развития залегающий на ней вендпалеозойский – триасовый чехол был раздроблен и подвергся неоднократным переработкам. Согласно авторам, структура области в целом и составляющие ее элементы были сформированы в альпийскую эпоху (Леонов и др., 2007; Рустамов, 2012). По-видимому, они связаны с субдукционной системой Лок-Гарабагской зоны, осложненной в раннем мелу в Гейча-Акеринской зоне задуговым спредингом, а в позднем мелу – формированием островодужного комплекса в процессе последовавшей субдукции меланократовой океанической коры в полосе сопряжения Гейча-Акеринской зоны с комплексом Кяльбаджар-Лачинской подзоны (Тутхунская группа).

К золото-сульфидно-кварцевой формации относятся также комплексные золоторудные месторождения на ЮЗ обрамлении Мегри-Ордубадского гранитоидного массива, обусловленные зарождением нового палеогенового окна – задугового спрединга. Участие в магмо- и рудогенезе ультрабазитовых пород подтверждается наличием в теле Ордубадского батолита крупных фрагментов ультрабазитовых пород, а также развитием в районе с. Килит проявлений с минеральной ассоциацией Co, Ni и Au, т.е. сидерофильных мантийных элементов, характерных для пород гипербазитовой формации (Махмудов и др., 1977). В них, наряду с золотом, в значительных количествах появляются Cu и Mo (Парагачай-Пьязбашинское рудное поле), Pb и Zn (Мунундере). Кроме того, ультрабазиты установлены в Вединском районе на ЮЗ Севана. По мере удаления на ЮЗ от Ордубадского разлома в рудных телах относительно высокотемпературная Cu-Mo (с золотом) ассоциация последовательно замещается более низкотемпературной золото-полиметаллической. Зональность проявлена и в околорудных изменениях вмещающих пород – от серицитизации и окварцевания вблизи контакта с интрузивом до пропилитизации и каолинизации в удалении от него.

В геологической литературе укоренилось мнение, что в зонах развития офиолитов золоторудные месторождения связаны с наложенным источником оруденения в процессе активизации крупных разломов по более древним ультраосновным и габброидным интрузивам (Сулейманов, 1982).

Исследуемые золоторудные месторождения представляют собой «месторождение в месторождении», т.е. первая стадия выражена формированием метасоматизированного пояса с золоторудной минерализацией, связанной с флюидами и тепловой энергией гибридно-зародившегося интрузивного комплекса, а вторая стадия – собственно гидротермально-измененные зоны с жильным кварц-золоторудно-сульфидным оруденением со значительно высоким содержанием золота.

Необходимо отметить, что формирование рудно-магматических с золотом систем в океанических бассейнах Палеотетиса и Малокавказского Мезотетиса происходило на фоне офиолитовых пластин, несомненно, повлиявших на процессы гибридизма и рудообразования.

Золотое оруденение связано с прохождением поздних относительно бедных золотом кислых фаций гранитоидных интрузивов (риолитов и дацитов), насыщенных водно-газовыми флюидами хлора и серы через серпентинизированный комплекс гипербазитов, содержащих тонкодисперсное золото, что приводит к образованию водорастворимых хлоридных и сульфидных комплексов золота – ($Au^o + Cl^- \rightarrow [AuCl_2]^-$) дихлорида и ($Au^o+H_2S\rightarrow[AuHS]_2^-+H^+$) гидросульфида золота при последовательном перераспределении золота из дегидратированной ультраосновной породы во флюид, что способствовало его концентрации в гидротермально-измененных зонах вплоть до формирования рудных месторождений.

Рудообразующий флюид, с которым связаны гидротермальная активность интрузивов и гидротермальное оруденение, обособляется в процессе кристаллизации богатых водой магматических расплавов (Бортников, 2006). Роль последних в этом процессе выполняли пластины

палеозойских и мезозойских офиолитов при замыкании океанических бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса. Многоактное плавление, исходным субстратом которого служили корово-мантийные надсубдукционные интрузивы и продукты серпентинизации ультрабазитовых тел, обусловили скопление золота во флюидных их фазах.

Выводы

Таким образом, можно предположить, что генетическими типами золотоносных руд островодужных продуктивных массивов Малого Кавказа, рассматриваемых по фазам тектономагматических активизаций, являются:

Колчеданный полигенно-полихронный, новокиммерийская фаза J_3- K_1

– **Лок-Гарабагская зона** – начало конвергенции ЕА и АА плит; раннебайосская обдукция палеозойской меланократовой океанической плиты на консолидированное основание Лок-Гарабагской зоны; смена в бате обдукции субдукцией с формированием дифференцированного вулканоплутонического комплекса; палингенное плавление мантийно-коровых надсубдукционных интрузивов, формирующих рудоносность вторичных кварцитов; промышленно-значимое оруденение же связано с гидротермальной фазой образующихся гибридных диоритов, с которыми обычно ассоциируется золотое оруденение.

Гидротермально-метаморфогенный в гипербазитах, австрийская фаза K_1-K_2

– **Гейча-Акеринская зона** – перемещение обдуцированной палеозойской аллохтонной пластины в Гейча-Акеринскую зону, сопровождаемое в процессе развития островодужной системы формированием раннемелового задугового спрединга, приведшего к тектоническому ее меланжированию; возникшая позиция в зоне соответствует по структурным и вещественным индикаторным данным зонам дуговых растяжений, в которых наблюдается процесс взаимодействия золотоносных кислых флюидных фаз меловых гранитоидов с тонкодисперсным золотом, возникшим в процессе дегидратации палеозойских гипербазитов.

Плутоно-гидротермальный, пиренейская фаза P_2- P_3

– **Ордубадская зона** – в южной части Малого Кавказа в возникшем позднемеловом малом океаническом окраинно-континентального типа океаническом бассейне с палеоген-неогеновыми вулканоплутоническими комплексами базальт-андезит-дацит-риолитового ряда вулканитов и габбро-габбромонцонит-монцодиорит-граносиенит-гранитного состава плутонами золотоносность связана со вторичными кварцитами и гидротермальными кварцевыми жилами Далидагского и Мегри-Ордубадского батолитов.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод, что в процессе длительного проявления тектономагматических активизаций в структурных зонах Малокавказского сегмента мезозой-кайнозойского андезитового островодужного комплекса с эволюционно проявленными многостадийными задуговыми спрединга-ми в формировании золоторудных узлов рудных полей наблюдается единый принцип, выраженный взаимодействием поздних кислых флюидных золотосодержащих фаз корово-мантийных надсубдукционных интрузивов с золотом, экстрагированным из серпентинизированных гипербазитов субдуцированных пластин океанических бассейнов; процессы многократного плавления и перераспределения золота из породы во флюид способствовали их концентрации и образованию золоторудных скоплений.

Авторы выражают благодарность руководителю «АзерГолд ЗАО» Ибрагимову Закиру Заур оглу за финансовую поддержку при выполнении данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

Аллахвердиев Г.И. Геологическое строение и история тектонического развития Кельбаджарской наложенной мульды. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Баку, 1967, 40 с.

Баба-заде В.М., Мусаев Ш.Д., Насибов Т.Н., Рамазанов В.Г. Золото Азербайджана. Азербайджанская Национальная энциклопедия. Баку, 2003, 342 с.

Белов А.А. Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе Средиземноморского пояса. В кн.: Тектоническая и структурная геология. Наука. Москва, 1976, 32 с.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. Тр. ГИНа. В. 347, Москва, 1981, 210 с.

Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических систе-

REFERENCES

Allakhverdiyev G.I. Geological structure and history of tectonic development of Kalbajar superimposed pit. Abstract of dissertation for doctor of geological mineralogical sciences, Baku, 1967, 40 p. (in Russian).

Baba-zadeh V.M., Musayev Sh. D., Nasibov T.N., Ramazanov V.G. Gold of Azerbaijan. Azerbaijan National Encyclopedia. Baku, 2003, 342 p. (in Russian).

Belov A.A. The Boundary of Gondwana and Eurasia and the suture of Paleothetis in Caucasian sector of Mediterranean belt. In: Tectonic and structural Geology. Nauka. Moscow, 1976, 32 p. (in Russian).

Belov A.A. Tectonic development of Alpine folded area in Paleozoic. Proceedings GIN AS USSR. V. 347, Moscow, 1981, 210 p. (in Russian).

Bortnikov N.S. Geochemistry and origin of ore forming fluids in

мах в тектонически активных зонах. Геология руд. месторождений, В. 48, № 1, 2006, с. 3-28.
Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. Недра. Москва, 1985, 240 с.
Гусейнов Д.А. Рудоносность субвулканических образований Гызылбулагского рудного поля. Автореф. канд. дисс. Баку, 2005, 25 с.
Исмаил-Заде А.Д. Биполярная сопряженность вулканоплутонических и офиолитовых поясов на Кавказе. Изв. НАНА. Науки о земле, № 1, 2009, с. 40-53.
Исмаил-Заде А.Д., Емельянова Е.Н., Велиев З.А., Лятифова Е.Н. Проблемы металлогении Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв.НАНА. Науки о Земле, № 1, 2008, с. 55-66.
Кашкай М.А. Петрология и металлогения Дашкесана. Недра. Москва, 1965, с. 323-340.
Кашкай М.А., Алиев В.И., Мамедов А.И. и др. Петрология и металлогения магматических формаций бассейна р. Тутхун. Кельбаджарский район Азербайджанской ССР. Изд. АН Аз. ССР. Баку, 1967, 228 с.
Керимов Г.И. Петрология и рудоносность Гедабейского рудного узла, Азерб. ССР. Изд-во АН Азерб. ССР. Баку, 1963, 219 с.
Керимов Г.И., Селимханов Н.М. Вторичные кварциты. В кн.: Геология Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР. Баку, 1957, с. 275-291.
Коробейников А.Ф., Миронов А.Г. Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. Наука. Новосибирск, 1992, 216 с.
Леонов А.П. и др. Консолидированная кора Кавказа. Недра. Москва, 2007, с. 227-252.
Махмудов А.И., Гаджиев Т.Г., Зейналов М.Б. Медно-кобальт-никелевые сульфидные минералы Кетамского месторождения (Малый Кавказ). Ore-forming processes and mineral deposits (Bulgarian academy of sciences). Sofia, 7, 1977, с. 57-70.
Мустафаев, Г.В. Мезозойские гранитоидные формации Азербайджана и особенности их металлогении. Элм. Баку, 1977, 234 с.
Рустамов М.И. Модель корней офиолитов в геодинамической эволюции Мезотетиса Малого Кавказа. Изв. НАНА. Науки о Земле, № 2, 2012, с. 3-21.
Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротаев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 1999, 622 с.
Сулейманов Э.С. Золоторудные формации Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Элм. Баку, 1982, 282 с.
Шихалибейли Э.Ш. Основные черты истории тектонического развития Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, № 2, 1981, с. 14-23; 43-55.

hydrothermal-magmatic systems in tectonically active zones. Geology of ore fields. V. 48, № 1, 2006, pp. 3-28 (in Russian).
Hasanov T.Ab. Ophiolites of Lesser Caucasus. Nedra. Moscow, 1985, 240 p. (in Russian).
Huseynov D.A. Ore bearing of subvolcanic formations of Gizilbulag ore field. Abstract of PhD Thesis. Baku, 2005, 25 p. (in Russian).
Ismayil-zadeh A.D. Bipolar conjugation of volcano-plutonic and ophiolitic belts in Caucasus. Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 1, 2009, pp. 40-53 (in Russian).
Ismayil-zadeh A.D., Yemelyanova Y.N., Valiyev Z.A., Latifova E.N. Problems of Metallogeny of Sevan-Akera zone of Lesser Caucasus. Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 1, 2008, pp. 55-66 (in Russian).
Kashkai M.A. Petrology and metallogeny of Dashkesan. Moscow, 1965, pp. 323-340 (in Russian).
Kashkai M.A., Aliyev V.I., Mammadov A.I. and others. Petrology and metallogeny of magmatic formations of Tutkhun basin. Kalbajar region of Azerbaijan SSR. AN Azerb. SSR. Baku, 1967, 228 p. (in Russian).
Kerimov G.I. Petrology and ore content of Gedabay ore junction. Azerb SSR. AN Azerb. SSR. Baku, 1963, 219 p. (in Russian)
Kerimov G.I., Selimkhanov N.M. Secondary quartzites. Geology of Azerbaijan. AN Azerb. SSR. Baku, 1957, pp. 275-291 (in Russian).
Korobeynikov A.F., Mironov A.G. Geochemistry of gold in endogenic processes and formation conditions of gold bearing fields. Nauka. Novosibirsk, 1992, 216 p. (in Russian).
Leonov A.P. and others. Consolidated crust of Caucasus. Nedra. Moscow, 2007, pp. 227-252 (in Russian).
Makhmudov A.I., Hajiyev T.G., Zeynalov M.B. Copper-cobalt-nickel sulfide minerals of Ketam deposit (Lesser Caucasus). Bulgarian Academy of Sciences. Ore-forming processes and mineral deposits, 7, Sofia, 1977, pp. 57-70.
Mustafayev G.V. Mesozoic granitoid formations of Azerbaijan and peculiarities of its metallogeny. Elm. Baku, 1977, 234 p. (in Russian).
Rustamov M.I. The model of ophiolites root in geodynamical evolution of Lesser Caucasus Mesothethisis. Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 2, 2012, pp. 3-21 (in Russian).
Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Korotayev B.A., Polenov Y.A. Gold deposits of Ural. Yekaterinburg, 1999, 622 p. (in Russian).
Shikhalibeyli E.Sh. 1981. Main characteristics of the of tectonics history development of Azerbaijan. Proceedings of AS of Azerb.SSR. The sciences of Earth series, № 2, 1981, pp. 14-23, pp. 43-55 (in Russian).
Suleymanov E.S. 1982. Gold ore formations of Lesser Caucasus (within the boundaries of Azerbaijan). Elm. Baku, 1982, 282 p. (in Russian).

МАНТИЙНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА (АЗЕРБАЙДЖАН)

Исмаил-Заде А.Д.[1], Мусаев Ш.Д.[2], Велиев З.А.[1]
[1]Институт геологии и геофизики НАНА
AZ1148, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119: arifismail@mail.ru
[2]«АзерГолд ЗАО»
AZ1004, г.Баку, ул. М. Мушфига,2Н

Резюме. Золоторудные месторождения Малого Кавказа приурочены к мезозой-кайнозойским последовательно-дифференцированным вулканоплутоническим формациям, габбродиорит-гранодиорит-гранитные фации которых представляют собой корово-мантийные надсубдукционные образования континентальных окраин островодужного типа. Формирующиеся при этом генетические типы золоторудных месторождений приурочены к трем структурно-формационным зонам: Лок-Гарабагской, Гейча-Акеринской и Ордубадской, возникшим в процессах новокиммерийской (J_3-K_1), австрийской (K_1-K_2) и пиренейской (~~P_2~~-~~P_3~~) фаз тектономагматических активизаций, соответствующих геодинамическим режимам многоактного проявления мантийного диапиризма, обусловивших появления задуговых растяжений (спрединов). Их формирование

начинается базитовыми и совместно с кислыми фациями островодужных комплексов сопровождает формирование единой медно-колчеданно-полиметаллической рудно-магматической системы с золоторудной минерализацией. Палингенное плавление исходного гранитоидного расплава приводит в заключительной фазе к дифференциации риолит-дацитовых разностей, с флюидами которых непосредственно связано гидротермальное золотое оруденение. Последующее его взаимодействие с золотом, экстрагированным из мантийносерпентинизированных пород ультраосновного комплекса океанической коры, в процессе многократного плавления и перераспределения золота из породы во флюид способствует его концентрации и образованию золоторудных скоплений.

Ключевые слова: *задуговой спрединг, геодинамика, классификация, генетические типы золоторудных месторождений*

KİÇİK QAFQAZIN (AZƏRBAYCAN HİSSƏSİ) MEZO-KAYNOZOY YAŞLI QIZIL FİLİZİ FORMASİYALARININ MANTİYALI QIZILLIĞI VƏ TƏSNİFATI

İsmayıl-Zadə A.C.[1], Musayev Ş.D.[2], Vəliyev Z.A.[1]
[1]AMEA Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ1143, Bakı şəh., H.Cavid prosp.,119: arifismail@mail.ru
[2]"AzərGold QSC"
AZ1004, Bakı şəh., M.Müşviq küç., 2H

Xülasə. Kiçik Qafqazın qızıl filizi yataqları mezozoyun ada qövsündəki ardıcıl diferensiallaşmış vulkan-plutonik formasiyasının qabbro-diorit-qranodiorit-qranit fasiyalarının ada qövsü tipli kontinental kənarın qabıq-mantiya subduksiyaüstü əmələgəlmələrindən ibarətdir. Onlar qızıl filizi yataqlarını üç struktur-formasion zonada – mezozoyun Lök-Qarabağ və mezo-kaynozoy yaşlı – gec təbaşirin Göyçə-Həkəri və qövsarxası spredinqlərin çoxaktlı təzahür etmələrinə uyğun olan paleogen-neogen yaşlı Ordubad zonalarında geoloji-genetik tiplər formalaşdırır. Onların formalaşması bazitlərlə başlayır və region üçün vahid qızıl filizi minerallaşmasına malik mis-kolçedan-polimetal filiz-maqmatik sisteminin formalaşmasına səbəb olan, okean qabığında siderofil elementlərin şübhəsiz iştirakı ilə ada qövsləri sistemləri komplekslərinin turş fasiyaları ilə sona çatır. İlkin maqmatik ərintinin palingen əriməsi diferensiasiyanın yekun fazasında hidrotermal qızıl filizləşməsinin birbaşa əlaqədar olduğu flüidlərə malik riolit-dasit müxtəlifliyinin əmələ gəlməsinə səbəb olur. Okean qabığının subduksiya olunan ultraəsasi kompleks süxurlarının serpentinləşməsi zamanı azad olmuş qızılla onun qarşılıqli təsiri, təkrar ərimə prosesində və qızılın süxurdan flüidə keçməsi onun konsentrasiyalaşmasını və qızıl filizi yığımlarının əmələ gəlməsini şərtləndirir.

Açar sözlər*: qövsarxası spredinq, geodinamika, təsnifat, genetik tiplər*

ANAS Transactions Earth Sciences 2 / 2018

Geology and geophysics

http://www.journalesgia.com

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА (МЕЖДУРЕЧЬЕ рр. МАЗЫМЧАЙ И ПИРСААТ)

СТАТЬЯ I – ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Кенгерли Т.Н.[1], Алиев Ф.А.[1], Алиев А.М.[2], Казымова С.Э.[3], Сафаров Р.Т.[1], Вахабов У.Г.[1]

[1]Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1073, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119: tkangarli@gmail.com
[2]Геофизическая экспедиция Национальной геологоразведочной службы
Министерства экологии и минеральных ресурсов
AZ1117, г.Баку, ул.Натаван, 16
[3]Республиканский Центр сейсмологической службы НАН Азербайджана
AZ1001, г.Баку, ул.Н.Рафибейли, 25

CONTEMPORARY STRUCTURE AND ACTIVE TECTONICS OF SOUTHERN SLOPE OF THE GREATER CAUCASUS WITHIN AZERBAIJAN (INTERFLUVES OF MAZYMCHAI AND PIRSAAT RIVERS)

PART I: GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTING

Kangarli T.N.[1], Aliyev F.A.[1], Aliyev A.M.[2], Kazimova S.E.[3], Safarov R.T.[1], Vahabov U.G.[1]
[1]Institute of Geology and Geophysics of ANAS
H. Javid Ave., 119, Baku, Azerbaijan, AZ1143: tkangarli@gmail.com
[2]Geophysical Expedition of National Geological Survey,
Ministry of Ecology and Natural Resources,
Natavan Str., 16, Baku, Azerbaijan, AZ1117
[3]Republican Centre of Seismological Survey, ANAS
N. Rafibeyli Str., 25, Baku, Azerbaijan, AZ1001

Keywords: *Greater Caucasus, tectonic zoning, Alpine cover, autochthone, allochthon, Neo-autochthone, accretionary prism, pseudo-subduction, Pre-Jurassic basement, fault tectonics*

Summary. Tension of the Greater Caucasus lithosphere, located in a zone of pseudo-subduction articulation of the northern and southern Caucasus massifs (tectonic microplates), is the result of penetration of the Arabian indenter into the buffer structures of Eurasian during the continental stage of Alpine tectogenesis (since the end of Miocene). This statement is confirmed by geophysical observation data over the structure and seismodynamic activity of the regional Earth's crust that generally represents an underthrust zone of the southern Caspian microplate's Kakheti-Vandam-Gobustan margin under the Eurasia's southern underside (Scythian-Turanian epi-Hercynian platform), accompanied by heaving and southward advancement of the allochthonous accretionary prism built by structural-material complexes of the Greater Caucasus marginal seaside. This factor determines peculiarities of both surface and deep structure of the orogen, reflected in geological mapping, seismic and electrical prospecting activities, as well as gravitational and magnetometric observations in Azerbaijan. The paper describes the peculatities of the surface and deep geological structure that defines the modern seismic and geodynamic activity.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Введение

Территория Среднего Востока, северной периферии которого отвечает Южный Кавказ, представляет собой коллаж разномасштабных тектонических блоков – Анатолийско-Таврской, Центрально-Иранской, Южно-Кавказской микроплит и более мелких блоков (рис.1), расположенных между Аравийской континентальной

плитой (на юге) и южной кромкой Евразийского континента (на севере). Последние на неотектоническом этапе тектогенеза (с конца миоцена) существуют в режиме коллизионного схождения, что в свою очередь служит причиной исключительной сейсмотектонической активности в регионе (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Ахмедбейли и др., 2002; Геология Азербайджана, 2005; Копп, 1997, 1999; Хаин, 1984, 2001; Хаин и Чехович, 2006; Allen et. al., 2003, 2004; Kangarli, 2012; Philip et. al., 1989, Vincent et. al., 2007). Об этом свидетельствуют часто повторяющиеся сильные и разрушительные землетрясения на территории Турции, Ирана и Кавказского перешейка в реальном времени. Сейсмическая активность этих территорий объясняется интенсивной перестройкой структурного плана со значительными амплитудами современных движений.

В этом плане не является исключением Большой Кавказ, восточный и юго-восточный сегменты которого, в том числе в пределах Азербайджана, характеризуются повышенной сейсмической активностью с периодическим повторением событий с M > 5. Глубинное картирование данной области, проводившееся комплексом геофизических методов на протяжении ряда лет, начиная с 70-х гг. прошлого столетия, в сочетании с материалами геологического изучения поверхностной структуры позволило с достаточной степенью объективности осветить структуру и состав альпийского комплекса, охарактеризовать поведение поверхности доюрского основания и более глубоких поверхностей раздела (вплоть до границы Мохо), проследить коррелятивные взаимосвязи между элементами строения различных уровней земной коры (Геология Азербайджана, 2005; Кенгерли, Ахундов, 1988; Kangarli, 2012).



Рис. 1. Структура Кавказского перешейка. Составил Т.Н. Кенгерли с использованием схемы С.И.Дотдуева (Дотдуев, 1986)
1 – границы области исследования; 2 – местоположение профилей, показанных на рис. 2, 4-7, 9 и 10

Современная структура Большого Кавказа сформировалась в результате горизонтальных движений различных фаз и субфаз альпийского тектогенеза (от позднекиммерийской до валахской) и в целом представляется как область поддвига по Кбаад-Зангинскому нарушению островодужных формаций северной бровки Южно-Кавказской микроплиты под мезо-кайнозойский вещественный комплекс в фациях окраинного моря Большого Кавказа (Баранов и др., 1990; Геология Азербайджана, 2005; Дотдуев, 1986, 1989; Кенгерли, 2005; Kangarli, 1999, 2012; Kangarli et al., 2018a,b). Последний, в свою очередь, перекрыт (пододвинут) образованиями Северо-Кавказской континентальной окраины Скифско-Туранской плиты (эпигерцинской платформы) посредством Главного Кавказского надвига, формируя аккреционную призму, зажатую между указанными нарушениями (рис. 2, 3).

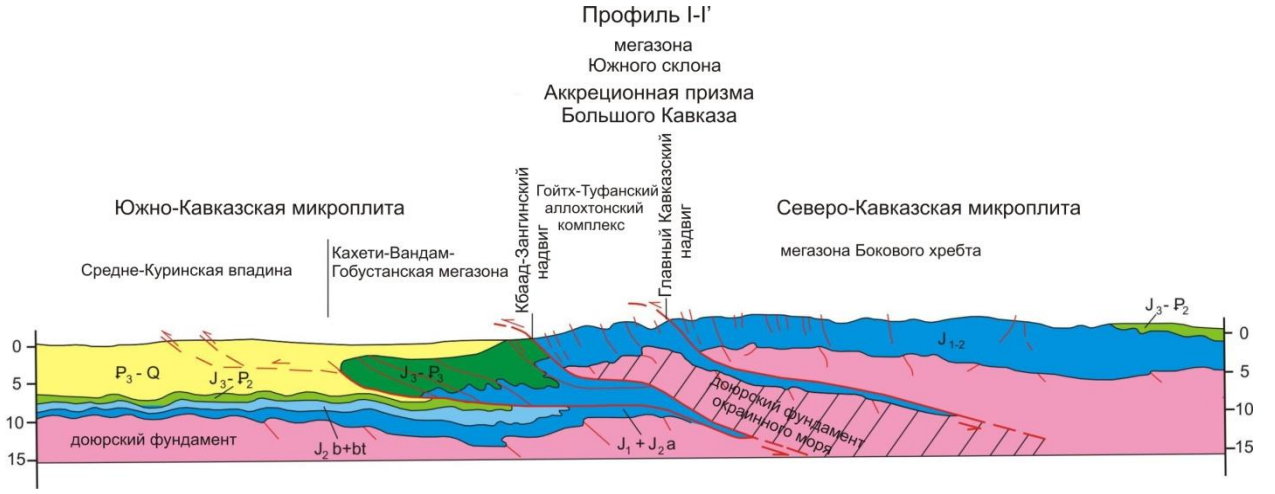


Рис. 2. Трансграничный геологический профиль (I-I' на рис. 1) через Большой Кавказ (пересечение Джейранчёль-Каракойсу) с показом предполагаемого строения на глубине. Составил С.И.Дотдуев (Дотдуев, 1986 – с изменениями)

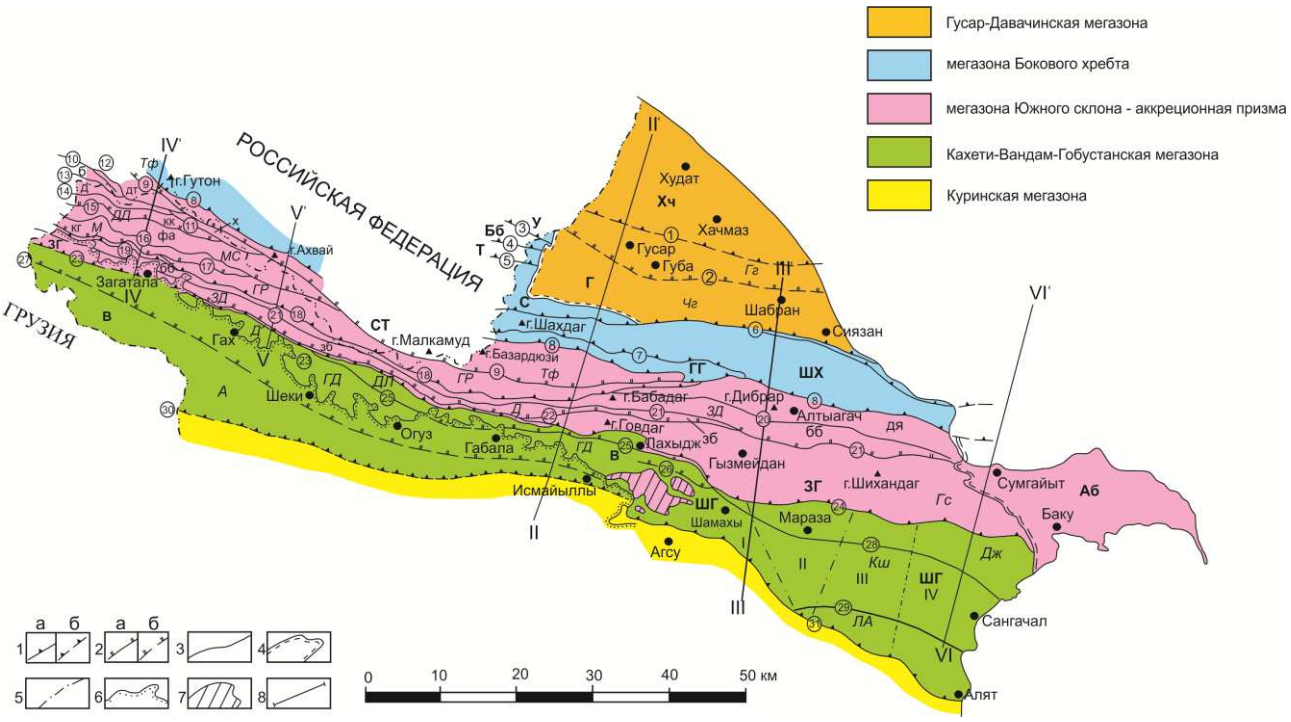


Рис. 3. Тектоническая схема азербайджанской части Большого Кавказа. Составил Т.Н.Кенгерли (Геология Азербайджана, 2005; Кенгерли, 2005)

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 – стратиграфические границы; 5 – условные границы; 6 – граница распространения современных отложений Ганых-Айричайского наложенного прогиба; 7 – Басгальский покров; 8 – местоположение профилей, показанных на рис. 4-7 и 9.

Структуры: Гусар-Давачинская мегазона: зоны: Хч – Хачмазская; Г – Губинская; подзоны: *Гг* – Гасангалинская; *Чг* – Чиляигирская. Мегазона Бокового Хребта: зоны: У – Уллучайская; Бб – Бейбулагская; Т – Таирджальская; С – Судурская; ШХ – Шахдаг-Хызынская; ГГ – Гутон-Гонагкендская. Мегазона Южного склона: зоны: СТ – Сперозa-Туфанская; ЗГ – Загатала-Говдагская; Аб – Абшеронская; подзоны: *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-Гюмбулчайская; дя – Дибрар-Яшминская; бб – Балакян-Бабадагская; зб – Загатала-Буровдалская. Кахети-Вандам-Гобустанская мегазона: зоны: В – Вандамская; ШГ – Шамахы-Гобустанская; подзоны: *ДЛ* – Дашагыл-Лахыджская; *ГД* – Гюллюк-Дадагюняшская; *А* – Айричайская; Дж – Джангичайская; КШ – Кейванди-Шахгаинская; ЛА – Лянгябиз-Алятская; сегменты: I – Шамахинский; II – Сюнди-Маразинский; III – Центрально-Гобустанский; IV – Восточно-Гобустанский.

Разломы: 1 – Имамгулукенд-Хачмазский; 2 – Хазра-Губа-Кючайский; 3 – Ашагымакинский; 4 – Тенди-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 – Кехнамаданский; 16 – Гамзагор-Сарыбашский; 17 – Сувагильский; 18 – Гамарванский; 19 – Мегиканский; 20 – Алтыагачский; 21 – Илису-Аладашский; 22 – Гайнар-Гозлучайский; 23 – Мамрух-Галаджыгский; 24 – Занги-Гараджюзлинский; 25 – Дашагыл-Мюдрисинский; 26 – Мюджинский; 27 – Шамбул-Исмайыллинский; 28 – Ганых-Айричайский; 29 – Аджичай-Алятский

Геолого-тектоническое строение азербайджанской части региона исследовалось с применением известных методов геологического картирования сложно построенных покровно-надвиговых структур в сочетании с методами глубинного геологического картирования геофизическими методами (КМПВ, МОВ, МОГТ, МОВЗ, МТЗ, ГТЗ, районирование и трансформация геофизических полей), данными глубокого бурения и дистанционного зондирования. Это позволило с достаточной степенью достоверности осветить структуру и состав альпийского комплекса, охарактеризовать поведение поверхности доюрского основания и более глубоких поверхностей раздела, проследить коррелятивные взаимосвязи между элементами строения различных уровней земной коры.

Результативные материалы геолого-геофизических исследований по территории Азербайджана и национальному сектору Каспийской акватории, проведенных в последней четверти прошлого – начале текущего столетия (Кенгерли, 2005, 2006, 2007, 2011; Мамедов, 2008, 2010; Хаин и др., 2007; Kangarli, 1999, 2012; Kangarli et al., 1994, 2018b), свидетельствуют в пользу псевдосубдукционного (континентальная субдукция или С-субдукции) взаимодействия между микроплитами Южного и Северного Кавказа, что послужило

причиной тектонической стратификации альпийских формаций континентального склона, окраинного моря и островной дуги на разномасштабные пластины южной вергентности, объединенные в покровные комплексы.

Поверхностная структура

Северо-Кавказская кромка Скифско-Туранской плиты в структуре Восточного и Юго-Восточного Кавказа представляется аллохтонной покрышкой, а альпийский комплекс северного борта Южно-Кавказской микроплиты – автохтонным (паравтохтонным) основанием аккреционной призмы южного склона горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. Расположенная под этой аккреционной призмой автохтонная подстилка представлена мезо-кайнозойским комплексом северной Кахети-Вандам-Гобустанской окраины (мегазоны) Южно-Кавказской микроплиты, который, в свою очередь, смят и разлинзован на отжатые к югу тектонические пластины, полого перекрывающие северный борт Куринского прогиба по Ганых-Айричай-Алятскому надвигу.

Тектоническая расслоенность аккреционной призмы четко проявлена в структуре азербайджанской части Большого Кавказа, где в различные годы были установлены и описаны разномасштабные и разновозрастные покровные пластины (Воскресенский, 1958; Воскресенский и др., 1963; Вассоевич и Хаин, 1940; Геология Азербайджана, 2005; Исаев и др., 1981; Кенгерли, 2006, 2007, 2011; Мирчинк и Шурыгин, 1972; Шарданов, 1953; Шарданов, Молчанов, 1954; Шурыгин, 1967; Хаин, 1937; Kangarli, 2012; Kangarli et al., 1994, 2018a). Согласно последним обобщениям, они входят в состав пяти покровных комплексов – Тфанский, Сарыбашский, Талачай-Дуруджинский, Загатала-Дибрарский и Говдаг-Сумгайытский (Геология Азербайджана, 2005; Кенгерли, 2006, 2007, 2011; Kangarli, 2012). Эти комплексы в целом отвечают восточным фрагментам трансрегиональных тектонических чешуй, западные сегменты которых закартированы на территории Грузии и Северного Кавказа (Баранов и др., 1990; Вассоевич, 1940; Гамкрелидзе и Гамкрелидзе 1977; Дотдуев, 1986; Панов, 2002). Их положение в структуре региона представлено на тектонической схеме (рис. 3) и синтезированных геолого-геофизических разрезах (рис. 4-7) азербайджанской части Большого Кавказа, а краткая характеристика приведена в таблице 1.

Автохтонный комплекс, северное крыло которого погребено под аккреционной призмой, состоит из мезозой-кайнозойских осадочных и вулканогенных образований, находящихся в сложных взаимоотношениях. В поверхностном строении он представлен двумя структурными зонами: западной Кахети-Вандамской и восточной Шамахы-Гобустанской (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Геология Азербайджана, 2005). Первая из них отвечает краевому поднятию Южно-Кавказской микроплиты – гомологу Гагра-Джавской зоны на Восточном Кавказе. В пределах Азербайджана обнажаются осложненные складчатостью свод и присводовая часть северного крыла поднятия, сложенные образованиями от среднеюрских вулканогенно-осадочных до палеогеновых терригенных; в остальных частях на западе поднятие нивелируется эоплейстоцен-четвертичной континентальной молассой Ганых-Айричайской наложенной депрессии, а на востоке погружается под палеоген Шамахы-Гобустанской зоны. По простиранию на запад, в пределах Кахетии (Восточная Грузия), во фронте аккреционной призмы выступает паравтохтонный пакет тектонических чешуй (рис. 8), образованный отложениями от среднеюрских до эоценовых в «вандамской» фации (Гамкрелидзе и Гамкрелидзе, 1977). При этом Уцера-Павлеурский покров служит продолжением Сарыбашского покровного комплекса Сперозa-Туфанской зоны, а более южные чешуи представляются фрагментами автохтонной подстилки, сорванными со своего основания под воздействием поддвиго-надвигового механизма, действовавшего в зоне псевдосубдукционного погружения северной кромки Южно-Кавказской микроплиты. Далее на запад мезозойский комплекс центральной части и южного крыла аккреционной призмы, а также паравтохтонные чешуи Кахети-Вандамской зоны подвергнуты глубокой дезинтеграции, отступая далеко на север, в результате чего на поверхность выступает нижне-среднеюрский вулканогенно-осадочный комплекс, формирующий здесь нижнюю часть разреза Гагра-Джавской зоны. Его состав и структура, подробно описанные в материалах по геологии Грузии (Дудаури и др., 2004; Топчишвили и др., 2006), дают возможность получить представление о строении погребенного под аккреционной призмой автохтонного комплекса на территории Азербайджана.

Шамахы-Гобустанская зона раскрывается на восточном погружении Кахети-Вандамского мезозойского комплекса и сложена преимущественно глинистыми образованиями палеоген-неогена. Она характеризуется сложным складчато-покровным строением и выражена в поверхностной структуре тремя пакетами надвиговых чешуй, имеющих различные корни (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Геология Азербайджана, 2005; Кенгерли, 2005; Kangarli, 2012). При этом паравтохтонные чешуи северной полосы представля-

ются гомологами паравтохтонного пакета тектонических чешуй Кахетии, выступая во фронте Говдаг-Сумгайытского покровного комплекса аккреционной призмы (см. рис.5).

Аккреционная призма Большого Кавказа находит свое естественное продолжение в пределах Абшеронского полуострова (рис. 9) и Каспийской акватории, участвуя в погребенном состоянии в строении Абшеронского порога, и вероятно, Прибалханской зоны поднятий в Закаспии (Кенгерли, 2011; Клещев и др., 1992; Хаин и др., 2007; Green et al., 2009; Kangarli, 2012). Об этом свидетельствуют результаты последних сейсморазведочных исследований в пределах азербайджанского сектора морской акватории, геологическая интерпретация которых четко отражает процесс межконтинентальной аккреции с пододвиганием (псевдосубдукцией) Южно-Кавказской микроплиты (ей в морской акватории отвечает мегазона Южного Каспия) под эпигерцинскую платформу (рис. 10, 11).

Таблица 1

Характеристика покровных комплексов аккреционной призмы Большого Кавказа

Аллохтон		**Автохтон**		**Неоавтохтон – возраст слагающих пород**	**Фазы покровообразования**	
Покровные комплексы и подкомплексы	**Возраст слагающих пород**	**Структурная приуроченность**	**Возраст слагающих пород (по фазам)**		**Главная**	**Повторные**
Туфанский комплекс (амплитуда – 30-35 км)	Лейас – нижний байос	Сарыбашская зона центральной части мегазоны Южного склона	1 фаза – лейас – нижний байос; 2 фаза – мальм	1 фаза – верхний байос – нижний бат; 2 фаза – неоком	Адыгейская – перед поздним байосом	Андийская – в начале позднего титона
Сарыбашский ком-плекс (амплитуда – 40-45 км), подкомплексы: Джихих-Диндидагский, Мазым-Сарыбашский, Мегиканский, Галал-Рустамбазский	Лейас – нижний бат	Северный борт Вандам-Гобустанской мегазоны	Лейас-байос	Верхний келловей – нижний титон	Чегемская – начало позднего бата	
Талачай-Дуруджинский комплекс (амплитуда – до 30 км), подкомплексы: Талачайский и Дуруджинский	Лейас – аален	Северный борт Вандам-Гобустанской мегазоны	1 фаза – лейас-байос; 2 фаза – верхняя юра – мел	1 фаза – верхний келловей – нижний титон; 2 фаза – мел – нижний палеоцен	Чегемская – начало позднего бата	Ларамийская – граница раннего и позднего палеоцена
Загатала-Дибрарский комплекс (амплитуда – 25-30 км), подкомплексы: Балакян-Бабадагский, Загатала-Буровдалский, Илису-Аладашский	Мальм – сенон	Северный борт Вандам-Гобустанской мегазоны	1 фаза– верхняя юра – мел; 2 фаза – палеоцен – средний миоцен; 3 фаза – палеоцен-миоцен (исключая понт)	Верхний палеоцен – средний миоцен	Ларамийская – граница раннего и позднего палеоцена	1.Штирийская – середина сар-мата; 2.Аттическая – поздний меотис
Говдаг-Сумгайытский комплекс (амплитуда – 20-22 км)	Баррем – миоцен	Северный борт Вандам-Гобустанской мегазоны	1 фаза – палеоцен-миоцен (без понта); 2 фаза (обособление Басгальского покрова) – понт – нижний плиоцен	1 фаза – верхний миоцен (понт) – нижний плиоцен; 2 фаза – верхний плиоцен-плейстоцен	Аттическая – поздний меотис	Роданская – ранний плиоцен (середина века продуктивной толщи)

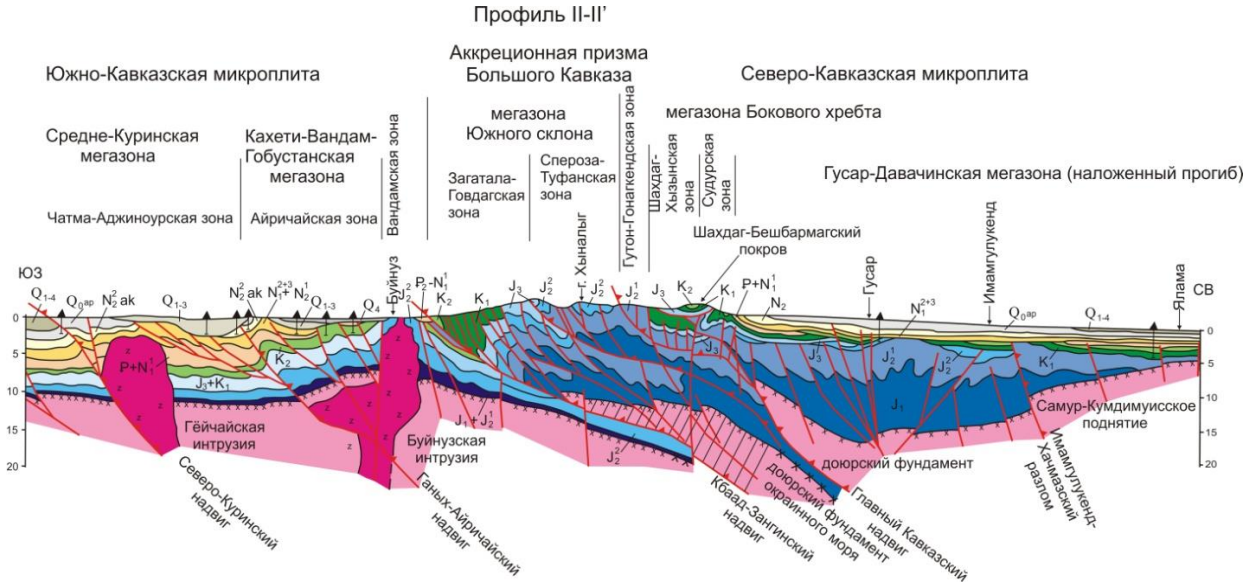


Рис. 4. Синтезированный геолого-геофизический профиль по траверсу Гейчай-Ялама (II-II' на рис. 1 и 3). Составил Т.Н. Кенгерли (Кенгерли, 2007; Kangarli et al., 1994 – с изменениями и дополнениями)

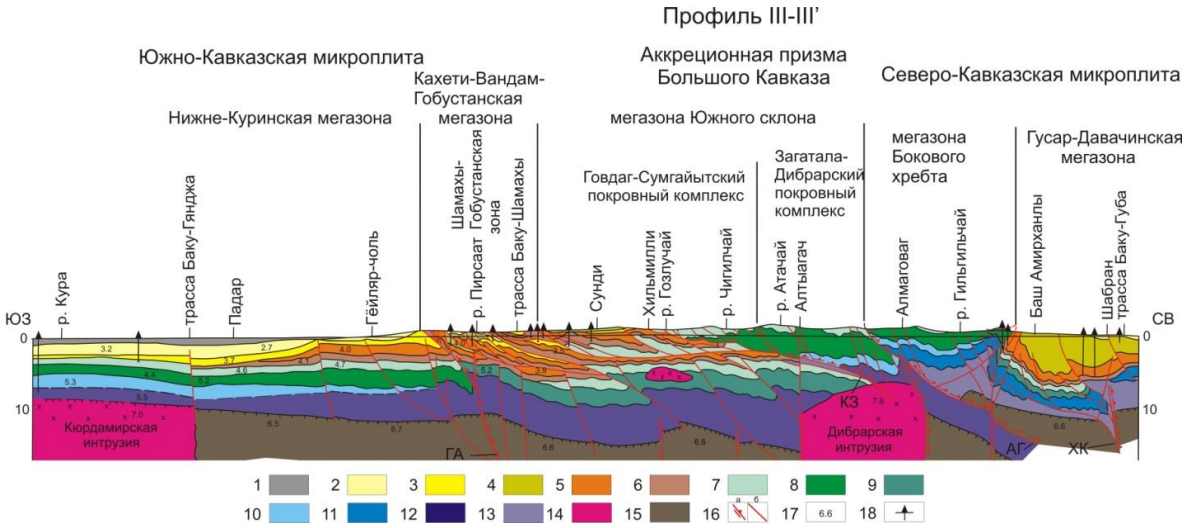


Рис. 5. Синтезированный геолого-геофизический профиль по траверсу Падар-Шабран (III-III' на рис. 1 и 3). Составил Т.Н. Кенгерли (Kangarli et al., 1994 – с изменениями и дополнениями)
1 – плейстоцен-голоцен; 2 – верхний плиоцен – эоплейстоцен (акчагыльский и абшеронский региоярусы); 3 – средний миоцен – нижний плиоцен; 4 – средний-верхний миоцен; 5 – олигоцен – нижний миоцен; 6 – палеоцен-эоцен; 7 – верхний мел; 8 – нижний мел; 9 – верхняя юра и нижний мел; 10 – верхняя юра; 11 – средняя юра; 12 – нижняя и средняя юра; 13 – нижняя юра; 14 – интрузивы; 15 – доюрский фундамент; 16 – разрывы: а – на границах тектонических ступеней консолидированной коры (ХК – Хазра-Кучайский; АГ – Ахты-Нюгяди-Гилязинский (Главный Кавказский); КЗ – Кбаад-Зангинский; ГА – Ганых-Айричай-Алятский); б – прочие; 17 – граничные скорости сейсмических волн; 18 – скважины

Процесс становления складчато-покровной структуры аккреционной призмы Большого Кавказа рассматривается в рамках геодинамических моделей, имеющих в своей основе примат тангенциальных усилий и поддвигово-надвигового механизма при формировании современных орогенов (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Геология Азербайджана …, 2005; Кенгерли, 2011; Хаин, 2001; Kangarli, 2012; Kangarli et al., 2018 a, b), т.е. в непосредственной связи с процессом внутриконтинентальной С-субдукции (псевдосубдукции). Образование покровных комплексов непосредственно приурочено к временному интервалу поздний байос-квартер, отвечающему переходной (поздний аален – средний миоцен) и континентальной (поздний миоцен-квартер) стадиям альпийского этапа геологического развития Кавказа, на которые приходятся позднекиммерийская и последующие фазы тектогенеза (Баранов и др., 1990; Вассоевич, 1940; Гамкрелидзе и Гамкрелидзе 1977; Геология Азербайджана, 2005; Дотдуев, 1986; Кенгерли, 2005; Хаин, 1984; Хаин и Чехович, 2006; Kangarli, 1999, 2012; Kangarli et al., 2018 a, b).

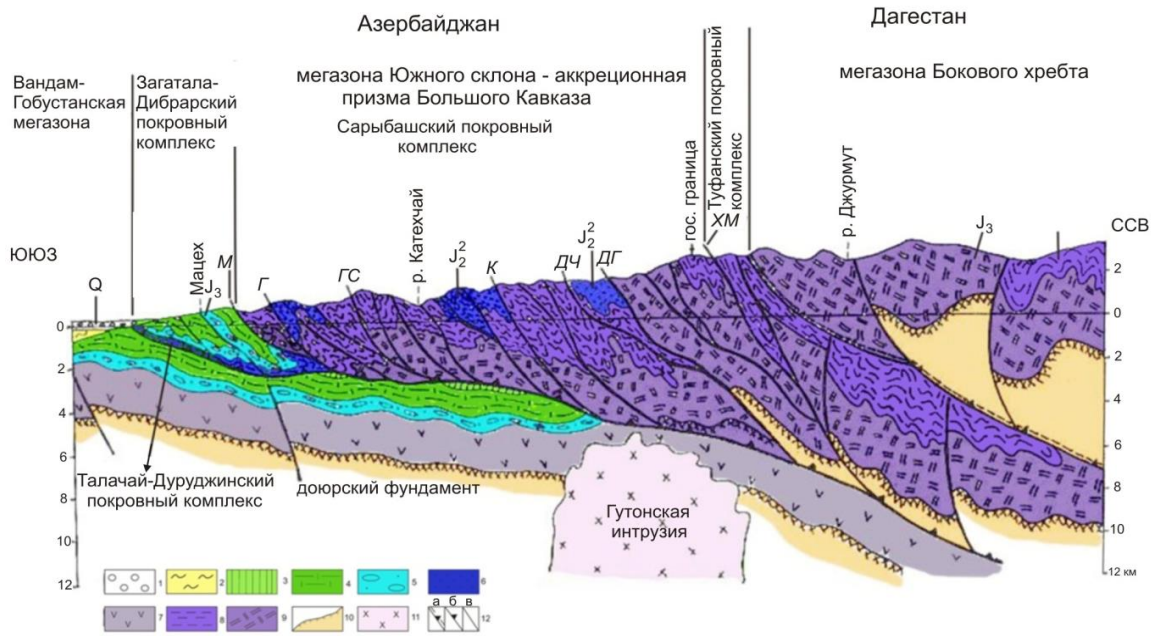


Рис. 6. Синтезированный геолого-геофизический профиль по траверсу Мацех-Джурмут (IV-IV' на рис. 1 и 3). Составил Т.Н.Кенгерли с использованием материалов В.Н.Шолпо (Шолпо, 1964) по дагестанской части профиля (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Kangarli, 2012)

1 – плейстоцен-голоцен; 2 – эоплейстоцен (абшеронский региоярус); 3 – верхний мел; 4 – нижний мел; 5 – верхняя юра; 6 – средняя юра (ааленский ярус); 7 – нижняя – средняя юра (вулканогенно-осадочная формация Вандамской зоны); 8-9 – нижняя юра: 8 – тоарский ярус; 9 – синемюрский и плинсбахский ярусы; 10 – поверхность доюрского основания; 11 – Гутонский интрузив среднего-основного состава (по результатам интерпретации геофизических материалов); 12 – разрывные нарушения: а – Главный Кавказский надвиг; б – Мамрух-Галаджыгский надвиг (фронтальная чешуя Кбаад-Зангинского разлома); в – прочие нарушения, в т.ч. надвиги: М – Мегиканский; Г – Гамарванский; ГС – Гамзагор-Сарыбашский; К – Кёхнамаданский; ДЧ – Джихих-Чугакский; ДГ – Джоахор-Гудурдагский; ХМ – Хурай-Малкамудский

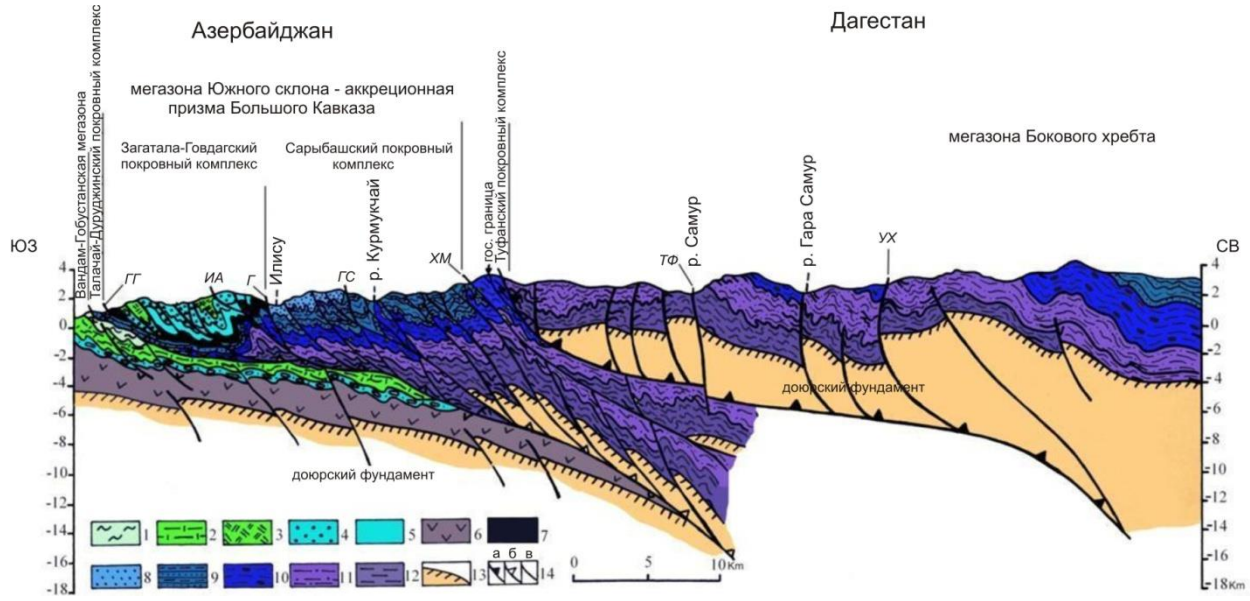


Рис. 7. Синтезированный геолого-геофизический профиль по траверсу Мацех-Джурмут (V-V' на рис. 1 и 3). Составил Т.Н.Кенгерли с использованием материалов В.Н.Шолпо (Шолпо, 1964) по дагестанской части профиля (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Kangarli, 2012)

1 – верхний мел (Вандамская зона); 2 – нижний мел (Вандамская зона); 3 – нижний мел (берриасский и валанжинский ярусы); 4-5 – верхняя юра: 4 – верхний подъярус оксфордского яруса; 5 – нижний подъярус оксфордского яруса; 6 – нижняя-средняя юра (вулканогенно-осадочная формация Вандамской зоны); 7-10 – средняя юра: 7 – келловейский ярус; 8 – верхний подъярус байосского яруса; 9 – нижний подъярус байосского яруса; 10 – ааленский ярус; 11-12 – нижняя юра: 11 – тоарский ярус; 12 – синемюрский и плинсбахский ярусы; 13 – поверхность доюрского основания; 14 – разрывные нарушения: а – Главный Кавказский надвиг; б – Мамрух-Галаджыгский надвиг (фронтальная чешуя Кбаад-Зангинского разлома); в – прочие нарушения, в т.ч. надвиги: ГГ – Гайнар-Гозлучайский; ИА – Илису-Аладашский; Г – Гамарванский; ГС – Гамзагор-Сарыбашский; ХМ – Хурай-Малкамудский; ТФ – Тлягда-Фалфанский; УХ – Урудж-Хновский

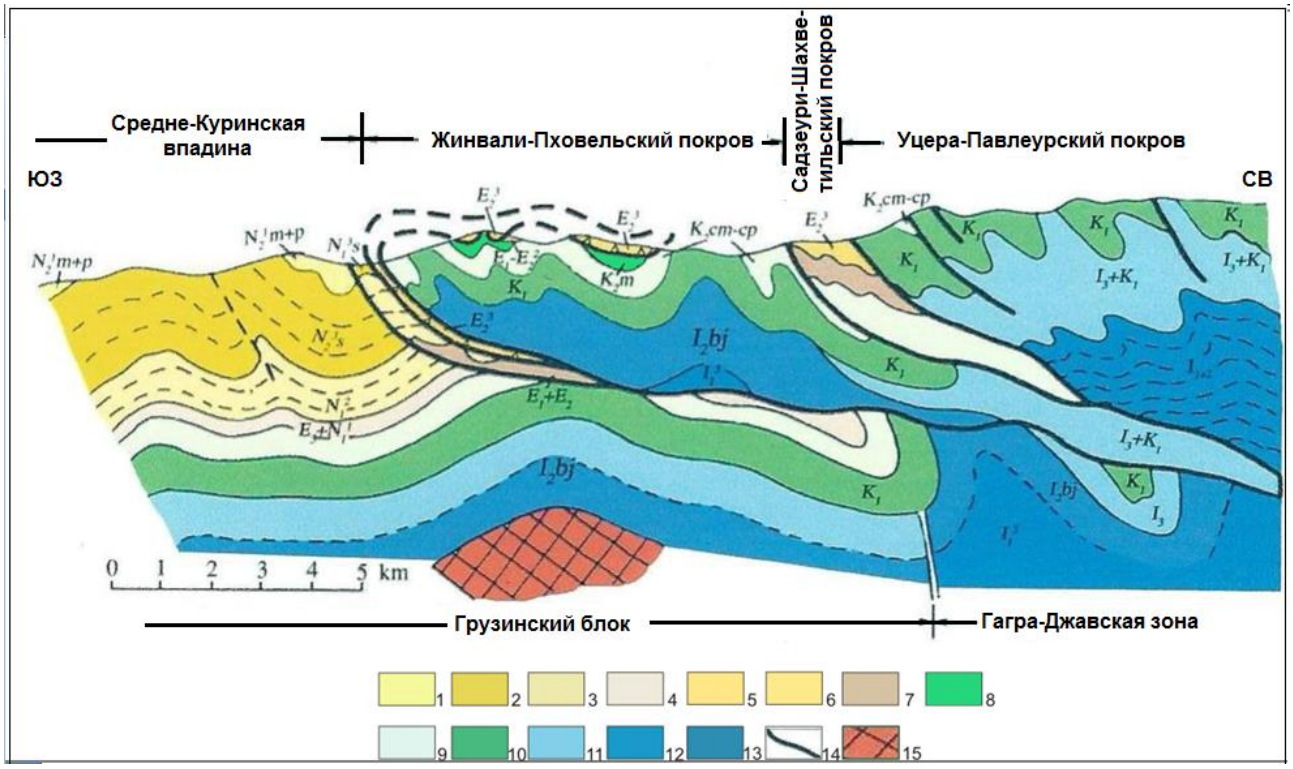


Рис. 8. Геологический профиль по р.Патара Лиахви в Кахетии (Восточная Грузия). Составил И.П.Гамкрелидзе (Гамкрелидзе и Гамкрелидзе, 1977)

1 – конгломераты меотиса-понта (Душетская свита); 2 – сарматские песчаники и глины; 3 – среднемиоценовые песчаники; 4 – олигоцен-нижнемиоценовые глины и песчаники (майкопская серия); 5 – верхний эоцен (олистостромы); 6 – верхний эоцен (нормально-осадочная свита); 7 – палеоцен – средний эоцен (песчано-алевролитовый флиш); 8 – маастрихт (орбитоидная свита); 9 – сеноман-кампан (песчано-алевролитовый флиш, известняки и мергели); 10 – нижний мел (песчано-алевролитовый флиш); 11 – нижний мел и верхняя юра (флиш); 12 – средняя юра (вулканогенно-осадочный комплекс); 13 – нижняя и средняя юра (песчано-аргиллитовая свита), 14 – надвиги, 15 – доюрский кристаллический фундамент Грузинского блока

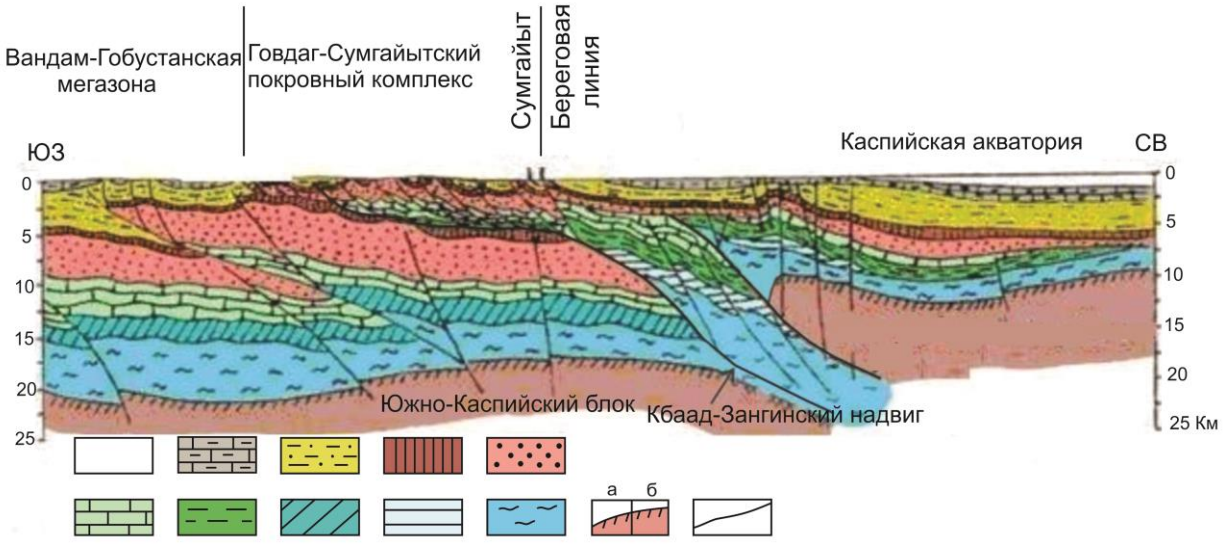
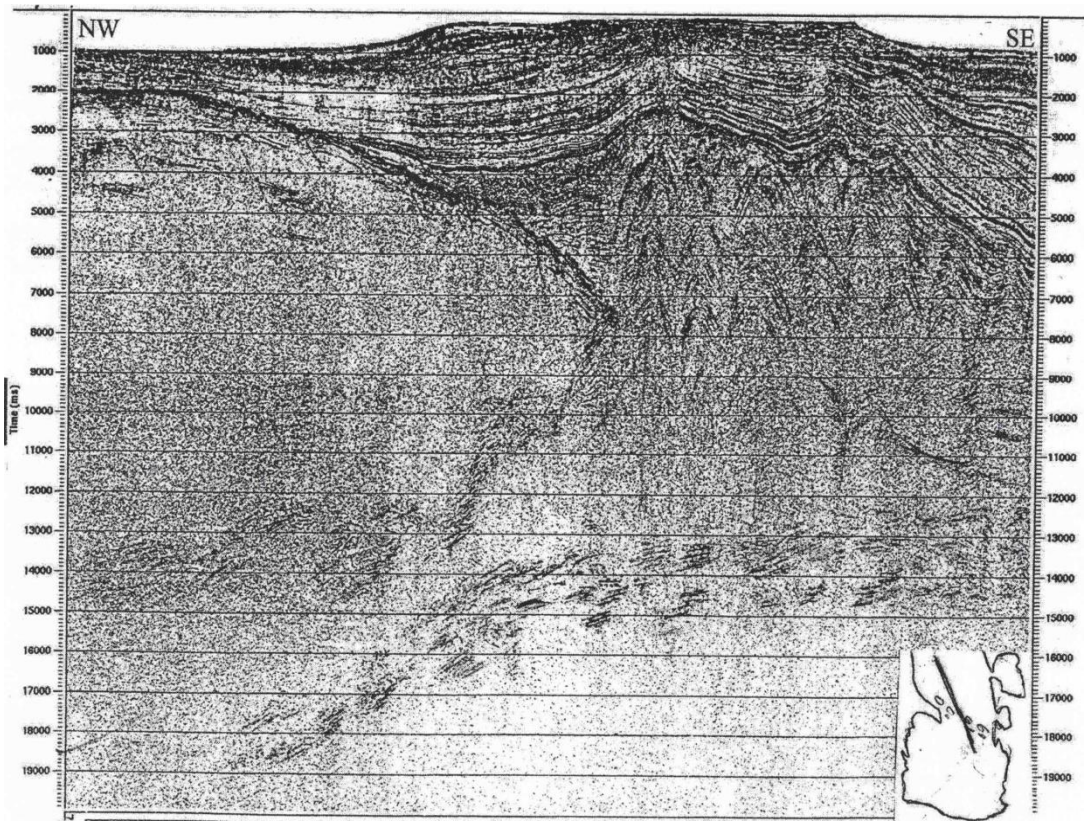
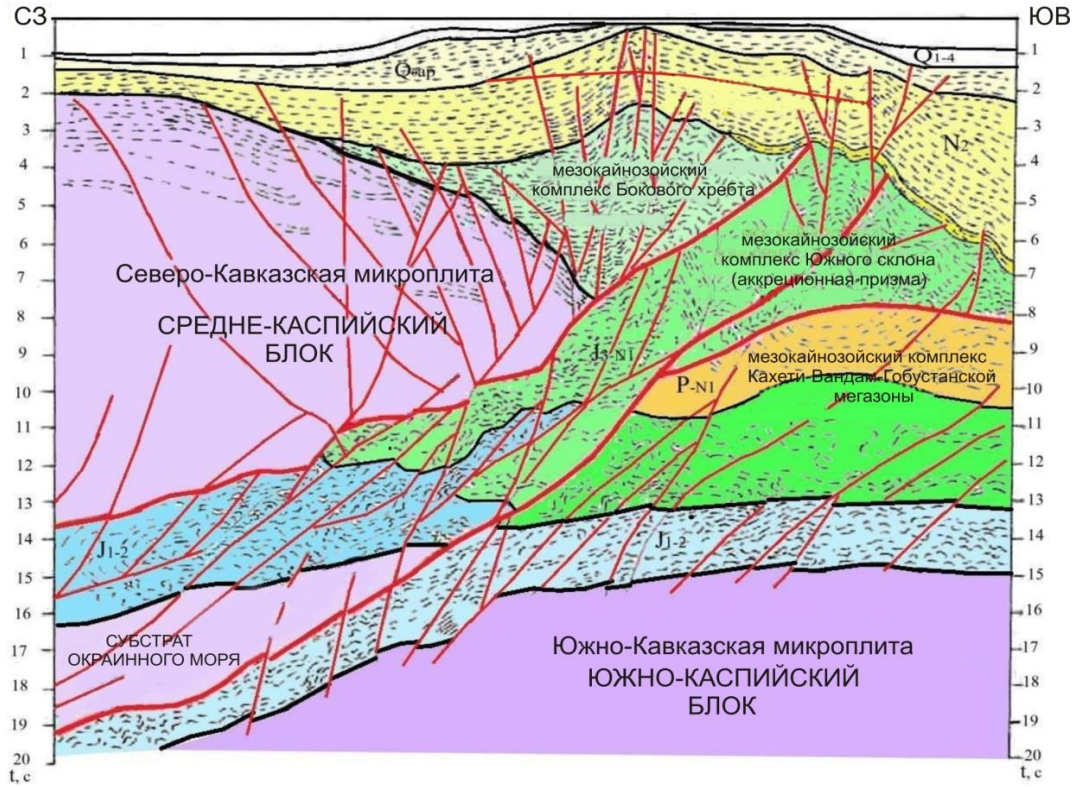


Рис. 9. Синтезированный геолого-геофизический профиль по траверсу Шахгая-Сумгайыт (VI-VI' на рис. 1 и 3).Составил Т.Н.Кенгерли (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Kangarli, 2012)

1 – плейстоцен-голоцен; 2 – эоплейстоцен (абшеронский региоярус); 3 – верхний миоцен (понтический региоярус) – плиоцен (в пределах акватории – исключая понтический ярус); 4 – тарханский, чокракский региоярусы и диатомовая свита (в пределах акватории – включая понтический ярус); 5 – палеоцен – нижний миоцен; 6 – верхний мел; 7 – нижний мел; 8 – нижний мел и верхняя юра; 9 – верхняя юра; 10 – нижняя и средняя юра; 11 – поверхность доюрского основания: а – установленная геофизическими методами (МОГТ, МОВЗ); б – условная; 12 – разрывные нарушения


NW
SE
Time (ms)


СЗ
ЮВ
Q1-4
N2
мезокайнозойский комплекс Бокового хребта
мезокайнозойский комплекс Южного склона (аккреционная призма)
Северо-Кавказская микроплита
СРЕДНЕ-КАСПИЙСКИЙ БЛОК
J3-N1
P-N1
мезокайнозойский комплекс Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны
J1-2
СУБСТРАТ ОКРАИННОГО МОРЯ
Южно-Кавказская микроплита
ЮЖНО-КАСПИЙСКИЙ БЛОК
t, c

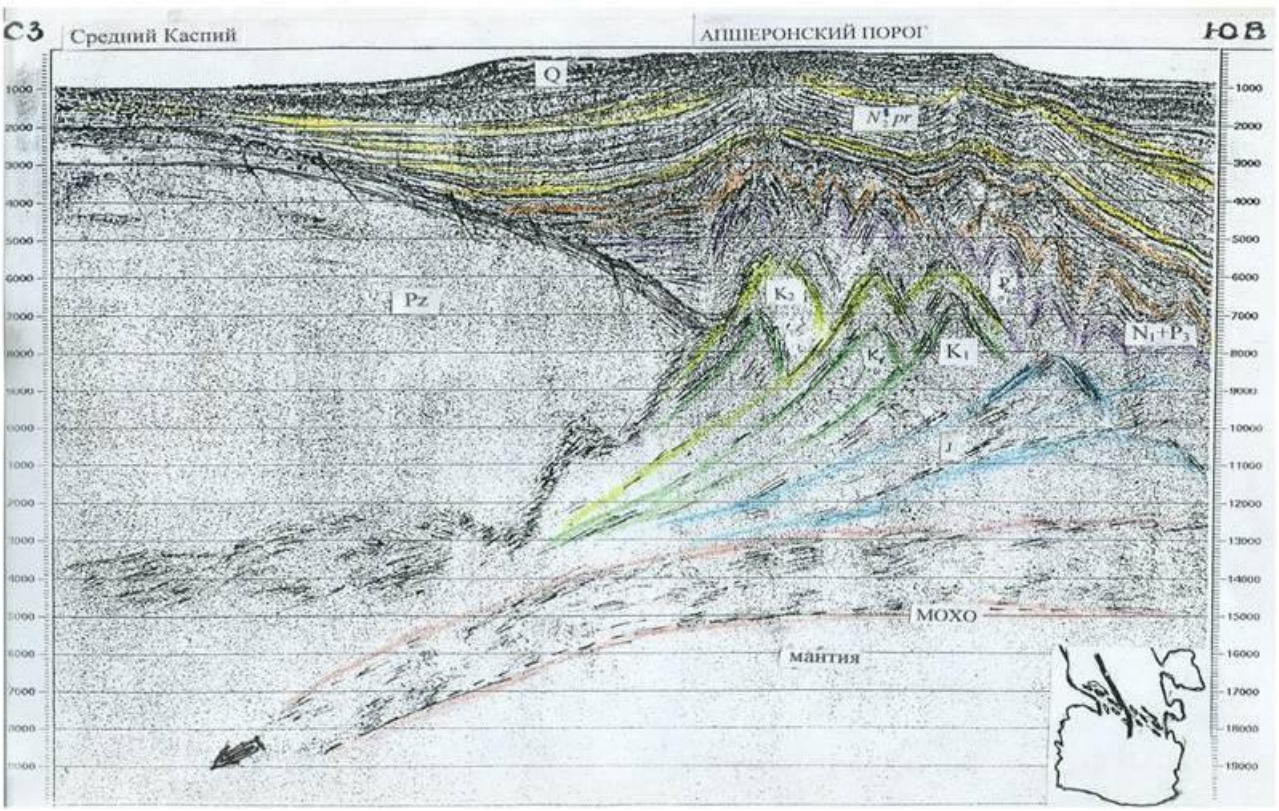


Рис. 10. Сейсмический разрез МОГТ (а) через Абшеронский порог (VII-VII' на рис. 1) и его геологическая интерпретация: б – по Т.Н.Кенгерли; в – по П.З.Мамедову (Azərbaycanın geologiyası, 2015; Kangarli, 2012; Мамедов, 2010)

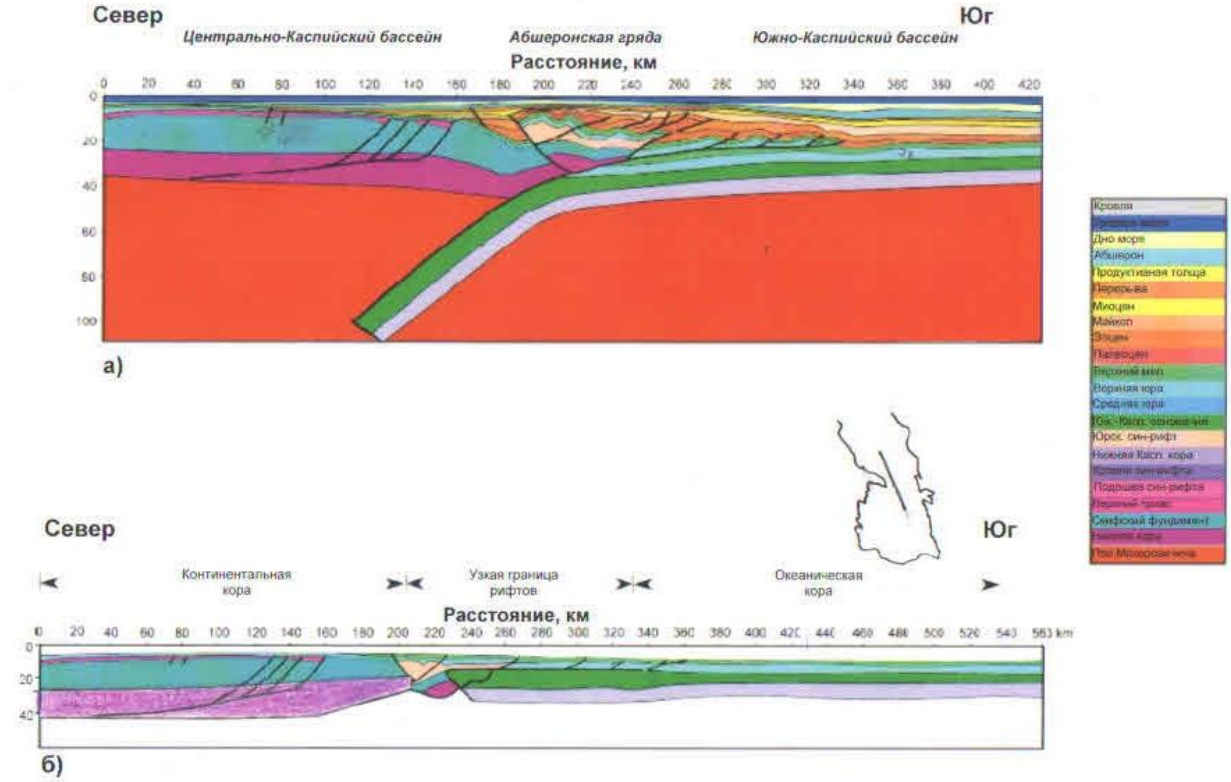


Рис. 11. Стабилизированный структурно-уравновешенный 2D разрез (а) и его реконструкция (б) для допалеогенового периода в Среднем и Южном Каспии (Green et al., 2009)

Континентальная стадия тектогенеза непосредственно связана с внедрением фронтального клина Афро-Аравийского индентора на север и, как следствие, реанимацией процесса бокового сжатия в полосе псевдосубдукционного взаимодействия Южно- и Северо-Кавказской микроплит на территории Кавказского перешейка. Данный процесс сопровождается геодинамическими усилиями вторичного растяжения на восточном и западном флангах индентора с возникновением и функционированием зон сбросо-сдвиговых дислокаций антикавказской направленности. Подобный механизм становления орогена Большого Кавказа, как и всего Каспийско-Кавказско-Черноморского региона обосновывается в ряде работ исследователей региона (Алиев, 2014; Ахмедбейли и др., 2002; Копп, 1997, 1999; Хаин, 1984; Хаин и Чехович, 2006; Aliyev et al., 2018; Allen et al., 2004; Jackson et al., 2002; Kadirov et al., 2015; Kangarli, 2012; Philip et al., 1989; Vincent et al., 2007). Именно процесс С-субдукции определяет геолого-тектонические и геодинамические предпосылки сейсмической активности зоны южного склона Большого Кавказа, как в пределах Азербайджана, так и вне его.

Глубинное строение

Земная кора описываемого региона изучена по достаточно плотной сети пересечений, осуществленных комплексом сейсмо- (КМПВ, МОВЗ) и электроразведочных (МТЗ, ДЭЗ) методов и позволивших охарактеризовать структурные элементы вплоть до глубин 50-60 км, отвечающих положению поверхности верхней мантии (50-60 км) (Геология Азербайджана, 2005; Исаев и др., 1983; Кенгерли и Ахундов, 1988; Кенгерли и др., 1987; Набиев и Гулиев, 1982; Kangarli, 2012; Kangarli et al., 1994). Кроме этого, для данной территории осуществлены интерпретации гравитационного и магнитного полей для получения дополнительной информации о структуре глубинных горизонтов земной коры. (Алексеев и др., 1977, 1984, 1989; Веремеенко и др., 1986; Кенгерли и Ахундов, 1988; Кенгерли и др., 1987; Kangarli et al., 1994).

Сейсмогеологические условия. Анализ первичных сейсмических материалов приводит к выводу о сложных глубинных сейсмогеологических условиях региона, которые характеризуются развитием разноориентированых зон разломов глубокого заложения, определяющих блоковую делимость глубинной структуры, неоднородным вертикальным разрезом и фациальной изменчивостью вещественных комплексов по латерали.

По результатам интерпретации сейсморазведочных данных площадь исследований расчленяется на четыре разноскоростные зоны (Южного склона, Вандамскую, Айричайскую и Аджиноурскую), для которых составлены скоростные колонки и сейсмогеологические разрезы (рис. 12, 13). В последних наблюдается 5-6 полого наклоненных сейсмических границ, из них 3-4 границы в осадочном чехле с граничными скоростями, варьирующими в пределах 2,4-5,9 км/сек. По данным сейсморазведки наиболее дислоцированным является мезозойский комплекс. Между поверхностью доюрского фундамента и осадочным чехлом спорадически выделяется 2,0-3,5 км интервал высокоскоростных отложений ($V_г$ = 5,8-6,2 км/сек), идентифицируемых с нижнеюрским комплексом.

Интерпретация сейсморазведочных данных позволяет определить положение глубокозалегающей частей обнажающихся и скрытых интрузивов различного состава – Буйнузского, Шекинского, Туръянчайского, Агсуинского, Дибрарского и др. В случае с Буйнузской интрузией сиенит-диоритового состава (выражена также локальной положительной аномалией в гравитационном и магнитном полях) как в продольном, так и поперечном сейсмических разрезах наблюдаются аномально высокие граничные скорости ($V_г$ = 5,7; 7,5; 8,2 км/сек) в глубинных частях магматического тела в сравнении с гораздо меньшими скоростями во вмещающем вулканогенно-осадочном комплексе мезозоя ($V_г$ = 3,0-5,9 км/сек).

Поверхность доюрского фундамента, характеризуемая $V_г$ = 6,2-6,9 км/сек, уверенно выделяется на всех сейсмических разрезах. Ниже данной преломляющей границы по данным МОВЗ располагается так называемый «гранитный» слой с пластовой скоростью $V_{пл}$ = 6,3-6,6 км/сек. Мощность данного слоя в различных пересечениях колеблется в пределах 8-20 км. Подошве «гранитного» слоя отвечает граница «Конрада», характеризующаяся $V_г$ = 7,2-7,8 км/сек. Залегающий под «гранитным» слоем «базальтовый» слой обычно имеет двучленное строение, распадаясь в вертикальном разрезе на два полуслоя: верхний с $V_{пл}$ = 7,0-7,2 км/сек и нижний с $V_{пл}$ = 7,3-7,6 км/сек. Характерным для «базальтового» слоя является также присутствие в его составе так называемого «волновода» – интервала пониженных скоростей ($V_{пл}$ = 6,7-6,9 км/сек), расположенного между указанными полуслоями при мощности 8-12 км и в современных реконструкциях идентифицируемого с областью тектонического дробления пород, насыщенных глубинными флюидами (Каракин и др., 2003; Киссин, 2009).

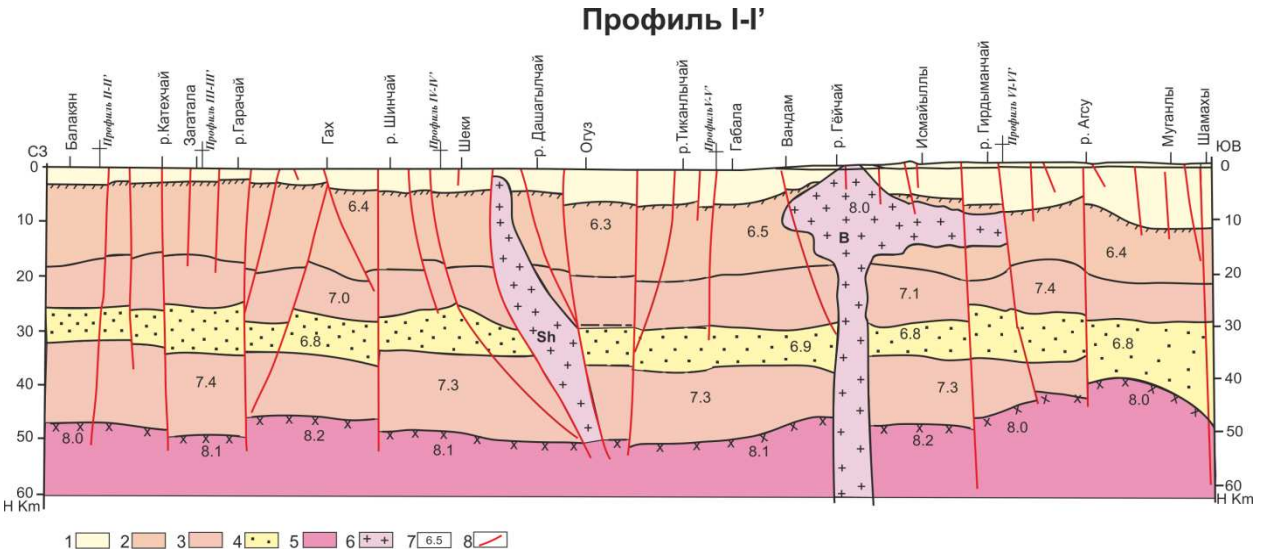


Рис. 12. Синтетический сейсмический профиль МОВЗ (I-I 'на рис. 14) по траверсу Балакян-Шамахы. Составили Т.Н.Кенгерли, А.М.Алиев и Ф.А.Алиев
1-3 – слои консолидированной коры: 1 – осадочный; 2 – «гранитный»; 3 – «базальтовый»; 4 – «волновод»; 5 – верхняя мантия; 6 – интрузивы (Ш – Шекинский, Б – Буйнузский); 7 – пластовые скорости сейсмических волн; 8 – разрывные нарушения

На большинстве профилей, отработанных МОВЗ, в подошве «базальтового» слоя удается также выделить сейсмическую границу с $V_г$ = 8,2-8,5 км/сек ($V_{пл}$ = 7,8-8,2 км/сек), отвечающую поверхности верхней мантии – так называемой границе Мохоровичича (границе Мохо) и картируемую по различным пересечениям на глубинах 40-65 км.

Выделяемые на разрезах разломы различной глубины проникновения имеют общие свойства: 1 – линейную вытянутость по их падению и простиранию; 2 – резкое отличие физических свойств пород в зонах разломов и за их пределами; 3 – резко пониженная (до 2-3 км/сек) скорость прохождения упругих волн в зонах разломов; 4 – доминирование отражений и дифракций в регистрируемом волновом поле. В сейсмических разрезах находит глубинное выражение ступенчато-блоковое строение площади исследований; в общем, удается проследить все крупные продольные и поперечные элементы структурного плана, выделяемые геологическими методами. При этом подтверждается факт регионального ступенчатого (по глубинным разломам) погружения структур в юго-западном и юго-восточном направлениях.

Геоэлектрический разрез. Геоэлектрические параметры среды изучены методами МТЗ, ДЭЗ и ВЭЗ (Веремеенко и др., 1986; Исаев и др., 1983; Кенгерли и др., 1987; Набиев и Гулиев, 1982; Саламов, 1982, 1985, 1996). На геоэлектрических разрезах были выделены опорные горизонты различного сопротивления, характеризующие разновозрастные и разнофациальные вещественные комплексы. Зоны разломов различного порядка определялись резкой сменой значений удельного электрического сопротивления, а также характерной конфигурацией и сгущением изоом.

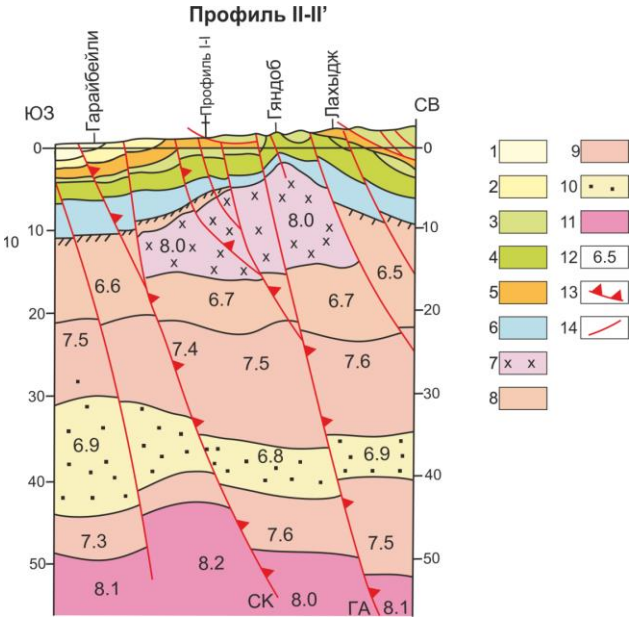


Рис. 13. Сейсмический профиль МОВЗ (II-II' на рис.14) по траверсу Гарайбейли-Лахыдж. Составили Т.Н.Кенгерли, А.М.Алиев и Ф.А.Алиев
1-7 – вещественные комплексы альпийского чехла: 1 – плейстоцен-голоцен; 2 – миоцен; 3 – палеоген; 4 – верхний мел; 5 – верхняя юра и нижний мел; 6 – нижняя и средняя юра; 7 – Буйнузский интрузив; 8-9 – слои консолидированной коры: 8 – «гранитный»; 9 – «базальтовый»; 10 – «волновод»; 11 – верхняя мантия; 12 – пластовые скорости сейсмических волн; 13 – глубинные разломы 1-го порядка на границах структурных зон (ГА – Ганых-Айричай-Алятский; НК – Северо-Куринский); 14 – разрывные нарушения 2-го порядка.

В пределах Вандамской зоны методом ВЭЗ установлены литолого-стратиграфические комплексы с истинным сопротивлением ($\rho_{ист}$): 5-250 ом.м – четвертичные континентальные молассы; 5-70 ом.м – песчано-глинистые отложения миоценового возраста; 15-100 ом.м – песчано-глинистые отложения палеогенового возраста; 10-150 ом.м – терригенно-карбонатный комплекс верхнего мела; 15-150 ом.м – вулканогенно-осадочный комплекс середины мела; 20-100 ом.м – терригенно-карбонатный комплекс нижнего мела.

Методом ДЭЗ выделено три горизонта, разделяющих четыре геоэлектрических слоя с истинными сопротивлениями $\rho_{ист}$ = 10-500, 40-140, 80-60 ом.м. Первый горизонт приурочен к четвертичному комплексу отложений, остальные к мелу и юре. Кроме того, выделен еще один, наиболее глубокий горизонт с $\rho_{ист}$= 150 ом.м, отнесенный к доюрскому фундаменту.

Наконец, методом МТЗ в основании геоэлектрического разреза устанавливается опорный горизонт бесконечно большого сопротивления, приуроченный к поверхности доюрского фундамента. Выше него выделяется два низко- и два высокоомных электрических горизонта. Согласно (Кенгерли, Ахундов, 1988) первые два горизонта характеризуют осадочные толщи кайнозоя (2-15 ом.м) и мезозоя (40-200 ом.м), третий (150-500 ом.м) увязывается с вулканогенно-осадочным комплексом альба-сеномана, наконец, четвертый горизонт (200-1000 ом.м) отражает положение в разрезе вулканогенного комплекса средней юры.

Интрузивные тела на геоэлектрических разрезах характеризуются резко повышенными (1000-3000 ом.м) в сравнении с вмещающими толщами (70-500 ом.м) значениями электрического сопротивления.

Аномальное магнитное поле. В магнитном поле горная и предгорная части региона выражены глубоким минимумом общекавказкого простирания, отделенным от положительного Среднекуринского прогиба градиентной зоной (Алексеев и др., 1989). Операции по пересчету магнитного поля на различные (2, 4, 5, 6 и 10 км) уровни верхнего полупространства с параллельным вычислением остаточных и "кольцевых" локальных аномалий, горизонтальных и вертикальных градиентов, определению участков пересечения структур позволили получить карты трансформант соответствующих параметров, использованные для районирования магнитного поля и на этой основе выделения скрытых магматических образований различной природы и геолого-структурных зон и блоков, имеющих тектонические границы (Алексеев и др., 1977, Веремеенко и др., 1986). В аномальном поле эти границы проявлены в виде магнитных ступеней и узких полос высоких горизонтальных градиентов, отвечая разрывным нарушениям глубокого заложения, прослеживающимся в осадочном чехле, а также проникающим в доальпийское складчатое основание.

Анализ исходной карты магнитного поля, карт локальных (пересчитанных на уровни 2, 4, 5 и 10 км верхнего полупространства) и разностных полей $\Delta T_{лок\ (0\text{-}2\ км)}$, $\Delta T_{лок\ (0\text{-}4\ км)}$, $\Delta T_{лок\ (2\text{-}5\ км)}$, $\Delta T_{лок\ (4\text{-}10\ км)}$, карты горизонтальных градиентов магнитного поля приводит к выводу, что территория исследований распадается на ряд зон и подзон различного направления и знака магнитного поля, которые в общем повторяют наблюдаемую на поверхности тектоническую зональность. Локальные магнитные аномалии частью соответствуют областям развития повышенных мощностей эффузивно-пирокластических образований мезозоя, частью – интрузивным внедрениям различного состава.

Комплексный анализ материалов магнитных и гравиметрических съемок, а также результатов осуществленных трансформаций позволил составить тектоно-магматическую схему (Алексеев и др., 1977, Кенгерли и др., 1987, Кенгерли и Ахундов, 1988) и создать физико-геологическую модель среды (Алексеев и др., 1984). В целом площадь исследований распадается в физических полях на три продольные (общекавказского простирания) зоны, разграниченные глубинными разломами и отвечающие структурным зонам (с севера на юг) Южного склона, Кахети-Вандам-Гобустанской и Чатма-Аджиноурской. Продольные зоны рассечены поперечными (антикавказского простирания) разрывными дислокациями различной глубины проникновения. Наряду с разломами традиционных для альпийского комплекса направлений, формирующими наблюдаемую на поверхности ступенчато-блоковую структуру, существует фрагментарно проявленная в полях ортогональная (широтно-меридиональная) сеть глубинных дизъюнктивов, которые контролируют размещение интрузивных тел.

Аномальное гравитационное поле. Описываемый регион отличается сложным характером поля, интерпретация которого позволяет выделить северную (Дибрарский и Балакян-Исмаиллинский максимумы) и южную (Гейчай-Мингячевирский и Кюрдамир-Саатлинский максимумы) полосы аномального положительного поля, разделенные зоной аномального отрицательного поля (Ганых-Айричайский и Абшерон-Центральногобустанский минимумы).

Как и в случае с магнитным полем, был осуществлен пересчет гравитационных аномалий на различные высоты – с использованием интеграла Пуассона на уровни 2, 4, 5, 6, 10 и 20 км верхнего полупространства (Алексеев и др., 1977; Веремеенко и др., 1986; Кенгерли и др., 1987) и применением преобразования Хартлея на высоты 10, 20, 50, 100, 150 и 200 км (Кадиров, 2000), а также проведены операции по вычислению остаточных и "кольцевых" локальных аномалий, горизонтальных и вертикальных градиентов и т.д. Осуществленные преобразования способствовали районированию гравитационного поля, выделению ограниченных тектоническими нарушениями структурных зон и блоков, а также скрытых магматических (интрузивных) образований (Алексеев и др., 1977; Веремеенко и др., 1986). При этом тектонические нарушения различной глубины проникновения проявлены в виде гравитационных ступеней и узких полос высоких горизонтальных градиентов.

Согласно (Алексеев и др., 1977, 1989; Веремеенко и др., 1986; Кенгерли и др., 1987; Кенгерли и Ахундов, 1988), рассмотрение карт трансформант гравитационного поля также позволяет выявить аномальные зоны разного знака, отражающие структурные формы различных уровней земной коры. Карта локальных аномалий $\Delta g_{лок(0\text{-}2\ км)}$ хорошо отображает известные геологические объекты, практически доступные непосредственному наблюдению. Карты локальных аномалий $\Delta g_{лок(0\text{-}5\ км)}$ и $\Delta g_{лок(0\text{-}8\ км)}$, а также разностных аномалий $\Delta g_{лок(2\text{-}5\ км)}$ характеризуют строение средней и нижней частей альпийского чехла, а разностное поле $\Delta g_{лок(4\text{-}10\ км)}$ отражает поведение нижней части чехла в низменной и, частично, предгорной областях, а также подошвы альпийского комплекса – в горной зоне исследуемого региона. Наконец, карта разностных аномалий $\Delta g_{лок(8\text{-}20\ км)}$ дает представление о внутренней структуре консолидированной коры.

При этом в структуре поля отчетливо проявляются аномальные зоны различного знака, разделенные, как правило, протяженными гравитационными ступенями и отвечающие блокам фундамента, приподнятым либо опущенным в соответствии со знаком поля. Зональность поля $\Delta g_{лок(8\text{-}20\ км)}$ находит отражение и в поле $\Delta g_{лок(4\text{-}10\ км)}$ и на карте горизонтальных градиентов, что означает, что разломы фундамента, отвечающие гравитационным ступеням на границах аномальных зон, сквозят в осадочный чехол. Кроме этого, на картах разностных аномалий $\Delta g_{лок(4\text{-}10\ км)}$ и $\Delta g_{лок(2\text{-}5\ км)}$, а также на картах локальных аномалий проявляются гравитационные ступени более высокого порядка, которые отражают разрывные дислокации в осадочном чехле вплоть до поверхности фундамента и разграничивают таким образом структурные подзоны.

Структура поверхности доюрского фундамента. Комплексная интерпретация изложенного материала позволяет создать структурную карту по поверхности доюрского основания земной коры исследованной области (рис. 14). В целом данная поверхность представляется вытянутым в общекавказском направлении куполовидным поднятием, пологий свод которого на отрезке Мазымчай-Огуз (отвечает азербайджанской части Восточного сегмента Большого Кавказа) картируется на глубине -3-4 км. В региональном плане поднятие доюрского основания отвечает положению фундамента Вандамского структурного поднятия, скрытого на данном отрезке под современными наносами предгорий Большого Кавказа. В обоих крыльях поверхность центрального поднятия фундамента испытывает ступенчатое погружение до глубин -8-10 км и более.

К востоку от Самур-Агдашского лево-сдвигового нарушения, в пределах Юго-Восточного Кавказа центральное поднятие испытывает ступенчатое погружение до -6-8 км на Огуз-Агсучайском отрезке и -14-16 км на отрезке Шамахы-Гобустан с одновременным флексурным заворотом на юг-юго-восток в Пирсаатской разломной зоне.

Участки поверхности доюрского фундамента, характеризующиеся аномально высокими скоростями сейсмических волн и удельными электрическими сопротивлениями, отвечают глубинным частям обнажающихся и скрытых интрузивных массивов (Дибрарского, Буйнузского, Шекинского и пр.)

Разрывная тектоника на уровне доюрского фундамента характеризуется такой же сложностью, что и на дневной поверхности, будучи представлена диагональной и ортогональной системами нарушений. При этом тектоническая зональность, наблюдаемая на эрозионном срезе, находит удовлетворительное отражение в структуре поверхности фундамента: продольным структурным зонам и поперечным к складчатости тектоническим блокам дневной поверхности соответствуют структурные зоны и блоки доюрского основания, глубина залегания которых определяется мощностью альпийского чехла. Глубинные разломы, определяющие границы данных зон и блоков, отчетливо проявлены в альпийском чехле и доюрском фундаменте, имея значительные амплитуды (сотни метров по поверхности фундамента и 1-7 км на уровнях К и М), во многих случаях превышающие значения, замеренные на дневной поверхности.

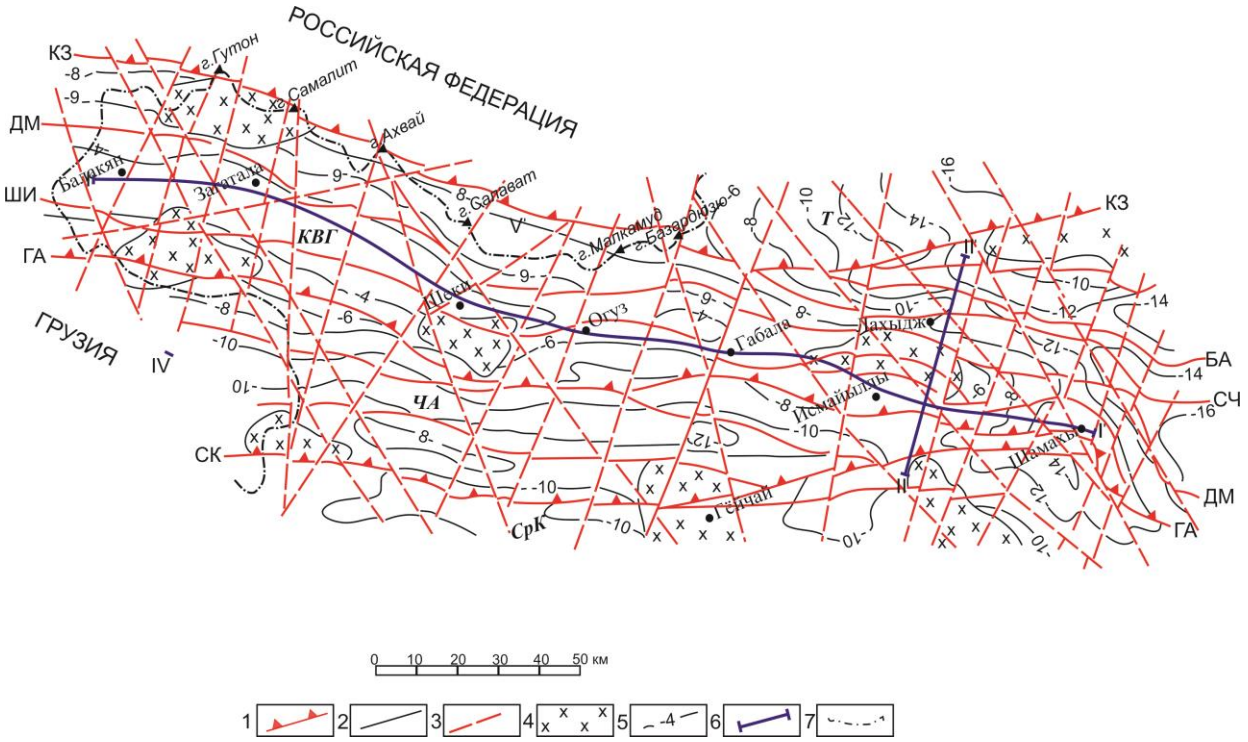


Рис. 14. Структурная карта по поверхности доюрского основания. Составили Т.Н.Кенгерли, А.М.Алиев и Ф.А.Алиев
1 – глубинные разломы 1-го порядка на границах продольных блоков / тектонических ступеней (КЗ – Кбаад-Зангинский; ГА – Ганых-Айричай-Алятский; СК – Северо-Куринский); 3 – разрывы нарушения 2-го порядка (ДМ – Дашагыл-Мюдрисинский; ШМ –Шамбул-Исмайыллинский); 4 – поперечные дизъюнктивные дислокации; 5 – интрузивы; 6 – изолинии по поверхности фундамента; 7 – местоположение профилей, показанных на рис. 12 и 13; 8 – государственная граница. Продольные блоки (тектонические ступени) доюрского основания: Т – Туфанский; КВГ – Кахети-Вандам-Гобустанский; ЧА – Чатма-Аджиноурский; СрК – Средне-Куринский

Сопоставляя структурные элементы на уровнях эрозионного среза и доюрского фундамента приходим к выводу о южной вергентности структурных зон альпийского чехла и ограничивающих их глубинных разломов. При этом в геофизических материалах находит подтверждение тот факт, что структурно-вещественные комплексы аккреционной призмы в пределах территории исследований не имеют корней; они сорваны со своего основания и далеко продвинуты на юг в пределы северного крыла Южно-Кавказской микроплиты.

Зоны продольных разломов, осложняющих структуру поверхности фундамента, смещены к северу на большие расстояния по сравнению с их положением на различных уровнях альпийского чехла и на дневной поверхности. В некоторых случаях наблюдаемые на поверхности разноименные нарушения имеют на уровне поверхности фундамента и более глубоких горизонтов консолидированной коры единый корень. Примером служит единый в пределах доюрского основания Ганых-Айричай-Алятский глубинный разлом, который на поверхности представлен самостоятельными Ганых-Айричайским и Аджичай-Алятским взбросо-надвигами, смещенными относительно друг друга по Гирдыманчайскому правому сбросо-сдвигу на 4-5 км. Шамбул-Исмайыллинский разлом представляется тыльным ответвлением того же глубинного тектонического шва, но на более глубинном уровне. Наблюдается также ветвление в структуре альпийского чехла прочих глубинных разломов по восстающей с обособлением фронтальной и тыльных разрывных чешуй (Кбаад-Зангинский, Гамарванский, Хурай-Малкамудский и др. нарушения).

Что касается разрывных нарушений «антикавказских» направлений, имеющих наклон в ту или иную сторону, то в плане их расположения на уровне поверхности фундамента фиксируются смещения (часто значительные – до нескольких км) относительно наблюдаемой трассы разрыва на эрозионном срезе в соответствии с азимутом простирания и углом падения плоскости сместителя каждого конкретного нарушения.

Обсуждение

Осуществленный анализ строения земной коры региона исследований с установлением коррелятивной взаимосвязи между элементами поверхностного и глубинного строения приводит к следующим выводам:

– современная структура региона сложилась в результате тангенциальных усилий в позднe-

киммерийские и собственно альпийские тектонические фазы и субфазы и в целом представляется как область псевдосубдукции Южно-Кавказской микроплиты под Северо-Кавказскую с пережимом и погружением под последнюю субстрата окраинно-морского палеобассейна;

– альпийский чехол палеобассейна отвечает аккреционной призме, выжатой из зоны псевдосубдукции и наложенной на мезо-кайнозойский автохтонный комплекс Кахети-Вандам-Гобустанской окраины Южно-Кавказской микроплиты;

– альпийский чехол аккреционной призмы претерпел значительные деформации и тектоническое расслоение на ряд разномасштабных пластин южной вергентности, объединенных в покровные комплексы, возраст которых ограничен временным интервалом средний байос-плиоцен; при этом имеющиеся данные по участкам, расположенным за пределами площади исследований (на юге и юго-востоке), свидетельствуют о существовании более молодых современных тектонических деформаций, что находит подтверждение в современной геодинамической активности региона;

– комплексная интерпретация геофизических материалов с сопоставлением структурных элементов на уровнях эрозионного среза, доюрского фундамента и более глубоких горизонтов приводит к выводу о южной вергентности структурных зон альпийского чехла и ограничивающих их глубинных разломов; при этом подтверждается предположение, что структурно-вещественные комплексы аккреционной призмы в пределах территории исследований сорваны со своего основания и далеко продвинуты на юг в пределы северного крыла Южно-Кавказской микроплиты;

– доюрское основание альпийского чехла региона исследований представлено палеозойским комплексом северного борта Южно-Кавказской микроплиты, надстроенным вулканогенно-осадочным комплексом Кахети-Вандам-Гобустанской окраины микроплиты; последний аллохтонно перекрыт окраинно-морскими образованиями аккреционной призмы Большого Кавказа;

– подобная тектоническая обстановка является благоприятной для формирования очагов землетрясений как в альпийском чехле, так и на различных уровнях консолидированной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Azərbaycanın geologiyası. Cild I. Stratiqrafiya, litologiya, tektonika. (baş redaktor Ak.A.Əlizadə). Elm. Bakı, 2015, 532 s.

Алексеев В.В., Гаджиев Т.Г., Исмаил-заде Т.А. Отчет НИР: Разработка петрофизических и физико-геологических моделей рудоконтролирующих факторов, типичных для альпийских горных областей. ГИАФ МЭПР. 1984, 178 с.

Алексеев В.В., Гаджиев Т.Г., Каркошкин А.И., Хесин Б.Э. Гравимагнитные аномалии Азербайджана и их геологическое истолкование. Объяснительная записка к «Карте гравимагнитных аномалий Азербайджанской ССР масштаба 1:500000». ЮжВНИИгеофизики. Баку, 1989, 96 с.

Алексеев В.В., Каркошкин А.И. и др. Отчет НИР: Геофизическая характеристика рудоконтролирующих факторов азербайджанской части южного склона Большого Кавказа и юго-восточной части Малого Кавказа в среднем и крупном масштабах за 1973-1976 гг. ГИАФ МЭПР, 1977, 147 с.

Алиев Ф.А. Сейсмичность азербайджанской части Большого Кавказа с позиций тектоники плит. Труды молодых ученых, № 9, Баку, 2014, с. 92-100.

Ахмедбейли Ф.С., Исмаил-заде А.Д., Кенгерли Т.Н. Геодинамика Восточного Кавказа в альпийском тектономагматическом цикле (Азербайджан). Труды Института Геологии НАН Азербайджана, № 30, 2002, с. 36-48.

Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И. Большой Кавказ. В: Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Наука. Москва, 1990, с. 196-215.

Вассоевич Н.Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Записки Всероссийского минералогического общества. Ч. 69. В. 2-3, 1940, с. 395-417.

Вассоевич Н.Б., Хаин В.Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1940, с. 76-80.

Веремеенко О.В., Иванова Н.М. и др. Отчет по теме: «Анализ и переинтерпретация геофизических материалов по

REFERENCES

Akhmadbeili F.S., Ismail-zade A.J., Kengerli T.N. Geodynamics of East Caucasus in Alpine tectonic-magmatic cycle (Azerbaijan). Proceedings of Geology Institute of ANAS, № 30, 2002, pp. 36-48 (in Russian).

Alekseyev V.V., Hajiyev T.G., Karkoshkin A.I., Khesin B.E. Gravity-magnetic anomalies of Azerbaijan and their geological interpretation. Explanatory note to "Map of gravity-magnetic anomalies of Azerbaijan SSR". Scale 1:500 000. YuzhVNIIgeophysics. Baku, 1989, 96 p. (in Russian).

Alekseyev V.V., Karkoshkin A.I. et al. Geophysical characteristics of ore-forming factors in Azerbaijan area of southern slope of the Greater Caucasus and south-eastern part of the Lesser Caucasus in medium and large scales for period 1973-1975. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources, 1977, 147 p. (in Russian).

Alekseyev V.V., Hajiyev T.G., Ismail-zade T.A. Development of petrophysical and physico-geological models of ore-forming factors typical for Alpine upland areas. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources, 1984, 178 p. (in Russian).

Aliyev F.A. Seismicity of Azerbaijan area of the Greater Caucasus from plate tectonics standpoint. Proceedings of Young Scientists, Baku, № 9, 2014, pp. 92-100 (in Russian).

Allen M., Ismail-zadeh A., Vincent S., Alsop I., Flecker R. Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics, V. 366, 2003, 366, pp. 223-239.

Allen M., Jackson J., Walker R. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics, V. 23, 2004, TC2008, DOI: 10.1029/2003TC001530.

Baranov G.I., Belov A.A., Dotduyev S.I. Greater Caucasus. Tectonic delineation of lithosphere and regional geological research. Nauka. Moscow, 1990, pp. 196-215 (in Russian).

Dotduyev S.I. About mantle structure of the Greater Caucasus. Geotectonics, № 5, 1986, pp. 94-106 (in Russian).

южному склону Большого Кавказа и прилегающим областям за 1983-1985 гг.». ГИАФ МЭПР, 1986, 208 с.

Воскресенский И.А. О Баскальском покрове на Юго-Восточном Кавказе. Советская геология, № 7, 1958, с. 62-84.

Воскресенский И.А., Хаин В.Е., Шурыгин А.М. Тектонические покровы Юго-Восточного Кавказа и условия их образования. Вестник МГУ, № 4, 1963, с. 15-33.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Мецниереба. Тбилиси, 1977, 81 с.

Геология Азербайджана, Т. IV. Тектоника (под ред. В.Е.Хаина и Ак.А.Ализаде). Nafta-Press. Баку, 2005, 506 с.

Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа. Геотектоника. № 5, 1986, с. 94-106.

Дотдуев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа. Геодинамика Кавказа. Наука. Москва, 1989, с. 82-91.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Лордкипанидзе М.Б. Среднеюрская вулкано-плутоническая ассоциация южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Сборник трудов, посвященных 100-летию со дня рождения П.Д.Гамкрелидзе. ИКЦ ГИН АН Грузии. Тбилиси, 2004, с. 424-432.

Исаев Б.М., Бабаев А.Г., Кенгерли Т.Н. и др. Отчет о результатах опытно-методических специализированных геолого-геофизических работ в пределах Исмайыллы-Шамахинской сейсмоактивной зоны по проблеме прогнозирования землетрясений в Азербайджане за 1979-1982 гг. ГИАФ МЭПР, 1983, 367 с.

Исаев Б.М., Гаджиев Т.Н., Али-заде С.А., Кенгерли Т.Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. Геотектоника, № 1, 1981, с. 70-84.

Кадиров Ф.А. Гравитационное поле и модели глубинного строения Азербайджана. Nafta-Press. Баку, 2000, 112 с.

Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. ВНИИ Геосистем. Москва, 2003, 222 с.

Кенгерли Т.Н. Этапность формирования покровов тектонически расслоенного альпийского чехла Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле. № 4, 2005, с. 37-44.

Кенгерли Т.Н. Дифференцированно-смещенные тектонические пластины в инфраструктуре Говдаг-Сумгайытского покровного комплекса Юго-Восточного Кавказа. Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле. № 1, 2006, с. 28-35.

Кенгерли Т.Н. Юрские аллохтонные комплексы Большого Кавказа (Азербайджан). Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле, № 3, 2007, с. 3-11.

Кенгерли Т.Н. Шарьяжи в структуре Юго-Восточного Кавказа как индикатор аккреционного взаимодействия Северо- и Южно-Кавказской микроплит. В материалах международной конференции, посвященной памяти В.Е.Хаина, «Современное состояние наук о Земле», 1-4 февраля 2011 г. Издательство Геологического факультета МГУ им.М.В.Ломоносова. Москва, 2011, с. 849-854. http://khain2011.web.ru

Кенгерли Т.Н., Ахундов А.Б. Поверхностные и глубинные структуры южного склона Большого Кавказа. Советская геология. № 10, 1988, с. 42-52.

Кенгерли Т.Н., Касумов К.К., Корсаков Л.Н. и др. Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических и гидрогеологических исследований в пределах Исмайыллы-Шамахинской и Шеки-Варташенской сейсмоактивных зон по проблеме прогнозирования землетрясений в Азербайджанской ССР за 1982-1986 гг. ГИАФ МЭПР, 1987, 441 с.

Dotduyev S.I. Meso-Cenozoic geodynamics of the Greater Caucasus. In: Geodynamics of Caucasus. Nauka. Moscow, 1989, pp. 82-91 (in Russian).

Dudauri O.Z., Togonidze M.G., Vashakidze G.T., Lordkipanidze M.B. Middle Jurassic volcano-plutonic association of southern slope of the Greater Caucasus (within Georgia territory). Collection of studies dedicated to 100th birth anniversary of P.D. Gamkrelidze. IKTs GIN of AS of Georgia, Tbilisi, 2004, pp. 424-432 (in Russian).

Gamkrelidze P.D., Gamkrelidze I.P. Overthrust sheets of south slope of the Greater Caucasus (within Georgia territory). Metsniyereba. Tbilisi, 1977, 81 p.

Geology of Azerbaijan, V.IV. Tectonics (editors V.Y. Khain and Ak.A. Alizade). Nafta-Press. Baku, 2005, 506 p. (in Russian).

Geology of Azerbaijan. V.1. Stratigraphy, lithology, tectonics (editor-in-chef Ak.A. Alizade). Elm. Baku, 2015, p. 532 (in Azerbaijani).

Green T., Abdullayev N., Hossack J., Riley G., Roberts A. Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin, Azerbaijan. In: South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society Special Publication, V. 312, 2009, pp. 241-260 www. geolsoc.org.uk/bookshop

Isayev B.M., Babayev A.G., Kengerli T.N. et al. Experimental and methodological specialized geological and geophysical research within Ismayilly-Shamakhy seismoactive zone dealing with problem of earthquakes prediction in Azerbaijan for period 1979-1982. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources. 1983, 367 p. (in Russian).

Isayev B.M., Hajiyev T.N., Ali-zade S.A., Kengerli T.N. Overthrust sheets and olistostrome complexes of South-East Caucasus. Geotectonics, № 1, 1981, pp. 70-84 (in Russian).

Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the south Caspian Basin. Geophysics J. I., V. 148, 2002, pp. 214-245.

Kadirov F.A. Gravitation field and models of deep structure of Azerbaijan. Nafta-Press. Baku, 2000, 112 p. (in Russian).

Kadirov F., Safarov R., Mammadov S. Crustal deformation of the Caucasus region derived from GPS measurements. Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, 2018. http://36nigc.conference.gsi.ir/en.

Kadirov F.A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh Ak.A., Guliyev I.S., Mammadov S.G., Safarov R.T. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan. Proceedings of ANAS. The Sciences of Earth, № 3, 2015, pp. 3-17.

Kangarli T., Aliyev F., Aliyev A., Mehdiyeva Z., Vahabov U., Murtuzov Z. Structural position of the Greater Caucasus accretionary prism within the structure of Azerbaijan. Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, 2018a. http://36nigc.conference.gsi.ir/en

Kangarli T., Aliyev F., Aliyev A., Rashidov T. Geodynamics and active faults of the pseudosubduction zone in Greater Caucasus on the basis of seismological data (within Azerbaijan). European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2018b.
http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-6713.pdf

Kangarli T.N. Alpine geodynamics of the Earth's crust of Azerbaijan. In: Proceedings of the 5th Baku International Congress "Energy, Ecology, Economy". V. 10, 1999, pp. 199-205.

Kangarli T.N. Mass overthrust within the structure of Greater Caucasus (Azerbaijan). In: The modern problems of geology and geophysics of Eastern Caucasus and the South Caspian depression. Nafta-Press. Baku, 2012, pp.163-201.

Kangarli T.N., Shakinski A.M., Zamanov Yu.J. Tectonic stratification of the Earth's crast of the Greater Caucasus and the problems of prospecting of oil and gas and ore deposits. In: Proceedings 10th Petroleum Congress and Exibition of Tur-

Клещев К.А., Шеин В.С., Славкин В.С. Новая концепция геологического строения и нефтегазоносности Западной Туркмении. Геология нефти и газа, № 5, 1992, с. 1-8.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. Наука. Москва, 2009, 328 с.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. Научный мир. Москва, 1997, 313 с.

Копп М.Л. Новейшая структура прикаспийского региона как результат давления Аравийской плиты. В: Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса и перспективы поисков полезных ископаемых. Тезисы докладов Международной конференции. Баку, 9-10 июня 1999 г. Nafta-Press. Баку, 1999, с. 99-100.

Мамедов П.З. Глубинное строение и тектоническая эволюция Южно-Каспийской впадины. Геология Азербайджана, T.VII. Нефть и газ (под ред. Ак.А.Ализаде). Nafta-Press. Баку, 2008, с. 6-158.

Мамедов П.З. Современная архитектура Южно-Каспийского мегабассейна – результат многоэтапной эволюции литосферы в центральном сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле, № 4, 2010, с. 46-72.

Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений Юго-Восточного Кавказа. Наука. Москва, 1972, 160 с.

Набиев А.А., Гулиев И.М. Отчет о результатах геофизических работ по изучению глубинного строения западной части Куринской впадины и предгорий Большого Кавказа и Малого Кавказа (Азербайджанская ССР) за 1978-1981 гг. ГИАФ МЭПР, 1982, 134 с.

Панов Д.И. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. Механизм и время ее формирования. Сборник научных трудов Сев.-Кав. Гос. Техн. Ун-та, серия «Тектоника и геодинамика», В. 1, Издательство СКГТУ. Ставрополь, 2002, с. 60-70.

Саламов А.М. Отчет о результатах предварительной разведки пресных подземных вод в Шеки-Загатальской зоне за 1979-1981 гг. ГИАФ МЭПР. 1982, 150 с.

Саламов А.М. Отчет о результатах поисков на минеральные воды на территории Исмайыллинского района Азербайджанской ССР за 1983-1984 гг. ГИАФ МЭПР, 1985, 127 с.

Саламов А.М. Отчет о результатах предварительной разведки пресных подземных вод в четвертичных отложениях Огуз-Габалинской площади Алазань-Айричайской долины за 1991-1995 гг. ГИАФ МЭПР, 1996, 139 с.

Топчишвили М.В., Ломинадзе Т.А., Церетели И.Д., Тодриа В.А., Надареишвили Г.Ш. Стратиграфия юрских отложений Грузии. Труды ГИН АН Грузии. Новая серия. Вып. 122. ИКЦ ГИН АН Грузии. Тбилиси, 2006, 453 с.

Хаин В.Е. Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах. ОНТИ НКТП СССР – Азнефтеиздат. Баку – Москва, 1937, 92 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Недра. Москва, 1984, 344 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). Научный мир. Москва, 2001, 606 с.

Хаин В.Е., Гаджиев А.Н., Кенгерли Т.Н. О тектонической природе Апшеронского порога Каспийского моря. Доклады РАН, Т. 414, № 4, 2007, с. 523-527.

Хаин В.Е., Чехович П.А. Основные этапы тектонического развития Каспийского региона. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка (гл. ред. В.Е.Хаин и Н.А.Богданов). Научный мир. Москва, 2003, с. 66-74.

Шарданов А.Н. К вопросу о явлениях покровной тектоники на Юго-Восточном Кавказе. Доклады АН Азерб.ССР. Т. 9, № 8, 1953, с. 439-444.

key. Ankara, April 11-15, 1994. UCTEA Chamber of Petroleum Engineers, 1994, pp. 94-103.

Karakin A.V., Kuryanov Y.A., Pavlenkova N.I. Faults, fractured zones and waveguides in upper layers of Earth Shell. VNII Geosystems. Moscow, 2003, 222 p. (in Russian).

Kangarli T.N. Differentiated-shifted tectonic plates in infrastructure of Govdag-Sumgayit complex of South-East Caucasus. Proceedings of ANAS, The sciences of Earth, № 1, 2006, pp. 28-35 (in Russian).

Kangarli T.N. Jurassic allochthonous complexes of the Greater Caucasus (Azerbaijan). Proceedings of ANAS, The sciences of Earth, № 3, 2007, pp. 3-11 (in Russian).

Kangarli T.N. Overthrusts in structure of South-East Caucasus as indicator of accretionary interaction between North and South Caucasian microplates. "Recent conditions of Earth Sciences". Materials of International Conference dedicated to memory of V.Y.Khain. Moscow, 1-4 February, Issue of geological faculty of MGU named by M.V.Lomonosov, 2011, pp. 849-854. http: //khain2011.web.ru (in Russian).

Kangarli T.N. Stage-by-stage formation of sheets of tectonically laminated Alpine cover of the Greater Caucasus within Azerbaijan. Proceedings of ANAS. The sciences of Earth, № 4, 2005, pp. 37-44 (in Russian).

Kangarli T.N., Akhundov A.B. Surface and deep structure of south slope of the Greater Caucasus. Soviet Geology, № 10, 1988, pp. 42-52 (in Russian).

Kangerli T.N., Kasumov K.K., Korsakov L.N. et al. Report of results on complex geological-geophysical and hydrogeological research within Ismayilly-Shamakhy and Shaki-Vartashen seismoactive zones on problem of earthquakes prediction in Azerbaijan SSR for period 1982-1986. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources, 1987, 441 p. (in Russian).

Khain V.Y. Geological research and oil search in Lagich mountains. Baku-Moscow ONTI NKTP of USSR – Aznefteizdat, 1937, 92 p. (in Russian).

Khain V.Y. Regional geotectonics. Alpine Mediterranean belt. Nauka. Moscow, 1984, 344 p. (in Russian).

Khain V.Y. Tectonics of continents and oceans, 2000. Nauchniy mir. Moscow, 2001, 606 p. (in Russian).

Khain V.Y., Chekhovich P.A. The main stages of tectonic development of Caspian region. International tectonic map of Caspian Sea and its margins. Scale 1:2 500 000. Explanatory note (editor-in-chief V.Y. Khain and N.A. Bogdanov). Nauchniy mir. Moscow, 2003, pp. 66-74 (in Russian).

Khain V.Y., Hajiyev A.N., Kengerli T.N. About tectonic nature of Apsheron sill of Caspian Sea. Reports of Russian Academy of Sciences, V. 414, № 4, 2007, pp. 523-527 (in Russian).

Kissin I.G. Fluids in Earth crust. Geophysical and tectonic aspects. Nauka. Moscow, 2009, 328 p. (in Russian).

Kleshchev K.A., Shein V.S., Slavkin V.S. A new conception of geological structure and oil and gas content of West Turkmenia. Oil and Gas Geology, № 5, 1992, pp. 1-8 (in Russian).

Kopp M.L. A new structure of Pre-Caspian region as a result of Arabian plate compression. Geodynamics of Black Sea-Caspian segment of Alpine folded belt and prospects for natural resources search. Abstracts of International Conference. Baku, 9-10 June, Nafta-Press. Baku, 1999, pp. 99-100 (in Russian).

Kopp M.L. Structures of lateral pressing in Alpine-Himalaya collision belt. Nauchniy mir. Moscow, 1997, 313 p. (in Russian).

Mammadov P.Z. Deep structure and tectonic evolution of South Caspian Depression. In: Geology of Azerbaijan, Vol.VII. Oil and gas (editor Ak.A.Alizade). Nafta-Press. Baku, 2008, pp. 6-158 (in Russian).

Mammadov P.Z. Recent architecture of South Caspian megabasin – result of multiphase evolution oflithosphere in central segment of Alpine-Himalaya mobile belt. Proceedings of ANAS, The sciences of Earth, № 4, 2010, pp. 46-72 (in Russian).

Шарданов А.Н., Молчанов М.Ф. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. Известия АН Азерб.ССР, № 11, 1954, с. 39-49.

Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. Наука. Москва, 1964, 167 с.

Шурыгин А.М. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. Геотектоника, № 6, 1967, с. 98-104.

Allen M., Ismail-zadeh A., Vincent S., Alsop I., Flecker R. Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics, V. 366, 2003, pp. 223-239.

Allen M., Jackson J., Walker R. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics, V. 23, 2004, TC2008, DOI: 10.1029/2003TC001530.

Green T., Abdullayev N., Hossack J., Riley G., Roberts A. Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin, Azerbaijan. In: South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society Special Publication, V. 312, 2009, pp. 241-260. www.geolsoc.org.uk/bookshop

Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the south Caspian Basin. Geophysics J. I., V. 148, 2002, pp. 214-245.

Kadirov F.A., Floyd M. Reilinger R., Alizadeh Ak.A., Guliyev I.S., Mammadov S.G., Safarov R.T. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan. Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth, № 3, 2015, pp. 3-17.

Kadirov F., Safarov R., Mammadov S. Crustal deformation of the Caucasus region derived from GPS measurements. Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, 2018. http://36nigc.conference.gsi.ir/en.

Kangarli T.N. Alpine geodynamics of the earth's crust of Azerbaijan. In: Proceedings of the 5th Baku International Congress "Energy, Ecology, Economy". V. 10, 1999, pp. 199-205.

Kangarli T.N. Mass overthrust within the structure of Greater Caucasus (Azerbaijan). In: The modern problems of geology and geophysics of Eastern Caucasus and the South Caspian depression. Nafta-Press. Baku, 2012, pp.163-201.

Kangarli T.N., Shakinski A.M., Zamanov Yu.J. Tectonic stratification of the Earth's crast of the Greater Caucasus and the problems of prospecting of oil and gas and ore deposits. In: Proceedings 10th Petroleum Congress and Exhibition of Turkey. Ankara, April 11-15, 1994. UCTEA Chamber of Petroleum Engineers, 1994, pp. 94-103.

Kangarli T., Aliyev F., Aliyev A., Mehdiyeva Z., Vahabov U., Murtuzov Z. Structural position of the Greater Caucasus accretionary prism within the structure of Azerbaijan. Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, 2018 a.
http://36nigc.conference.gsi.ir/en

Kangarli T., Aliyev F., Aliyev A., Rashidov T. Geodynamics and active faults of the pseudosubduction zone in Greater Caucasus on the basis of seismological data (within Azerbaijan). European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2018 b.
http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-6713.pdf

Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision. Tectonophysics, V.161, 1989, pp. 1-21, DOI: 10.1016/0040-1951(89)90297-7.

Vincent S.J., Morton A.C., Carter A., Gibbs S., Teymuraz G.B. Oligocene uplift of the western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision. Terra Nova, V. 19, 2007, pp. 160-166, DOI: 10.1111/j.1365-3121.2007.00731.x.

Mirchink M.F., Shurygin A.M. Structure formation of Tertiary and Cretaceous deposits of South-East Caucasus. Nauka. Moscow, 1972, 160 p. (in Russian).

Nabiyev A.A., Guliyev I.M. Report of results of geophysical works on study of deep structure in Western area of Kura depression and piedmont of the Greater and Lesser Caucasus (Azerbaijan SSR) for period 1978-1981. Report of GIAF Ministry of Ecology and Natural Resources, 1982, 134 p. (in Russian).

Panov D.I. Tectonic structure of Jurassic terrigenous complex of the Greater Caucasus. Mechanism and its period formation. Proceedings of North-Caucasian State Technology University, series "Tectonics and geodynamics", Issue 1, SKGTU Publisher. Stavropol, 2002, pp. 60-70 (in Russian).

Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision. Tectonophysics, V. 161, 1989, pp. 1-21, DOI: 10.1016/0040-1951(89)90297-7.

Salamov A.M. Report of results of preliminary exploration for fresh ground waters in Quaternary deposits of Oguz-Gabala field in Alazan-Airichai Valley for period 1991-1995. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources, 1996, 139 p. (in Russian).

Salamov A.M. Report of results on mineral water search on territory of Ismayilly region of Azerbaijan SSR for period 1983-1984. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources, 1985, 127 p. (in Russian).

Salamov A.M. Report of results on preliminary exploration of fresh ground waters in Shaki-Zagatala zone for period 1979-1981. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources, 1982, 150 p. (in Russian).

Shardanov A.N. To issue of mantle tectonics phenomena in South-East Caucasus. Reports of AS of Azerb.SSR, V. 9, № 8, 1953, pp. 439-444 (in Russian).

Shardanov A.N., Molchanov M.F. Astrakhan overthrust sheet in South-East Caucasus. Proceedings of AS of Azerb.SSR, № 11, 1954, pp. 39-49 (in Russian).

Sholpo V.N. Types and formation conditions of Shaly Dagestan orogenesis. Nauka. Moscow, 1964, 167 p. (in Russian).

Shurygin A.M. Astrakhan overthrust sheet in South-East Caucasus. Geotectonics, № 6, 1967, pp. 98-104 (in Russian).

Topchishvili M.V., Lominadze T.A., Tsereteli I.D., Todria V.A., Nadareishvili G.Sh. Stratigraphy of Jurassic deposits of Georgia. Proceedings of GIN of AS of Georgia. New series, issue 122, IKTs GIN of AS of Georgia, Tbilisi, 2006, 453 p. (in Russian).

Vassoyevich N.B. About large overthrust sheets in East Transcaucasus. Proceedings of All-Russian mineralogical society, Ch.69, Iss. 2-3, 1940, pp. 395-417 (in Russian).

Vassoyevich N.B., Khain V.Y. Phenomena of mantle tectonics in Lagich Mountains. Proceedings of AS of USSR, № 1, 1940, pp.76-80 (in Russian).

Veremeyenko O.V., Ivanova N.M. et al. Analysis and reinterpretation of geophysical materials on southern slope of the Greater Caucasus and adjacent areas for period 1983-1985. GIAF Report of Ministry of Ecology and Natural Resources, 1986, 208 p. (in Russian).

Vincent S.J., Morton A.C., Carter A., Gibbs S., Teymuraz G.B. 2007. Oligocene uplift of the western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision. Terra Nova, V.19, pp. 160-166, DOI: 10.1111/j.1365-3121.2007.00731.x.

Voskresenskiy I.A. About Bascal sheet in South-East Caucasus. Soviet Geology, № 7, 1958, pp. 62-84 (in Russian).

Voskresenskiy I.A., Khain V.Y., Shurygin A.M. Overthrust sheets of South-East Caucasus and their formation conditions. Vestnik MSU (Moscow State University), № 4, 1963, pp. 15-33 (in Russian).

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА (МЕЖДУРЕЧЬЕ рр. МАЗЫМЧАЙ И ПИРСААТ)

СТАТЬЯ I – ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Кенгерли Т.Н.[1], Алиев Ф.А.[1], Алиев А.М.[2], Казымова С.Э.[3], Сафаров Р.Т.[1], Вахабов У.Г.[1]
1 – Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1073, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119: tkangarli@gmail.com
[2]Геофизическая экспедиция Национальной геологоразведочной службы
Министерства экологии и минеральных ресурсов
AZ1117, г.Баку, ул.Натаван, 16
[3]Республиканский Центр сейсмологической службы НАН Азербайджана
AZ1001, г.Баку, ул.Н.Рафибейли, 25

Резюме. Напряженное состояние литосферы Большого Кавказа, расположенного в зоне псевдосубдукционного сочленения Северо- и Южно-Кавказского массивов (тектонических микроплит), является следствием внедрения Аравийского индентора в буферные структуры южного обрамления Евразии на континентальной стадии альпийского тектогенеза (с конца миоцена). Об этом свидетельствуют результаты геофизических наблюдений за строением и сейсмо-геодинамической активностью земной коры региона, который в целом представляет собой область поддвига (С-субдукции – континентальной субдукции или псевдосубдукции) Кахети-Вандам-Гобустанской окраины Южно-Кавказской микроплиты под южное подбрюшье Евразии (Скифско-Туранскую эпигерцинскую платформу) с выжиманием и продвижением на юг аллохтонной аккреционной призмы, сложенной структурно-вещественными комплексами окраинного моря Большого Кавказа. Этим фактором обусловлены особенности современной структуры горно-складчатого сооружения, находящие отражение в материалах геологического картирования, сейсмо- и электроразведочных, грави- и магнитометрических наблюдений в пределах Азербайджана. В статье дана характеристика поверхностного и глубинного строения региона, определяющего его современную сейсмическую и геодинамическую активность.

Ключевые слова: *Большой Кавказ, тектоническое районирование, альпийский чехол, автохтон, аллохтонные комплексы, неоавтохтон, аккреционная призма, псевдосубдукция, доюрский фундамент, разломная тектоника*

AZƏRBAYCANIN HÜDUDLARINDA BÖYÜK QAFQAZIN CƏNUB YAMACININ MÜASİR STRUKTURU VƏ AKTİV TEKTONİKASI (MAZIMÇAY-PİRSAAT ÇAYARASI)

MƏQALƏ I – GEOLOJİ-TEKTONİK ŞƏRAİT

Kəngərli T.N.[1], Əliyev F.A.[1], Əliyev A.M.[2], Kazımova S.E.[3], Səfərov R.T.[1], Vahabov Ü.G.[1]
[1]Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ1143, Bakı şəh., Hüseyn Cavid prosp.,119: tkangarli@gmail.com
[2]Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi Milli Geoloji-Kəşfiyyat Xidmətinin Geofiziki Ekspedisiyası
AZ1117, Azərbaycan, Bakı şəh., Natavan küç., 16
[3]AMEA Seysmoloji Xidmətinin Respublika Mərkəzi
AZ 1117, Azərbaycan, Bakı şəh., N.Rəfibəyli küç., 25

Xülasə. Şimali və Cənubi Qafqaz massivlərinin (tektonik mikroplitələrinin) psevdosubduksiya mənşəli qovuşma zonasında yerləşən Böyük Qafqaz litosferinin gərginlikdə olan müasir vəziyyətinə alp tektogenezinin miosenin sonundan başlayan qitə mərhələsində Ərəbistan indentorunun Avrasiyanın cənub haşiyəsinin bufer strukturlarına yeridilməsi prosesinin nəticəsi kimi baxılır. Buna sübut olaraq, regionun yer qabığının geoloji quruluşu və seysmik-geodinamik aktivliyinə dair geofiziki tədqiqatların nəticələrini göstərmək olar. Ümumilikdə tədqiqat ərazisi Cənubi Qafqaz mikroplitəsinin Kaxeti-Vəndam-Qobustan cinahının Avrasiyanın cənub kənarı (Skif-Turan epihersin platforması) altına çəkilməsi (C-subduksiyası – qitə subduksiyası və ya psevdosubduksiyası) sahəsinə cavab verir. Bu proses Böyük Qafqaz kənar dəniz struktur-maddi komplekslərindən təşkil olunmuş akkresiya prizmasının sıxılıb çıxarılması və cənuba doğru irəliləməsinə səbəb olmuşdur. Dağ-qırışıqlıq qurğusunun hüdudlarında aparılan geoloji planalma, seysmik və elektrik kəşfiyyat, qravimetrik və maqnitometrik müşahidələrin materiallarında öz əksini tapan yerüstü və dərinlik geoloji quruluşun xüsusiyyətləri məhz bu faktorla şərtlənir. Təqdim edilən məqalədə regionun müasir seysmik və geodinamik aktivliyini müəyyən edən səthi və dərinlik geoloji quruluşun xüsusiyyətləri açıqlanır.

Açar sözlər*: Böyük Qafqaz, Alp ortüyü, avtoxton və alloxton komplekslər, qeyri-avtoxton, akkresiya prizması, saxta subduksiya, yurayaqədərki fundament, yarılma tektonikası*

ANAS Transactions Earth Sciences 2 / 2018

Geology and geophysics

http://www.journalesgia.com

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА (МЕЖДУРЕЧЬЕ рр. МАЗЫМЧАЙ И ПИРСААТ)

СТАТЬЯ II – АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА

Кенгерли Т.Н.[1], Алиев Ф.А.[1], Алиев А.М.[2], Казымова С.Э.[3], Сафаров Р.Т.[1], Вахабов У.Г.[1]

[1]Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1073, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119: tkangarli@gmail.com
[2]Геофизическая экспедиция Национальной геологоразведочной службы
Министерства экологии и минеральных ресурсов
AZ1117, г.Баку, ул.Натаван, 16
[3]Республиканский Центр сейсмологической службы НАН Азербайджана
AZ1001, г.Баку, ул.Н.Рафибейли, 25

CONTEMPORARY STRUCTURE AND ACTIVE TECTONICS OF SOUTHERN SLOPE OF THE GREATER CAUCASUS WITHIN AZERBAIJAN (INTERFLUVES OF MAZYMCHAI AND PIRSAAT RIVERS)

PART II: ACTIVE TECTONICS

Kangarli T.N.[1], Aliyev F.A.[1], Aliyev A.M.[2], Kazimova S.E.[3], Safarov R.T.[1], Vahabov U.G.[1]
[1]Institute of Geology and Geophysics of ANAS
H. Javid Ave., 119, Baku, Azerbaijan, AZ1143: tkangarli@gmail.com
[2]Geophysical Expedition of National Geological Survey,
Ministry of Ecology and Natural Resources
Natavan Str., 16, Baku, Azerbaijan, AZ1117
[3]Republican Centre of Seismological Survey, ANAS
N. Rafibeyli Str., 25, Baku, Azerbaijan, AZ1001

Keywords: *Greater Caucasus, tectonic zoning, Alpine cover, autochthone, allochthon, neo- autochthone, accretionary prism, pseudo-subduction, Pre-Jurassic basement, fault tectonics*

Summary. This part of the paper ends dedication to the research of the deep structure and geodinamic activity of the southern slope of the Greater Caucasus within Azerbaijan. It studies active tectonics of the region from the viewpoint of the mechanism of undergoing (pseudo-subduction) within convergency zone of the south and north microplates. We have analysed and interpreted the seismogeological data, as well as GPS monitoring results about contemporary geodynamic activity determining correlations with deep structure peculiarities. Analysis and correlation of historical and recent seismic events (until 2017) show that the earthquake focuses are mainly confined to the intersection nodes of differently striking rupture dislocations, or to the planes of deep tectonic failures and lateral displacements along the unstable contacts of material complexes with different competence. Earthquake focal mechanisms inform about predominantly near-vertical shifts along normal fault planes and normal faults with strike-slip components, but in general earthquake focuses are confined to the intersection nodes of main- and anti-Caucasus rupture dislocations.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Введение

Согласно установившимся представлениям (Ахмедбейли и др., 2002; Геология Азербайджана …, 2005; Хаин, 1984, 2001; Kangarli, 2012) современная структура Кавказа сформировалась на альпийском этапе тектогенеза в пространственных пределах, охватывающих южный борт Евразийского континента, Малокавказское от-

ветвление Мезотетиса и северный борт Иранского микроконтинента. Характерной чертой строения земной коры является ее тектоническая неоднородность, выраженная в сложном соотношении составляющих ее структурно-формационных единиц с различным литолого-стратиграфическим разрезом, характером деформаций и историей геологического развития.

Зажатость территории Кавказского перешейка в зоне столкновения указанных литосферных плит определяет ее современную геодинамическую и, соответственно, сейсмическую активность. При этом южный склон Большого Кавказа остается одной из наиболее сейсмически активных областей Кавказского перешейка, где периодически происходят крупные сейсмические события, сопровождающиеся спонтанным высвобождением больших объемов энергии земных недр. Сейсмическая активность связана с продолжающейся интенсивной перестройкой структурного плана со значительными амплитудами новейших и современных движений: очаги землетрясений, как правило, приурочены к границам крупных геотектонических элементов земной коры и узлам пересечения разломов различной направленности. Сейсмологические и палеосейсмотектонические исследования, сейсмическое и сейсмотектоническое районирование, осуществлявшиеся в различных сейсмических регионах Кавказа (включая территорию Азербайджана), подтверждают версию контролируемости очаговых областей землетрясений сетью разломов общекавказского и антикавказского простираний с различными типами смещения. Однако в целом причиной современной сейсмической активности служат горизонтальные подвижки разномасштабных тектонических блоков земной коры, зажатых в полосе коллизионного взаимодействия Афро-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Сопоставительный анализ материалов глубинного картирования, GPS-мониторинга и сейсмологических данных свидетельствует в пользу коррелятивных связей между современной сейсмической активностью, особенностями глубинного строения и современными движениями разномасштабных блоков земной коры региона.

Методология исследований

Современные горизонтальные скорости движения земной коры определялись согласно записям стационарной геодезической сети GPS с использованием программного пакета GAMIT-GLOBK. Оценка скоростей движения (относительно Евразийской платформы) осуществлялась в рамках глобальной Международной Наземной Системы Отсчета (ITRF).

Для определения механизмов землетрясений проводился анализ данных их регистрации на нескольких сейсмостанциях, находящихся в разных азимутальных направлениях от эпицентра землетрясения. На сейсмограммах, зарегистрировавших землетрясение, определялась поляризация первых вступлений продольных (P) волн с последующим выделением нодальных плоскостей (в сопоставлении с реальной геологической обстановкой и данными об имеющихся смещениях на поверхности, если они наблюдались), вдоль которых предположительно произошло смещение во время данного землетрясения.

Механизмы очагов землетрясений были рассчитаны в РЦСС НАНА по программе «FPFIT» системы «Kinemetrics», используя знаки первых вступлений P-волн на цифровых станциях, которые расположены в интервале эпицентральных расстояний 15-350 км при достаточно равномерном распределении по азимутам.

Динамика проявления сейсмической активности

Индикатором продолжающейся псевдосубдукции в пределах южного склона Большого Кавказа является сейсмичность, неравномерно распределяющаяся по глубине (сейсмические уровни -2-6, -8-12, -17-22 и -25-45 км): анализ распределения очагов землетрясений свидетельствует о существовании структурно-динамических взаимоотношений между ними и субвертикальными и субгоризонтальными контактами в земной коре (Кенгерли и Велиев 1988; Aliyev et al., 2018; Kangarli et al., 2016, 2017a; Telesca et al., 2017). Горизонтальная и вертикальная сейсмическая зональность находит объяснение с точки зрения блоковой делимости и тектонической расслоенности земной коры (рис. 1, 2), в структуре которой очаги землетрясений приурочены главным образом к узлам пересечения разрывов различной направленности либо к плоскостям глубинных тектонических срывов и латеральных смещений по неустойчивым контактам вещественных комплексов различной компетентности (Кенгерли и Велиев 1988; Aliyev et al., 2018; Alizadeh et al., 2013; Kangarli et al., 2016, 2017 a, b; Telesca et al., 2017).

На основании анализа пространственно-временного распределения очагов землетрясений с $M \geq 3$ за период инструментальных наблюдений с 1902 по 2017 гг. нами прослежена динамика проявления сейсмической активности в зоне южного склона Большого Кавказа (рис. 3). С использованием материалов повторной интерпре-

тации геофизических данных, а также составленной результативной тектономагматической схемы исследуемого региона (Кенгерли и Ахундов, 1988; Kangarli, 2012), с запада на восток можно выделить 4 блока (разделенные антикавказскими разломными зонами) с различной характеристикой сейсмической активности – Загатальский, Шекинский, Габала-Шамахинский и Гобустанский, из которых первые два относятся к восточному, другие два – юго-восточному сегментам Большого Кавказа. Граница между сегментами определяется Самур-Агдашским левосторонним сбросо-сдвигом (см. рис.1).

Первые два блока отличаются меньшей сейсмической активностью за весь период наблюдений (см. рис. 3):

– в период до 1980 года в Загатальском блоке произошло 12 сейсмических событий, приуроченных к верхней части консолидированной коры, очаги абсолютного большинства которых (11) расположены на глубинах 12-30 км; в последующий период количество событий составило 66, из них 9 – в осадочном чехле, 57 – в консолидированной коре на глубинах 5-30 км;

– в Шекинском блоке за период до 1980 года произошло 14 сейсмических событий, из них 3 события (на глубине 3-5 км) приурочены к альпийскому чехлу, остальные – к верхней части консолидированной коры (5-30 км); в период 1981-2017 гг. количество событий возросло до 65, из них 3 – в осадочном чехле, 62 – в консолидированной коре (58 – в верхней части, 3 – нижней части коры и 1 – ниже границы Мохо).

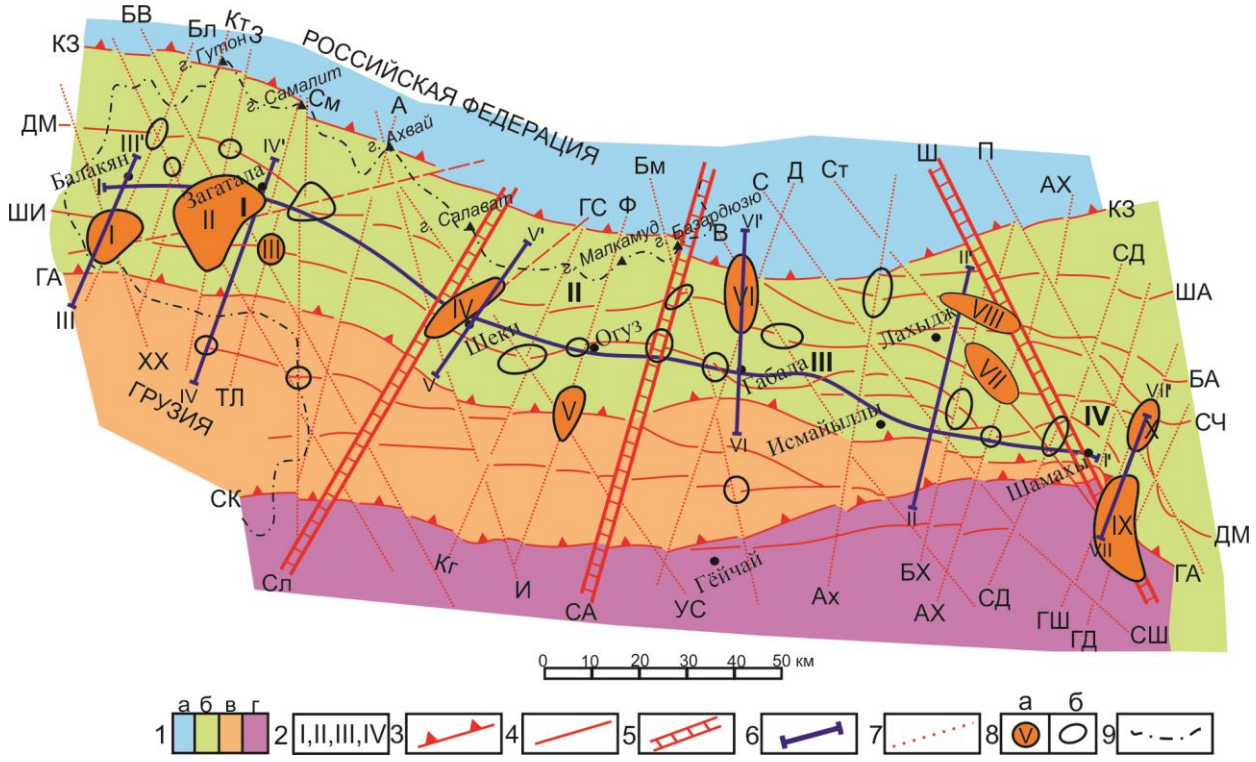


Рис. 1. Карта-схема разломной тектоники и распределения очаговых зон землетрясений на уровне поверхности доюрского основания. Составили Т.Н.Кенгерли, Ф.А.Алиев и А.М.Алиев. (Kangarli et al., 2017 a, 2018 b)

1 – продольные блоки (тектонические ступени): а – Туфанский, б – Кахети-Вандам-Гобустанский; в – Чатма-Аджиноурский; г – Средне-Куринский; 2 – поперечные блоки первого порядка: I – Загатальский; II – Шекинский; III – Габала-Шамахинский; IV – Гобустанский; 3 – глубинные разломы 1-го порядка на границах продольных блоков / тектонических ступеней (КЗ – Кбаад-Зангинский; ГА – Ганых-Айричай-Алятский; СК – Северо-Куринский); 4 – прочие продольные разломы, в т.ч.: ДМ – Дашагыл-Мюдрисинский; ШИ– Шамбул-Исмайыллинский; СЧ – Салават-Чигилчайский; БА – Бабадаг-Агдаринский; ША – Шахназардаг-Алтыагачский; 5 – разломы на границах поперечных блоков первого порядка: Сл – Салават-Самухский; СА – Самур-Агдашский; Ш – Шамахинский; 6 – прочие разрывы антикавказского простирания, в т.ч.: ХХ – Химрих-Халаталинский; ТГ – Тиновросо-Гандахский; БВ – Буланлыгчай-Верхиянский; Бл – Балакянский; З – Загатальский; Кт – Катехский; ТЛ – Талачай-Лалялинский; См – Самалитский; А – Ахвайский; И – Илисуйский; Кг – Кюнгютский; ГС – Гохмуг-Салъяханский; Ф – Фийский; УС – Уджар-Сарыбашский; Бм – Бумчайский; Д – Дамирапаранчайский; В – Вандамский; Ах – Ахохчайский; СШ – Сыгырлы-Шахнабадский; Ст – Сулутский; П – Пирсаатский; БХ – Басгал-Хашынский; АХ – Агсу-Халтанский; СД – Сагиян-Дибрарский; ГШ – Гёйлярдаг-Шыхларский; ГД – Гушчу-Дизаварский; 7 – местоположение профилей, показанных на рис. 2, 3, 11, 13 и 14; 8 – очаговые зоны землетрясений 2012-2018 гг. с $M \geq 3$: а – описанные в статье: I – Балакянская; II – Загатальская; III – Гымырская; IV –Шекинская; V – Огузская; VI – Габалинская; VII – Сулутская; VIII – Зарат-Хейбаринская; IX – Гёйлярдаг-Гушчинская; XI – Таклинская; б – прочие; 9 – государственная граница

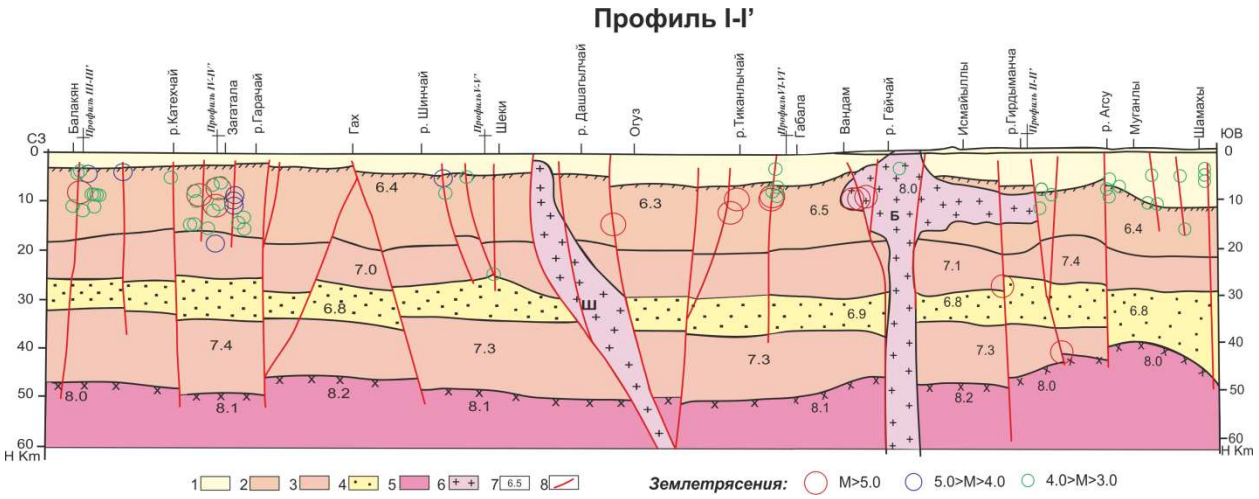


Рис. 2. Синтетический сейсмический профиль МОВЗ (I-I' на рис. 1) по траверсу Балакян-Шамахы. Составили Т.Н.Кенгерли, А.М.Алиев и Ф.А.Алиев

1-3 – слои консолидированной коры: 1 – осадочный; 2 – «гранитный»; 3 – «базальтовый»; 4 – «волновод»; 5 – верхняя мантия; 6 – интрузивы (Ш – Шекинский, Б – Буйнузский); 7 – пластовые скорости сейсмических волн; 8 – разрывные нарушения

Габала-Шамахинский и Гобустанский блоки проявляли более высокую активность за весь период наблюдений, но здесь также наблюдается скачок сейсмической активности в последней четверти XX века (см. рис. 3):

– в период до 1980 года прошлого столетия в Габала-Шамахинском блоке произошло 29 сейсмических событий как в альпийском чехле (14), так и консолидированной коре (14 – на глубинах 5-30 км и 1 – ниже границы Мохо); в последующий период количество событий составило 219, из них 46 – в осадочном чехле, остальные – в консолидированной коре (141 – на глубинах 5-30 км;30 – 31-45 км и 8 – ниже границы Мохо);

– в Гобустанском блоке за период до 1980 года произошло 23 сейсмических события, из них 8 событий приурочены к альпийскому чехлу, 11 – к верхней части консолидированной коры (5-30 км) и 4 – к ее нижней части (31-45 км); в период 1981-2017 гг. количество событий возросло до 196, из них 30 произошли в осадочном чехле, 187 – в консолидированной коре (139 – в верхней части, 48 – нижней части коры) и 9 – ниже границы Мохо.

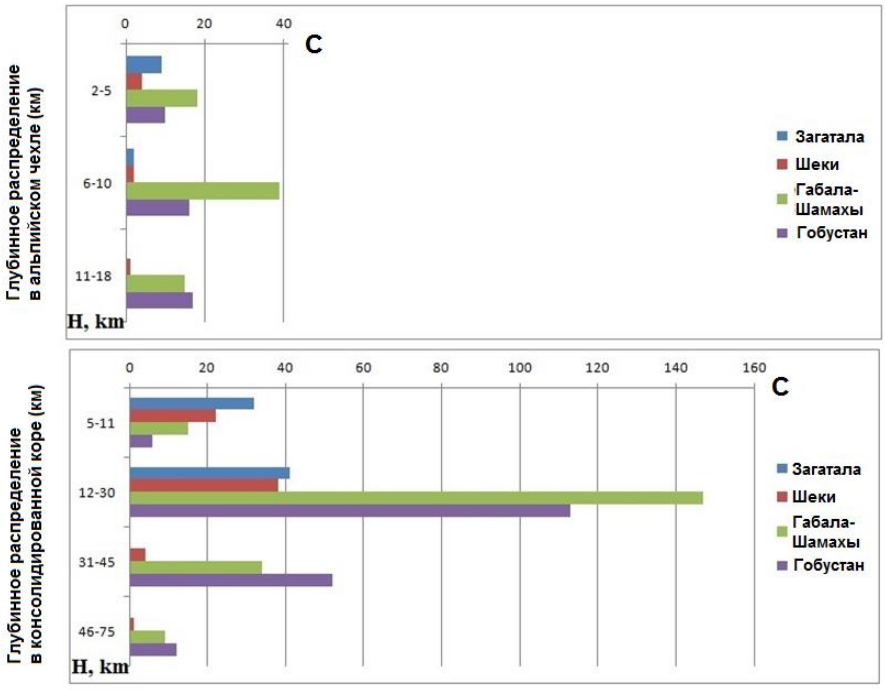


Рис. 3. Гистограмма вертикального распределения очагов землетрясений с M ≥ 3 по блокам земной коры южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана (1902-2017 гг.). Составил Ф.А.Алиев

Даже приняв к сведению несовершенство технико-методологического обеспечения регистрации землетрясений за период инструментальных наблюдений первой и начала второй половины XX столетия, можно прийти к заключению, что в целом прослеживается процесс сейсмической активизации в регионе исследований (как и на всем Кавказе и сопредельных областях) с начала 80-х гг. прошлого века (рис. 4). В пределах восточного сегмента сейсмически (Загатальский и Шекинский блоки) активна главным образом верхняя часть консолидированной коры, а в юго-восточном сегменте (Габала-Шамахинский и Гобустанский блоки) сейсмической активностью затронута вся земная кора и даже верхняя мантия. Большинство глубоких очагов расположено в зоне субмеридионального Западно-Каспийского разлома, к востоку от которого наблюдается ступенчатое погружение консолидированной коры в направлении Каспийской котловины.

Современные геодинамические процессы

Наблюдаемая активизация сейсмичности в целом согласуется с данными о скоростях горизонтальных смещений за период GPS-наблюдений за современной геодинамикой региона, проводящихся с 1998 года (Кадиров и др., 2009; Кадиров и Сафаров, 2013; Kadirov et al., 2008, 2015, 2018; Telesca et al., 2017). В сравнении с данными за 2004 год скорости горизонтальных смещений на абсолютном большинстве пунктов наблюдения по данным 2017 года возросли на 2-8 мм/год (рис. 5). При этом в распределении скоростей прослеживается поперечная зональность, аналогичная сейсмической: к западу от Самур-Агдашского нарушения скорости в среднем составляют 8-10 мм/год, а к востоку от него превышают 13 мм/год (13-29 мм/год).

Одновременно в распределении скоростей горизонтальных движений наблюдается продольная зональность, соотносимая с общекавказской тектонической зональностью территории.

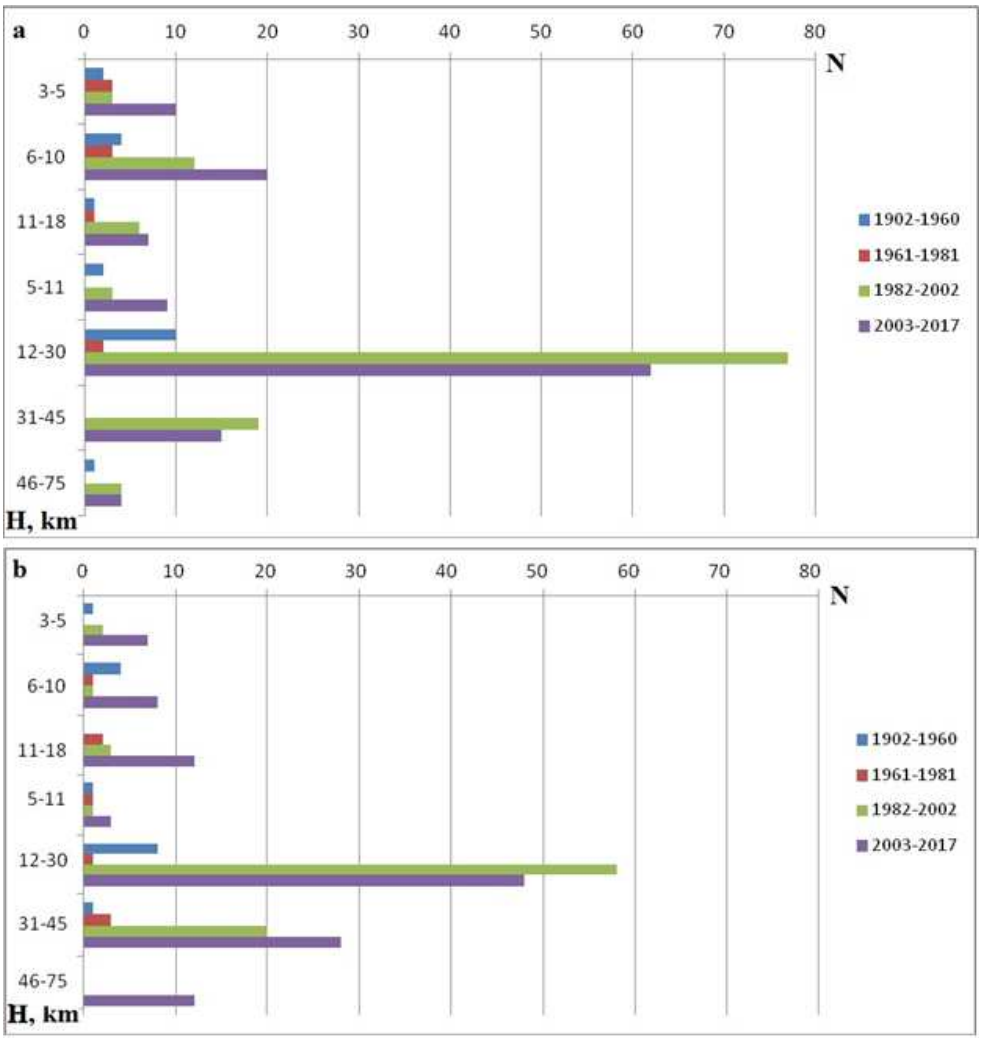


Рис.4. Гистограмма, отражающая изменения сейсмической активности (землетрясения с $M \geq 3$) в азербайджанской части южного склона Большого Кавказа в пространстве (по глубине) и во времени за период 1902-2017 гг.: а – Габала-Шамахинский и Гобустанский блоки; б – Загатальский и Шекинский блоки. Составил Ф.А.Алиев

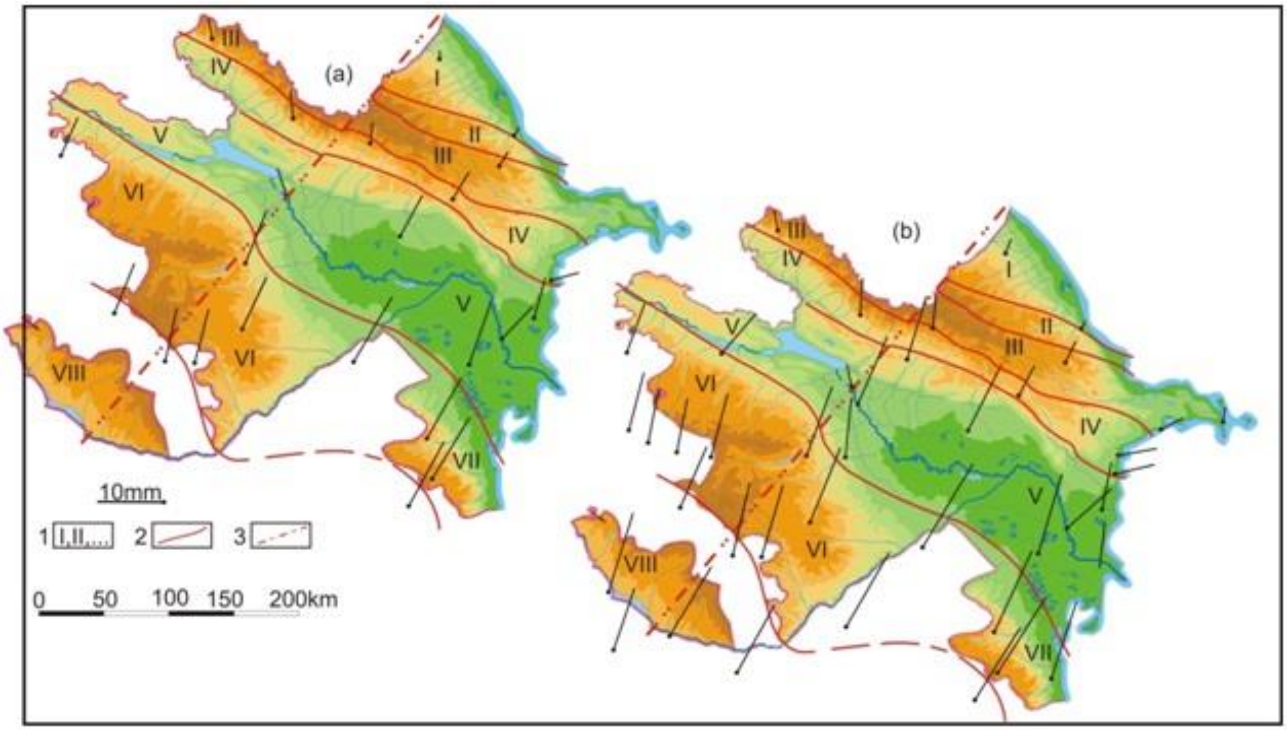


Рис. 5. GPS-скорости горизонтальных смещений земной поверхности территории Азербайджана и сопредельных областей в 2004 (а) и 2017 (б) годах. Составил Р.Т.Сафаров

1 – основные структурные зоны (продольные тектонические блоки): I – Гусар-Давачинская; II – Бокового хребта Большого Кавказа; III – Южного склона Большого Кавказа; IV – Кахети-Вандам-Гобустанская; V – Куринская; VI – Артвин-Гарабагская; VII – Талышская; VIII – Аразская; 2 – глубинные разломы на границах структурных зон; 3 – Самур-Агдашский разлом

Рассмотрение данных по распределению векторов скоростей горизонтальных смещений геодезических пунктов GPS на территории Азербайджана и сопредельной области Ирана за период 1998-2017 гг. приводит к выводу о значительной (до 29 мм/год) скорости смещения в север-северо-восточном направлении юго-западного борта и центральной полосы Южно-Кавказской микроплиты, включая территорию юго-восточного сегмента Малого Кавказа, Куринской депрессии и Талыша. В то же время в пределах северо-восточного борта микроплиты, отвечающего Вандам-Гобустанской мегазоне Большого Кавказа, векторы скоростей испытывают сокращение до 6-13 мм/год, а еще севернее, в висячем крыле Кбаад-Зангинского глубинного поддвига, т.е. непосредственно в пределах аккреционной призмы, и вовсе сокращаются до 0-6 мм/год (данные 2010-2014 гг.). В целом тангенциальное сокращение земной коры в регионе оценивается в размере 4-10 мм/год.

Подтверждением сказанному являются наблюдаемые направления и скорости движения земной поверхности территории Азербайджана и смежных регионов по результатам измерений на GPS-пунктах в 2015 г. (рис. 6). Поле скоростей четко иллюстрирует движение земной поверхности в С-СВ направлении. При этом на представленных графиках четко проявлена особенность скоростного поля – контрастное уменьшение скорости в пунктах наблюдений, расположенных в южном крыле Зангинского надвига, по сравнению со скоростями, фиксируемыми в пределах Куринской и более южных зон (см. рис. 5, 6).

Данное явление отражает процесс последовательного накопления упругих деформаций в зоне псевдосубдукционного взаимодействия структур северного борта Южно-Кавказской микроплиты (Вандам-Гобустанская мегазона) с аккреционной призмой Большого Кавказа.

Пространственное распределение и фокальные механизмы очагов землетрясений

Пространственно-временной анализ распределения очагов сильных землетрясений в пределах азербайджанской части Большого Кавказа приводит к выводу, что на современном этапе тектогенеза максимально сейсмически активны структуры северного крыла Южно-Кавказской микроплиты (как северные, погребенные под аккреционной призмой, так и выступающие на поверхность в центральной полосе или покрытые четвертичным чехлом в южной части Кахети-Вандам-Гобустанской зоны) на двух участках:

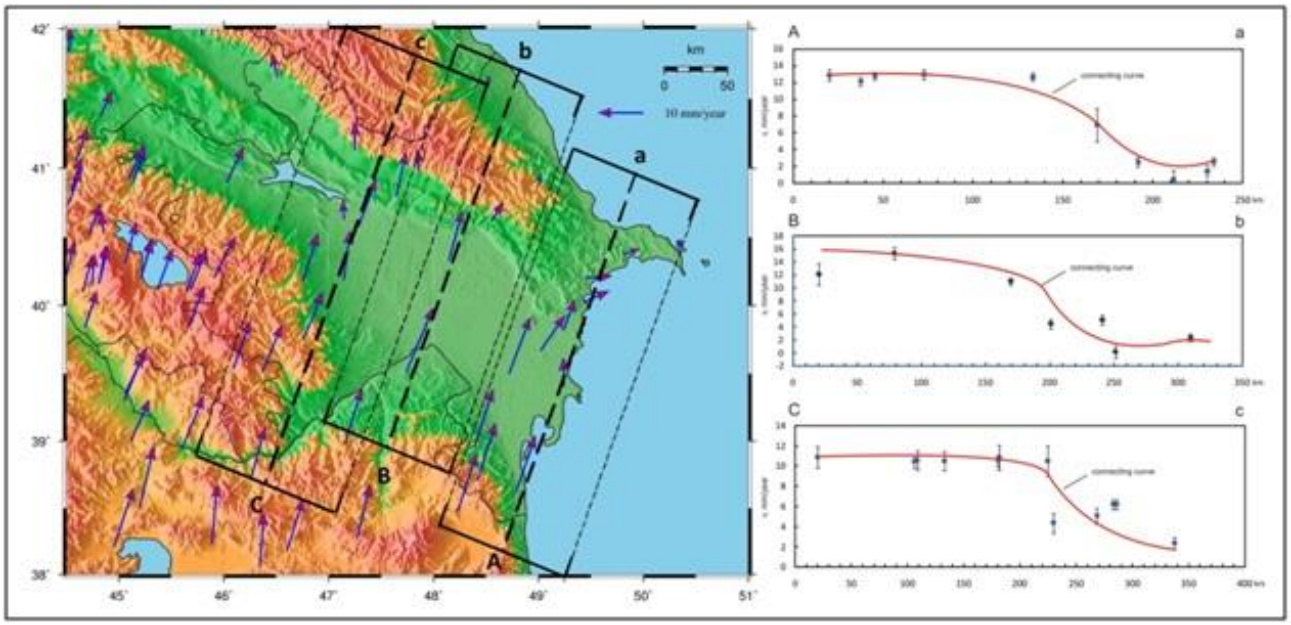


Рис. 6. Скорости GPS горизонтальных движений в Азербайджане и сопредельных областях (2015 г.) и графики параллельных составляющих скоростей GPS по сечениям A-a, B-b и C-c (Kadirov et al., 2015, 2018)

– зона, контролируемая погружающимся на север Ганых-Айричай-Алятским глубинным надвигом «общекавказского» простирания (отвечает границе Вандам-Гобустанской и Средне-Куринской тектонических зон) в полосе Ордубад-Балакян-Моздокской антикавказской сейсмотектонической зоны на западе азербайджанской части Большого Кавказа;

– расположенный в пределах Талыш-Самур-Махачкалинской субмеридиональной сейсмотектонической зоны сложный тектонический узел на востоке описываемой области, отвечающий пересечению двух разломных зон: Западно-Каспийской северо-западного направления (ограничена с северо-востока Пирсаатским и с юго-запада Сыгырлы-Шахнабадским элементарными правыми сдвигами глубокого заложения) и Гирдыманчай-Гонагкендской северо-восточного простирания (представлена Басгал-Хашынским, Агсу-Халтанским, Сагиян-Дибрарским, Гёйлярдаг-Шыхларским и др. нарушениями).

В условиях бокового сжатия мелкомасштабные блоки, на которые разбита земная кора региона, служат причиной формирования транспрессивного типа деформаций, сочетающего сдвиговые смещения по поперечным нарушениям, ограничивающим эти блоки, со структурами сжатия, к каковым относятся разрывы общекавказского простирания. При таком режиме формируются многочисленные зоны концентрации упругих напряжений, приуроченные к указанным дислокациям и узлам их сочленения. Именно превышение накопившимися упругими деформациями предела прочности пород приводит к разрядке энергии и хрупким разрушениям (по механизму stick-slip) в этих тектонически ослабленных зонах южного склона азербайджанской части Большого Кавказа (см.рис.1).

На существование в регионе тангенциальных напряжений в реальном времени указывают также фокальные механизмы землетрясений с $M \geq 3$, произошедших в период 2003-2017 гг. (рис. 7). Анализ распределения осей сжатия и расширения свидетельствует о преобладании латерального сжатия, ориентированного в субмеридиональном и СВ-ЮЗ направлениях. Типы фокальных механизмов в целом соответствуют представлениям о геодинамике конвергентных границ микроплит, где отмечается весь набор этих механизмов (рис. 8) – от сбросового до взбросового (Рзаев и др., 2013; Aliyev et al., 2018; Alizadeh et al., 2013; Kangarli et al., 2016, 2017a,b; Yetirmishli et al., 2014, 2016).

Свидетельством сказанному, в частности, являются сейсмические события, наблюдавшиеся в Северо-Западном Азербайджане в период с 2012 по первую половину 2018 гг. В качестве примера приводятся условия и факторы, обусловившие в данный период ощутимую сейсмическую активность в Загатальской, Балакянской, Гымырской, Шекинской, Огузской, Исмайыллинской и Габалинской очаговых зонах.

Загатальская очаговая зона проявила себя сейсмической активизацией в период 2012-2014 гг. (рис. 9). Основные сейсмические события произошли в мае-июле 2012 г., когда были зафиксированы 3 толчка с M = 5,27-5,69 (07.05.2012 г.), 1 толчок с M = 5,02 (20.06.2012 г.) и большое количество афтершоков с M=3,0-4,4.

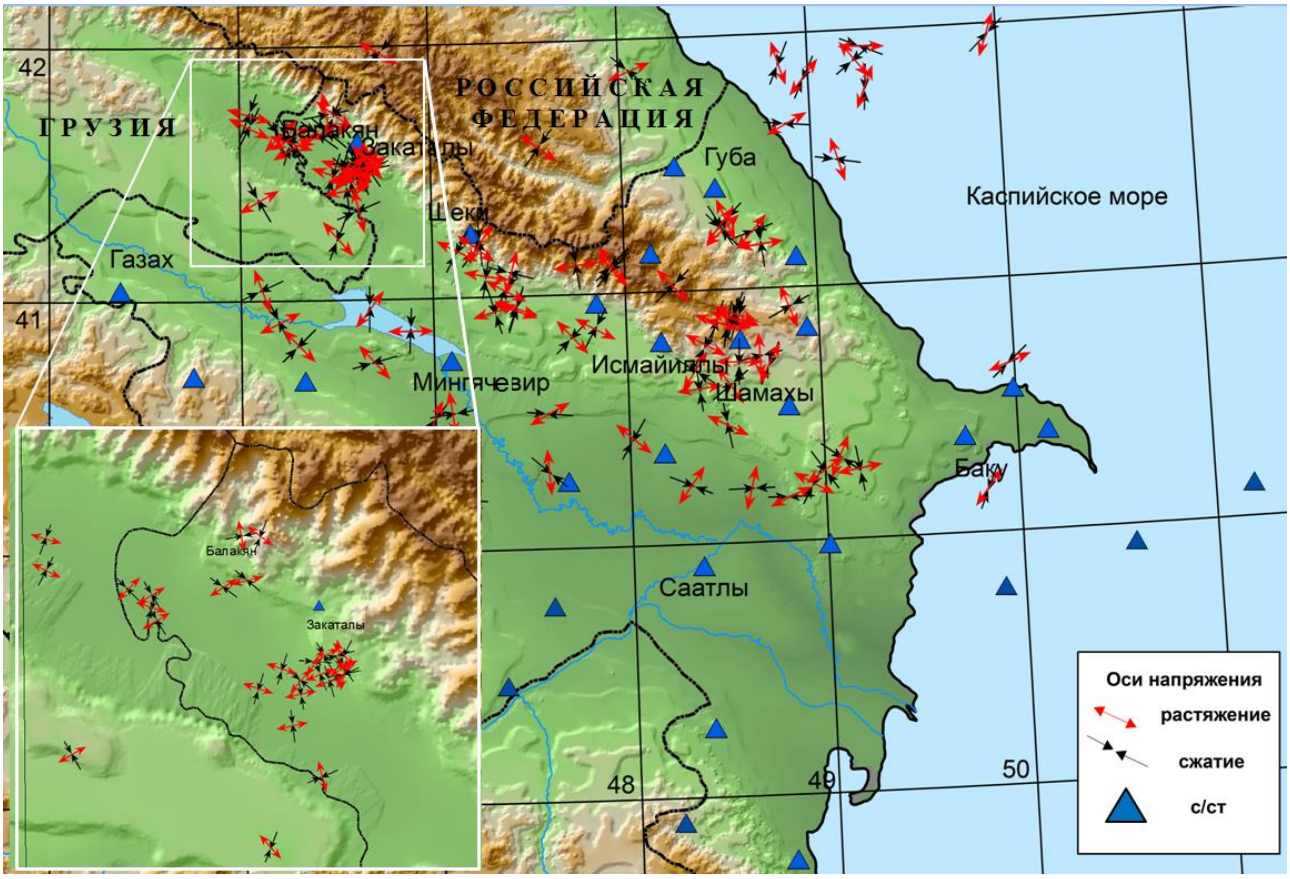


Рис. 7. Схема распределения тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений с M ≥ 3 за 2003-2017 гг. Составила С.Э.Казымова

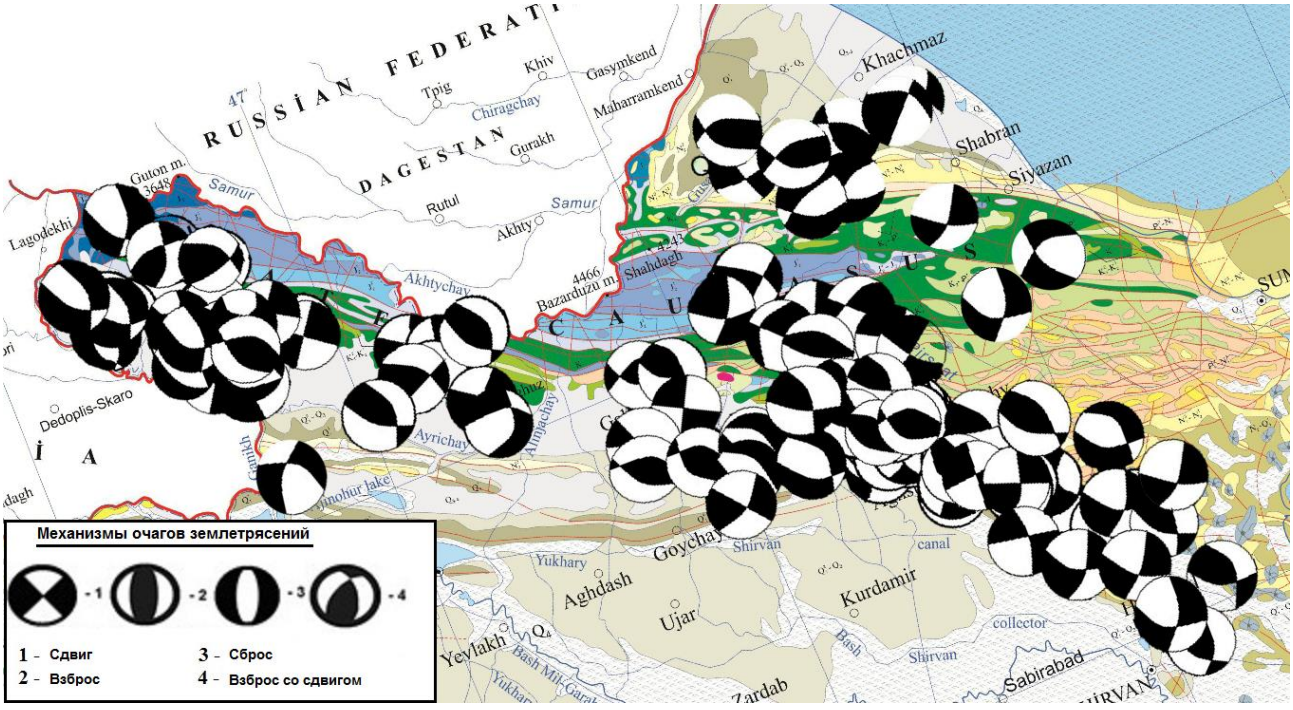


Рис. 8. Механизмы очагов землетрясений с M ≥ 3 за период 2003-2017 гг. Составила С.Э.Казымова

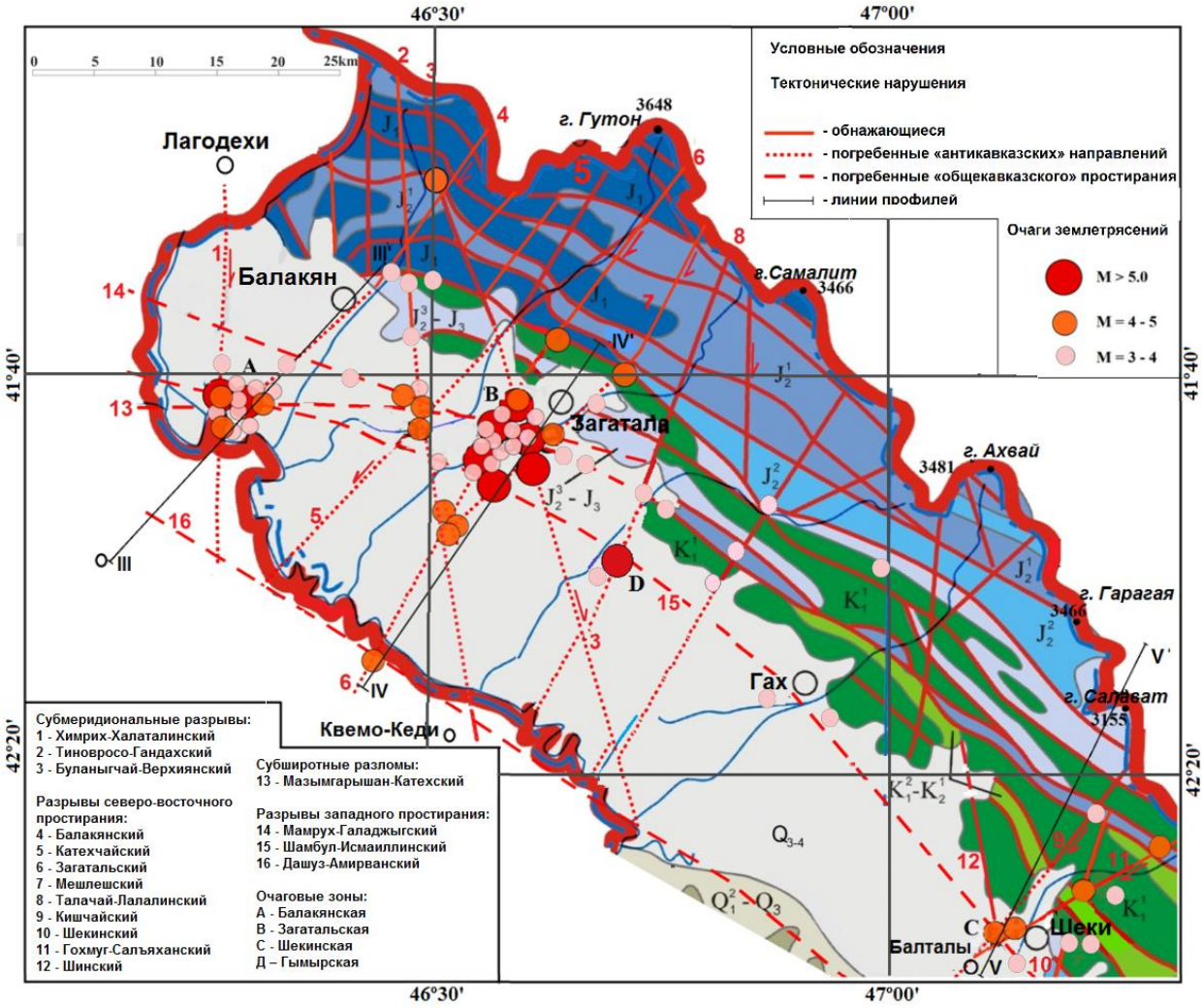


Рис. 9. Соотношение разрывных дислокаций и эпицентров землетрясений с M ≥ 3 за период 2012-2014 гг. Составили Т.Н.Кенгерли, Ф.А.Алиев и А.М.Алиев (Kangarli et al., 2017a, 2018b)

Абсолютное большинство гипоцентров расположено в доюрском фундаменте фронтальной части Кахети-Вандам-Гобустанской зоны в интервале глубин 5-20 км (рис.10, пр.III-III'). Исключением является афтершок (M = 4,4, H = 5 км) в альпийском чехле (07.05.2012 г., 05 час 40.30 сек), случившийся вне очаговой зоны (к юго-востоку от нее в районе с.Квемо-Кеди, Грузия) и приуроченный к полого погружающейся в северных румбах плоскости Ганых-Айричай-Алятского надвига в узле его пересечения с Загатальским сбросо-сдвигом северо-восточного простирания. В целом очаговая зона представляет собой сложный дизъюнктивный узел в верхней части доюрского фундамента, состоящий из элементарных узлов пересечения тектонических нарушений различного простирания, к которым приурочены гипоцентры землетрясений (см. рис. 1, 9). Ориентировочный объем горной массы, в котором укладываются гипоцентры всех основных землетрясений и афтершоков с M ≥ 3, достигает 3400 км^3. Сейсмические события связаны главным образом с активизацией Загатальского поперечного разрыва, что в свою очередь привело к активизации сопряженных с ним нарушений общекавказского и антикавказского направлений.

Механизмы сейсмических толчков свидетельствуют о преобладании сдвиговых и сбросовых подвижек при подчиненной роли сбросо-сдвиговых и взбросовых перемещений в очаговой зоне. Примером служит землетрясение 7 мая 2012 г., которое выразилось двумя достаточно сильными толчками и роем афтершоков (рис. 11, I и II). Первый толчок с M=5,61 и H = 9 км характеризовался близгоризонтальными (PL_P=10°) сжимающими и растягивающими (PL_T=14°) напряжениями. Тип движения по обеим крутым (DP_1=87°, DP_2=72°) плоскостям – правосторонний сдвиг. Плоскость *NP1* имеет юго-восточное (STK_1=125°), а плоскость *NP2* – юго-западное (STK_2=216°) простирания. Сопоставление простирания нодальных плоскостей с линиями разломов показывает их согласие с Шамбул-

Исмайыллинским взбросом (тыльной чешуей Ганых-Айричай-Алятского надвига) общекавказского простирания *(NP1)* и Загатальским антикавказского направления (*NP2*) нарушением. Второй толчок с M=5,7 и H=12 км произошел под действием близгоризонтальных растягивающих напряжений (PL_T=1°). Тип движения по обеим относительно пологим (DP_1=48°, DP_2=50°) плоскостям – сброс. Простирание плоскостей *NP1* юго-восточное (STK_1=130°), *NP2* – северо-западное (STK_2=340°). Простирание нодальных плоскостей коррелируется с направлениями Шамбул-Исмайыллинского общекавказского *(NP1)* и Буланыгчай-Верхиянского антикавказского (*NP2*) тектонических нарушений. Анализ материалов позволяет считать основной действующей составляющей именно плоскость *NP1*.

Механизмы большинства афтершоков указывают на сбросовые и сдвиговые смещения в очаговой зоне при подчиненном количестве (5 событий) взбросовых перемещений, приуроченных к плоскости Ганых-Айричайского надвига и его тыльных чешуй.

Балакянская очаговая зона была активна в 2012, 2013 и 2016 гг. Сейсмические события октября-ноября 2012 г. проявили себя серией толчков с максимальной M = 5,60 (14.10.2012 г.). События последующих лет отличались относительно невысокой силой с M = 3,14-4,37. Как и в первом случае, очаговая зона приурочена к сложному узлу пересечения разломов различного простирания, большинство гипоцентров размещено в верхней части доюрского фундамента, а также приурочено к его поверхности и нижней части альпийского чехла Вандамского поднятия, интервал глубин 4-13 км (рис.10, пр.IV-IV'). Ориентировочный объем горной массы, в котором укладываются гипоцентры всех основных землетрясений и афтершоков с M ≥ 3, достигает 500 км^3. Сейсмические события связаны главным образом с активизацией Химрих-Халаталинского (2012 г.) и Балакянского (2013 и 2016 гг.) разломов антикавказского простирания. При этом разрядка сейсмической энергии происходила в наиболее раздробленных зонах, отвечающих узлам пересечения этих нарушений между собой и разломами общекавказского простирания.

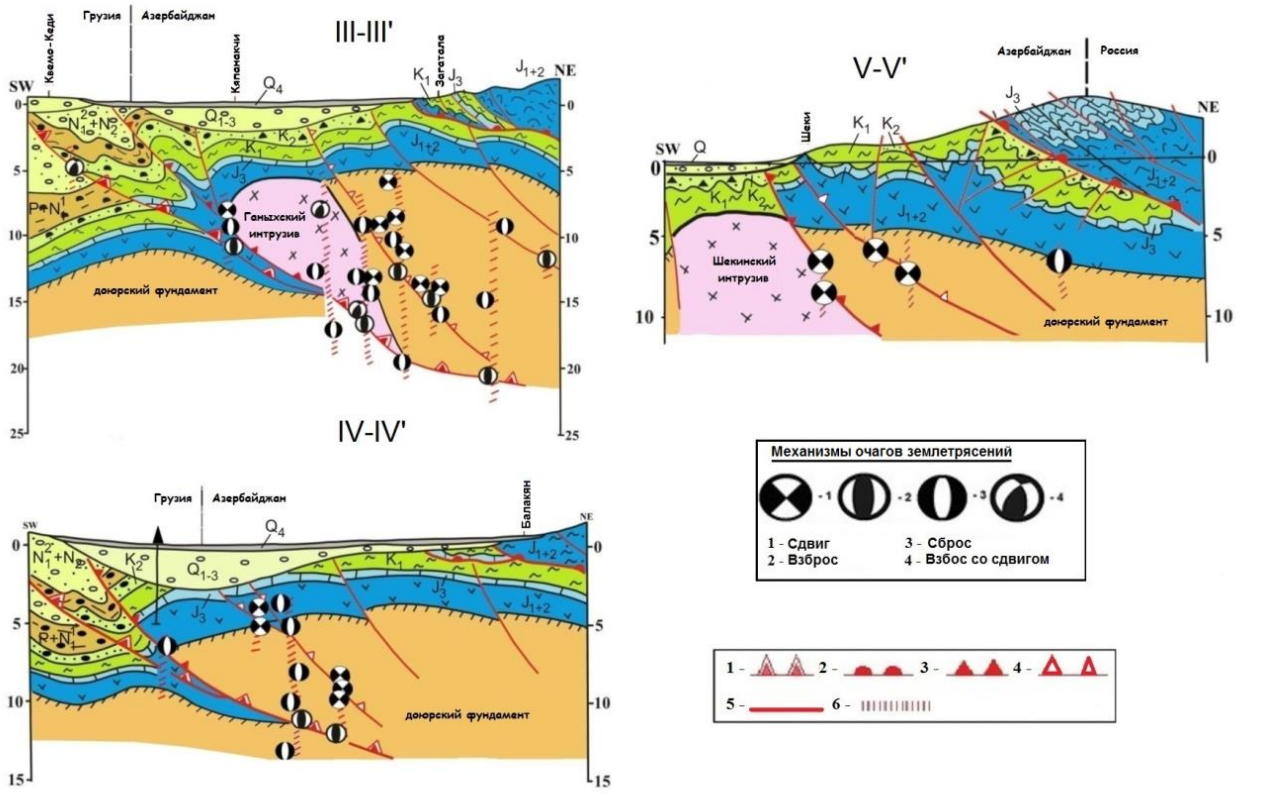


Рис. 10. Геолого-геофизические разрезы через Загатальскую (III-III' на рис. 1 и 9), Балакянскую (IV-IV' на рис. 1 и 9) и Шекинскую (V-V' на рис. 1 и 9) очаговые зоны. Составили Т.Н.Кенгерли, Ф.А.Алиев и А.М.Алиев (Kangarli et al., 2017a, 2018b)
1-5 – разрывы общекавказского простирания: 1 – Ганых-Айричай-Алятский; 2 –Мамрух-Галаджыгский (фронтальная чешуя Кбаад-Зангинского разлома); 3 – Шамбул-Исмайыллинский; 4 – Дашагыл-Мюдрисинский; 5 – прочие; 6 – разрывы антикавказского простирания

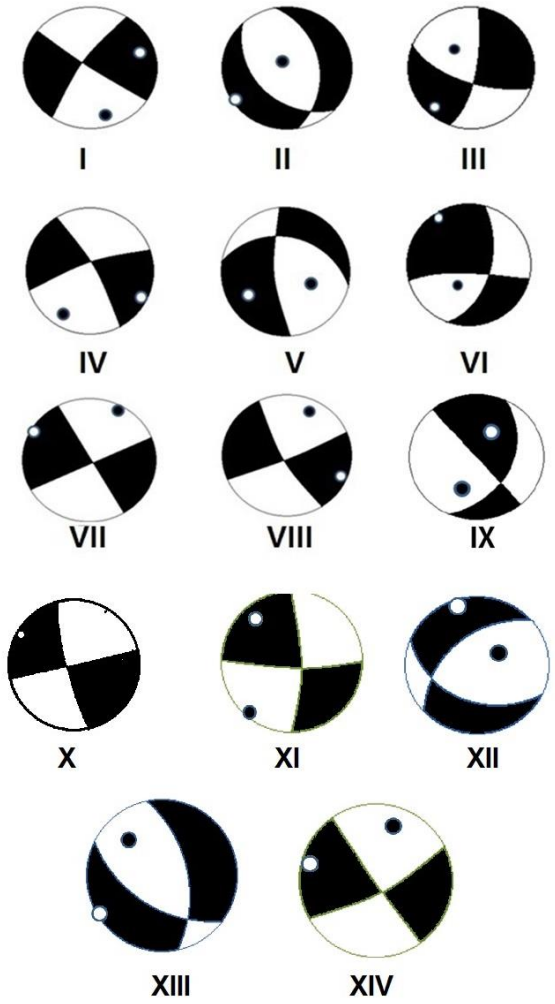


Рис. 11. Механизмы Загатальского (I, II), Балакянского (III), Шекинского (IV), Тирджанского (V), Габалинского (VI), Огузского (VII, VIII), Гымырского (IX), Зарат-Хейбаринского (X), Сулутского (XI), Гёйляр-Дагского (XII) и Таклинского (XIII, XIV) землетрясений. Составила С.Э.Казымова

Механизмы землетрясений в очаговой зоне указывают на преобладание сбросовых и сдвиговых подвижек при подчиненной роли смещений взбросового типа. В частности, землетрясение 14 октября 2012 г. с M=5,6 и H=8 км характеризовалось горизонтальными (PL_P=0°) растягивающими юго-западной ориентации и близвертикальными сжимающими (PL_T=48°) северо-западной ориентации напряжениями (рис. 11, III). Тип движения по обеим (*DP*=57°) плоскостям – сдвиг. Плоскость *NP1* имеет юго-восточное простирание (STK_1=115°), *NP2* – северное (STK_2=2°). Сопоставление простирания нодальных плоскостей с линиями разломов показывает согласие первой из них (*NP1)* с Шамбул-Исмайыллинским продольным разломом и второй (*NP2)* – с Химрих-Халаталинским диагональным нарушением.

Гымырская очаговая зона (см. рис. 1, 9), расположенная в 8-10 км к юго-востоку от предыдущей зоны концентрации очагов сейсмической активности 2012-2014 гг., проявила себя событиями мая 2012 г. (M = 3,12, H = 12,45 км) и июня 2018 г. (ощутимый толчок с M = 5,5 и H = 10 км, а также более 70 афтершоков с M ≤ 2,7 на глубинах 8-16 км). Очаговая зона локализована в верхней части доюрского фундамента в узле пересечения Шамбул-Исмайыллинского взбросо-надвига общекавказского простирания со сбросо-сдвиговыми нарушениями северо-восточного (Талачай-Лалялинским) и северо-западного (Буланлыгчай-Верхиянским) направлений. Значительный разброс глубин распределения гипоцентров (8-16 км) указывает на их преобладающую приуроченность к крутому нарушению антикавказского направления. Об этом свидетельствует механизм основного сейсмического толчка с доминированием сдвиговых и сбросовых подвижек (рис. 11, IX). Очаг характеризовался действием близгоризонтальных сжимающих и растягивающих напряжений. Тип движения по первой плоскости (*DP*=58°) – левосторонний сдвиг с элементами взброса, по второй плоскости (*DP*=78°) – правосторонний сдвиг. Плоскость *NP1* имеет северо-западное простирание (STK_1=295°), плоскость *NP2* – северо-восточное (STK_2=19°). Сопоставление простирания нодальных плоскостей с линиями разломов показывает согласие первой из них (*NP1)* с Шамбул-Исмайыллинским продольным взбросо-надвигом и второй (*NP2)* – с Талачай-Лалялинским поперечным нарушением.

Шекинская очаговая зона проявила себя относительно слабой сейсмической активностью (M = 3,00-4,07) в 2012-2013 гг. Гипоцентры землетрясений расположены в верхней части доюрского фундамента фронтальной части Кахети-Вандам-Гобустанской зоны в интервале глубин 5-9 км (рис.10, пр.V-V'). Очаговая зона приурочена к Гохмуг-Салъяханскому поперечному нарушению северо-восточного простирания. При этом разрядка сейсмической энергии происходила попеременно в узлах его пересечения с прочими разрывными дислокациями антикавказского простирания (см. рис. 1, 9).

Механизмы землетрясений исследуемого периода указывают на доминирование сдвиговых подвижек. Примером тому является землетрясение 14 мая 2012 г. с M=4,1 и H=6 км, которое характеризовалось субгоризонтальными растягивающими (PL_P=7°) юго-восточной ориентации и сжимающими (PL_T=14°) юго-западной ориентации напряжениями (рис. 11, IV). Тип движения по обеим крутым (*DP*=85-74°) плоскостям – сдвиг. Плоскость *NP1* имеет северо-западное (STK_1=342°), а *NP2* – северо-восточное (STK_2=251°) простирание. Сопоставление простирания нодальных плоскостей

с линиями картируемых геолого-геофизическими методами разломов показывает их согласие с Уджар-Сарыбашским (Шинским), а второй (*NP2*) – с Гохмуг-Салъяханским разрывными дислокациями антикавказского направления. Анализ и сопоставление геолого-геофизических материалов указывает на приуроченность сейсмического события к сложному узлу тройственного сочленения Шанбул-Исмайыллинского разрыва общекавказского направления с Уджар-Сарыбашским и Гохмуг-Салъяханским антикавказскими нарушениями в тектонически осложненном экзоконтакте Шекинского интрузивного массива.

Огузская очаговая зона проявила себя двумя ощутимыми (а также несколькими менее значительными с M ≤ 3,3) толчками в сентябре (M=5,9) и октябре (M=4,0) 2015 г. Зона приурочена к сложному узлу пересечения Фийского северо-восточного и Уджар-Сарыбашского северо-западного поперечных разрывов с Ганых-Айричай-Алятским нарушением общекавказского простирания на южной границе Кахети-Вандам-Гобустанской зоны (см. рис. 1). Землетрясения 4 сентября и 13 октября произошли под действием близких по величине растягивающих и сжимающих напряжений в одном и том же очаге на глубине 16 км, т.е. в верхней части доюрского фундамента. При этом напряжения сжатия в очаге землетрясения были ориентированы в северо-восточном направлении и действовали близгоризонтально (PL_P=0-7°), а горизонтальные растягивающие усилия (PL_T=0-2°) ориентированы в запад-северо-западном направлении (рис. 11, VII и VIII). Тип движений по обеим субвертикальным плоскостям смещения (DP_1=86-90°, DP_2=83-90°) – сдвиг с левосторонней горизонтальной компонентой. Первая нодальная плоскость *NP1* простирается на юго-восток (STK_1=153°) с падением на юго-запад, вторая нодальная плоскость *NP2* имеет северо-восточное простирание (STK_2=33°) с падением на юго-восток. Сопоставление простирания нодальных плоскостей с разрывной тектоникой региона показывает их согласие с Уджар-Сарыбашским *(NP1)* и Фийским (*NP2*) разрывными дислокациями антикавказского простирания.

Габалинская очаговая зона, активизировавшаяся в конце сентября – начале октября 2014 г., проявила себя двумя ощутимыми толчками с M = 5,0-5,5 и роем слабых афтершоков. Зона проявила активность также в феврале-апреле 2015 г., когда произошло 5 землетрясений с M = 3,0-3,7. Очаговая зона контролируется Дамирапаранчайским право-сдвиговым нарушением северо-восточного простирания, который осложняет здесь полосу поддвигового сочленения Кахети-Вандам-Гобустанской зоны и аккреционной призмы Большого Кавказа (рис. 12). Очаговая зона характеризуется главным образом сдвиговыми смещениями по плоскости разрыва. В качестве примера можно указать на событие 29.09.2014 г., когда произошло землетрясение с M-5,5 на глубине 13 км, т.е. в доюрском основании Кахети-Вандам-Гобустанской зоны. В очаге землетрясения преобладали близвертикальные (PL_P=48°) сжимающие напряжения, ориентированные в субширотном и субмеридиональном направлениях (рис. 11, VI). Тип движения по обеим крутым (DP_1=64°, DP_2=53°) плоскостям – сдвиг. Плоскость *NP1*субширотна (STK_1=265°) и сопоставляется с Дашагыл-Мюдрисинским взбросо-надвигом общекавказского простирания, а плоскость *NP2* северо-восточного простирания (STK_2=17°) отвечает непосредственно Дамирапаранчайскому нарушению.

Зарат-Хейбаринская очаговая зона за исследуемый и предыдущие периоды характеризовалась постоянной, но относительно слабой (M ≤ 4,7) сейсмической активностью. Эпицентральная область вытянута в субширотном направлении, будучи приурочена к рубцовой зоне Говдаг-Сумгайытского покровного комплекса, пересекаемой здесь активными нарушениями антикавказского направления. Землетрясения мелкофокусные, их гипоцентры сосредоточены в вулканогенно-осадочном чехле Вандам-Гобустанского автохтона, погребенного под Говдаг-Сумгайытским аллохтонным комплексом, что, очевидно, связано с наличием высоких геодинамических напряжений в раздробленном разнонаправленными поперечными дизъюнктивами седиментационном комплексе автохтонного блока, пододвигаемого под аккреционную призму Южного склона (рис. 13). В глубинной структуре (см.рис.1) – это сложный узел пересечения проникающих в доюрское основание разломов общекавказского простирания (Салават-Чигилчайский и Бабадаг-Агдаринский) с поперечными разрывами северо-восточной (Басгал-Хашынский, Агсу-Халтанский), субмеридиональной (Шамахинский) и северо-западной (Сулутский) направленности. Механизмы происходящих в данном дизъюнктивном узле сейсмических событий свидетельствуют о преимуществе сбросово-сдвиговых смещений, контролирующих сейсмическую активность. Примером может служить землетрясение 30 марта 2015 г., выраженное двумя последовательными толчками (с разницей 28 минут) с M=4,2 и 4,1 соответственно и глубиной гипоцентра 6,3 и 6,1 км соответственно.

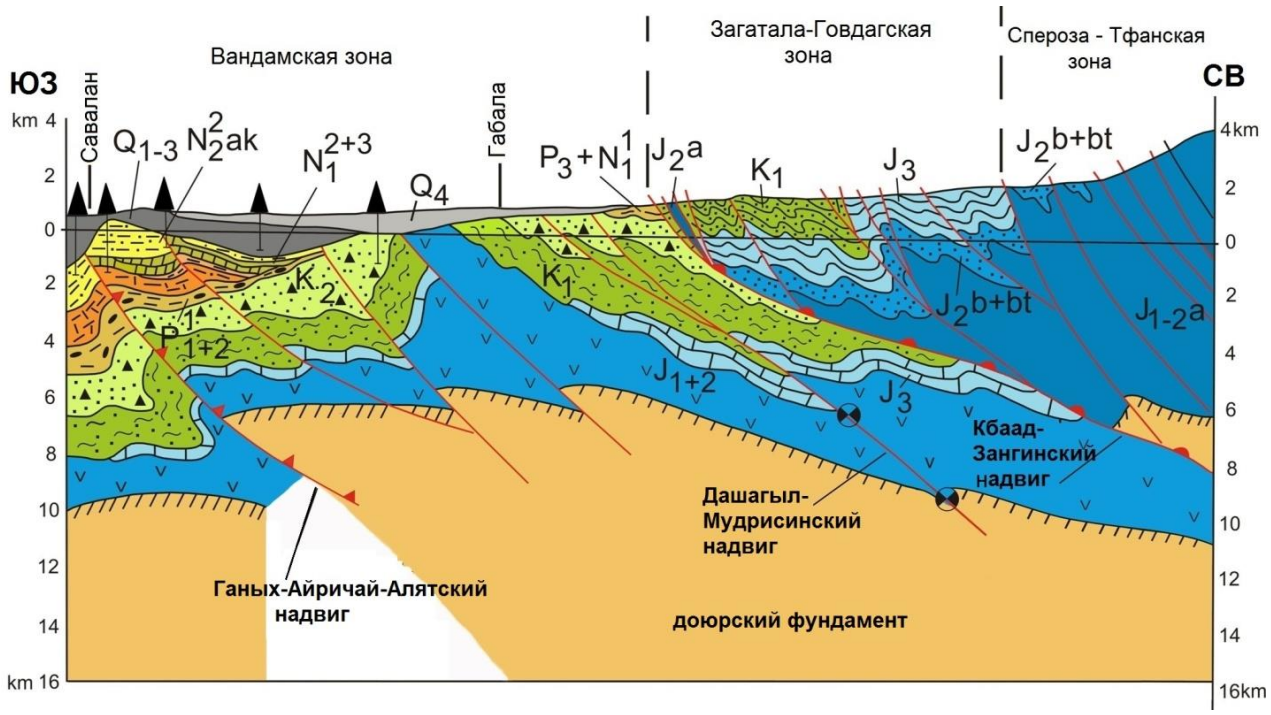


Рис. 12. Геолого-геофизические разрезы через Габалинскую очаговую зону (VI-VI' на рис. 16). Составили Т.Н.Кенгерли, Ф.А.Алиев и А.М.Алиев (Kangarli et al., 2017a)

Землетрясение характеризовалось близгоризонтальными растягивающими (PL_P=0°-2°) север-северо-западной ориентации и сжимающими (PL_T=0°-8°) северо-восточной ориентации напряжениями (рис. 11, X). Тип движения по обеим крутым плоскостям (*DP*=83-90°) – сдвиг. Плоскость *NP1* имеет юго-восточное простирание (STK_1=123°), *NP2* – северное (STK_2=63°). Сопоставление простирания нодальных плоскостей с линиями разломов показывает согласие первой из них (*NP1)* с Салават-Чигилчайским продольным и второй (*NP2)* – с Басгал-Хашынским поперечным нарушениями.

Сулутская очаговая зона характеризовалась за исследуемый период периодической относительно слабой (M ≤ 4,5) активностью. Большинство гипоцентров размещено в верхней части доюрского фундамента, а также приурочено к его поверхности. При этом очаговая зона вытянута в северо-западном направлении и в глубинной структуре четко приурочена к одноименному право-сдвиговому нарушению того же простирания в узле его пересечения с Дашагыл-Мюдрисинским общекавказского простирания и Агсу-Халтанским северо-восточного простирания разломами (см.рис. 1 и 13). Анализ фактического материала за истекший период приводит к выводу, что сейсмические события связаны главным образом со смещениями по Сулутскому дизъюнктиву. В качестве примера остановимся на событии 11 августа 2018 г., когда произошло землетрясение с M=3,8, приуроченное к поверхности фундамента на глубине 9 км. В сейсмическом очаге были установлены близгоризонтальные напряжения сжатия (PL_P=0°-11°) юго-западной и растяжения (PL_T=0°-4°) северо-западной ориентировки (рис. 11, XI). Тип движения по обеим крутым плоскостям (*DP*=82°) – сдвиг. Плоскость *NP1*(левосторонний сдвиг с элементами взброса) имеет субширотное простирание (STK_1=95°), *NP2*(правый сдвиг) – северо-западное (STK_2=345°). Сопоставление простирания нодальных плоскостей с линиями разрывных нарушений показывает согласие первой из них (*NP1)* с Дашагыл-Мюдрисинским продольным разломом и второй (*NP2)* – с Сулутским северо-западного простирания нарушением.

Со спонтанной активизацией геодинамических напряжений в данном тектоническом узле связано разрушительное землетрясение, случившееся 5 февраля текущего года и проявившее себя серией толчков с максимальной M=5,2 на глубинах 8-11 км, т.е. в верхней части доюрского фундамента. Повторные ощутимые толчки с M ≤ 4 наблюдались 6-11 февраля. Анализ пространственного распределения гипоцентров указывает на их миграцию вдоль Сулутского правого сдвига в юго-восточном направлении, определяя таким образом его роль как основного структурного элемента, контролирующего сейсмическую активность в очаговой зоне.

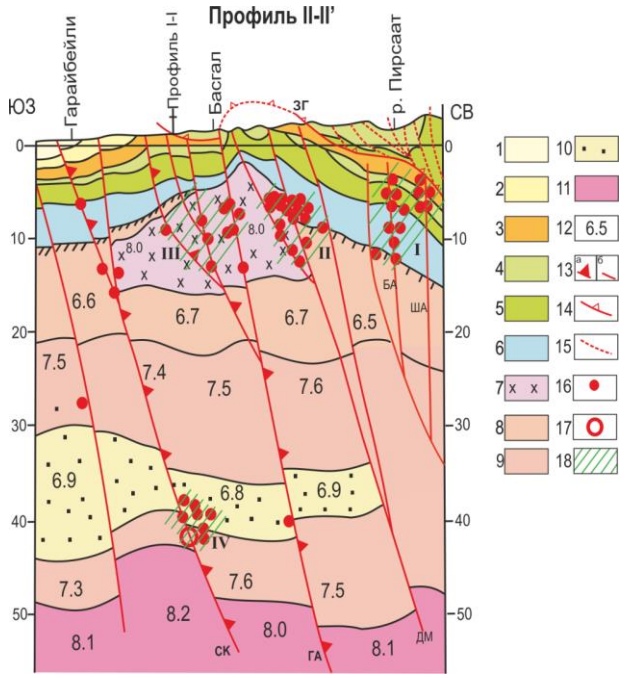


Рис.13. Сейсмический профиль МОВЗ (II-II' на рис.1) по траверсу Гарайбейли-Лахыдж. Составили Т.Н.Кенгерли, А.М.Алиев и Ф.А.Алиев.

1-7 – вещественные комплексы альпийского чехла: 1 – плейстоцен-голоцен; 2 – миоцен; 3 – палеоген; 4 – верхний мел; 5 – верхняя юра и нижний мел; 6 – нижняя и средняя юра; 7 – Буйнузский интрузив; 8-9 – слои консолидированной коры: 8 – «гранитный»; 9 – «базальтовый»; 10 – «волновод»; 11 – верхняя мантия; 12 – пластовые скорости сейсмических волн; 13 – глубинные разломы: а – 1-го порядка на границах структурных зон (ГА – Ганых-Айричай-Алятский; НК – Северо-Куринский); б – прочие (в т.ч. ДМ – Дашагыл-Мюдрисинский; БА – Бабадаг-Агдаринский; ША – Шахназардаг-Алтыагачский); 14–Занги-Гараджузлинский надвиг (ЗГ); 15 – разрывные нарушения в структуре Говдаг-Сумгайытского покровного комплекса; 16 – очаги землетрясений с M ≥ 3; 17 – очаг Тирджанского (Исмайыллинского) землетрясения с M = 5,27 (07 октября 2012); 18 – очаговые зоны землетрясений: I – Зарат-Хейбариская; II – Сулутская; III – Басгальская; IV – Тирджанская

Гёйлярдаг-Гушчинская очаговая зона также за исследуемый период проявляла периодическую относительно слабую (M ≤ 4,0) активность. Эпицентральная область имеет эллипсоидальную форму, согласную простиранию Лянгябизской гряды. Землетрясения мелкофокусные с гипоцентрами, сосредоточенными преимущественно в осадочном чехле или приуроченными к поверхности и верхней части доюрского фундамента (рис. 14).При этом очаговая зона расположена в сложном узле пересечения разнонаправленных разрывных нарушений – Сулутского северо-западного, Шамахинского субмеридионального, Ганых-Айричай-Алятского общекавказского, а также Гёйлярдаг-Шыхларского и Гушчу-Дизаварского северо-восточного простираний, но в целом контролируется первым из названных нарушений. Механизм землетрясений данной зоны рассматривается на примере сейсмического события, происшедшего 16 октября 2018 г. на глубине 4 км с M=3,4. Сейсмическое событие характеризовалось близгоризонтальными (PL_P= 7°) растягивающими северо-западной ориентации и близвертикальными (PL_T= 52°) северо-восточной ориентации напряжениями (рис. 11, XII). Тип движения по обеим крутым (*DP*=83-90°) плоскостям – сброс с элементами сдвига. Плоскость *NP1* имеет юго-западное простирание (STK_1=228°), согласуясь с простиранием *NP2* – юго-восточным (STK_2=111°). Сопоставление простирания нодальных плоскостей с линиями разломов показывает согласие первой из них (*NP1)* с Гёйлярдаг-Шыхларским поперечным и второй (*NP2)* – с Ганых-Айричай-Алятским продольным глубинными разломами.

Таклинская очаговая зона проявила себя в сентябре 2018 г. относительно слабой (M = 3,3-3,9) сейсмической активностью (см. рис.14). Эпицентральная область имеет овальную форму, при этом сама очаговая зона приурочена к узлу пересечения погребенного под Говдаг-Сумгайытским аллохтонным комплексом Дашагыл-Мюдрисинского взбросо-надвига с Гёйлярдаг-Шыхларским северо-восточного и Пирсаатским северо-западного простирания сдвиго-сбросами. Как и в случае с Зарат-Хейбаринской и Гёйлярдаг-Гушчинской очаговыми зонами, гипоцентры землетрясений приурочены здесь к автохтонному вулканогенно-осадочному чехлу, скрытому под Говдаг-Сумгайытским аллохтоном.

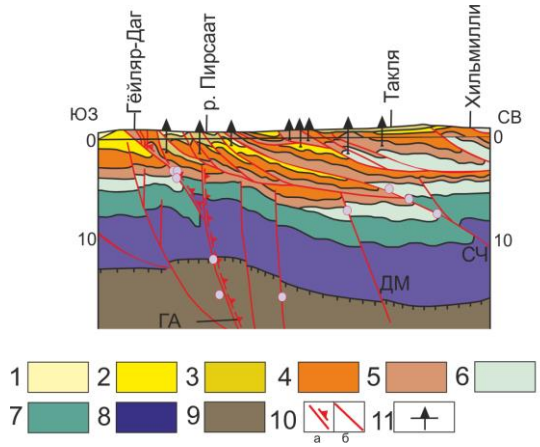


Рис. 14. Сейсмический профиль МОВЗ (VII-VII' на рис.1) по траверсу Гёйлярдаг-Хильмилли. Составили Т.Н.Кенгерли, А.М.Алиев и Ф.А.Алиев

1 – верхний плиоцен – эоплейстоцен (акчагыльский и абшеронский региоярусы); 2 – средний миоцен – нижний плиоцен; 3 – средний – верхний миоцен; 4 – олигоцен – нижний миоцен; 5 – палеоцен-эоцен; 6 – верхний мел; 7 – верхняя юра и нижний мел; 8 – нижняя и средняя юра; 9 – доюрский фундамент; 10 – разрывы: а – Ганых-Айричай-Алятский; б – прочие, в т.ч. ДМ – Дашагыл-Мюдрисинский, СЧ – Салават-Чигилчайский; 11 – скважины

Имеющиеся данные по механизмам землетрясений позволяют проследить последовательность активизации разнонаправленных нарушений в одном и том же очаге с суточным интервалом в реализации сейсмических событий. Установлено, что землетрясения 18 и 19 сентября 2018 года магнитудой соответственно 3,4 и 3,9 произошли под действием различных по величине и направлению растягивающих и сжимающих напряжений на глубинах соответственно 5 и 7 км.

Первый толчок с M=3,4 характеризовался близгоризонтальными (PL_P= 0°) растягивающими юго-западной ориентации и близвертикальными (PL_T= 61°) северо-западной ориентации напряжениями (рис. 11, XIII). Тип движения по обеим крутым плоскостям (*DP*=83-90°) – сброс с элементами сдвига. Плоскость *NP1* имеет юго-восточное (STK_1=120°), *NP2* – северо-западное (STK_2=351°) простирание. При сопоставлении простирания нодальных плоскостей с линиями разломов показывает согласие первой из них (*NP1)* с Дашагыл-Мюдрисинским продольным, а второго (*NP2)* – с Пирсаатским поперечным нарушениями.

Второй толчок с M=3,9 характеризовался близгоризонтальными напряжениями растяжения (PL_P= 8°-2°) северо-западной ориентации и сжатия (PL_T=0°-4°) северо-восточной ориентации (рис. 11, XIV). Тип движения по первой крутой плоскости *NP1* (*DP*=86°) – правосторонний, а по второй крутой плоскости *NP2* (*DP*=83°) – левосторонний сдвиги. Плоскость *NP1* имеет юго-восточное (STK_1=153°), *NP2* – северо-восточное (STK_2=62°) простирание. Сопоставление простирания нодальных плоскостей с линиями разломов приводит к выводу, что первая из них (*NP1)* соответствует простиранию Пирсаатской, а вторая (*NP2)* – Гёйлярдаг-Шыхларской разрывных дислокаций.

Тирджанская (Исмайыллинская) очаговая зона – единственная из имеющих глубокое заложение (H = 39-42 км) на описываемой площади, проявившая себя за исследуемый период; она была активна в октябре-ноябре 2012 г. при магнитуде основного толчка 5,27 (07.10.2012 г.) и повторных толчков с M = 3,0-3,5 (02-12.11.2012 г.). Зона приурочена к сложному узлу пересечения Сыгырлинского северо-западного и Басгал-Хашынского северо-восточного поперечных разрывов с Северо-Куринским нарушением общекавказского простирания на границе Средне-Куринской и Чатма-Аджиноурской структурных зон (см. рис. 13). Что касается механизмов землетрясений данной зоны, то они указывают на сбросо-сдвиговую и сдвиговую компоненты подвижек по этим разломам, характеризуя их высокую сейсмическую активность и глубину проникновения. Расчет механизма землетрясения с M=5,27 и H=41 км (глубина, отвечающая положению границы Мохо) свидетельствует о возникновении в очаге близгоризонтальных растягивающих (PL_T=21°) юго-западной ориентации и близвертикальных сжимающих (PL_P=46°) юго-восточной ориентации напряжений (рис. 11, V). Тип движения по обеим (*DP*=75-40°) плоскостям – сброс с элементами сдвига. Плоскость *NP1* имеет юг-юго-восточное простирание (STK_1=160°), а *NP2* – запад-северо-западное (STK_2=280°). Сопоставление нодальных плоскостей с простиранием разломов показывает их согласие с Сыгырлинским *(NP1)* и Северо-Куринским (*NP2*) разрывными дислокациями глубокого заложения.

За исследуемый период стабильной сейсмической активностью характеризовались также Заррабская, Гамарванская, Вандамская, Басгал-Лахыджская, Муганлинская, Ахмедлинская, Шамахинская (Чарханская) и прочие очаговые зоны (см. рис. 1). Однако имеющийся в наличии фактический материал, а также требования редакции к объему представляемых к публикации работ не позволяют осуществить сейсмотектоническую оценку этих зон в данной статье.

Обсуждение

Исследование и корреляция пространственно-временной роевой последовательности сейсмических толчков различной магнитуды в каждой сейсмофокальной зоне Северо-Западного Азербайджана в период 2012-2018 гг. приводит к следующим выводам:

– пространственное распределение эпицентров демонстрирует, что события указанного периода приурочены к поперечным (северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний) дизъюнктивным дислокациям, но эпицентральные зоны в целом имеют «общекавказскую» вытянутость, будучи расположены вдоль и к северу от Ганых-Айричай-Алятского глубинного надвига в пределах Кахети-Вандам-Гобустанского продольного структурного блока. Поперечные нарушения (как и продольные) откартированы здесь комплексом сейсмо- и электроразведочных методов и, как правило, являются естественным южным продолжением дизъюнктивных зон сбросового и сбросо-сдвигового типа, обнажающихся в горной зоне, т.е. в полосе выходов на поверхность структурно-вещественных комплексов аккреционной призмы и ее паравтохтонной подстилки;

– осложненность этих комплексов указанными «антикавказскими» дислокациями свидетель-

ствует о достаточно молодом возрасте последних и их образовании (либо реанимации) как минимум на построданском этапе тектогенеза, что является одним из факторов, определяющих современную активность этих нарушений;

– фокальные механизмы толчков в отдельных группах обнаруживают разнообразные, преимущественно близвертикальные, плоскости подвижек сбросового, сдвигового и сбросо-сдвигового характера в очагах; лишь в четырех случаях были установлены подвижки с сугубо взбросовой и взбросо-надвиговой составляющей;

– в пределах Загатальского, Шекинского, частично Габала-Шамахинского (его западной части) блоков гипоцентры основных сейсмических толчков (M = 4,5-5,7), а также абсолютного большинства роя афтершоков приурочены к поверхности доюрского основания либо сосредоточены в его верхней части на глубинах до 20 км. Для значительной части гипоцентров в этих роях последовательностей была установлена их приуроченность к погружающейся в северных румбах наклонной полосе, идентифицируемой с зоной Ганых-Айричай-Алятского глубинного надвига и его тыльными чешуями (Шамбул-Исмайыллинской, Дашагыл-Мюдрисинской и др.). В целом сейсмическая активизация указанного периода объясняется накоплением напряжений бокового сжатия и их последующей разрядкой в полосе поддвигового сочленения Средне-Куринской и Вандамской тектонических зон по Ганых-Айричай-Алятскому надвигу на юге и аналогичного взаимодействия Вандамской зоны со структурами аккреционной призмы Южного склона на севере;

– в пределах Габала-Шамахинского (восточная часть) и Гобустанского блоков большинство гипоцентров сосредоточено в автохтонном альпийском чехле Вандамской и Шамахы-Гобустанской тектонических зон, находящемся под воздействием интенсивных геодинамических напряжений в сложном тектоническом узле пересечения Западно-Каспийской и Гирдыманчай-Гонагкендской разломных зон. В целом за исследуемый период сейсмическая активность на данной территории контролируется Сулутским, Шамахинским и Пирсаатским правыми сдвигами – основными структурными элементами Западно-Каспийской разломной зоны;

– усилия бокового сжатия в первую очередь способствовали возникновению транспрессионных срывов по плоскостям смещения разнонаправленных поперечных нарушений и разрядке энергии в наиболее раздробленных и ослабленных участках, отвечающих узлам пересечения этих нарушений между собой, а также с указанным надвигом и оперяющими его с севера тыльными чешуями;

– активизация сейсмической активности объясняется возросшей скоростью горизонтальных движений северной направленности, обусловленных поддвиговым взаимодействием Южно- и Северо-Кавказского континентальных блоков под давлением Аравийского индентора.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедбейли Ф.С., Исмаил-заде А.Д., Кенгерли Т.Н. Геодинамика Восточного Кавказа в альпийском тектоно-магматическом цикле (Азербайджан). Труды Института Геологии НАН Азербайджана. № 30, 2002, с. 36-48.

Геология Азербайджана. T.IV. Тектоника (ред. В.Е.Хаина и Ак.А.Ализаде). Nafta-Press. Баку, 2005, 506 с.

Кадиров Ф.А., Кадыров А.Г., Алиев Ф.А., Мамедов С.К., Сафаров Р.Т. GPS-мониторинг и сейсмичность коллизионной зоны азербайджанской части Большого Кавказа. Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле, № 3, 2009, с. 12-18.

Кадиров Ф.А., Сафаров Р.Т. Деформация земной коры Азербайджана и сопредельных территорий по данным GPS-измерений. Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле, № 1, 2013, с. 47-55.

Кенгерли Т.Н., Ахундов А.Б. Поверхностные и глубинные структуры южного склона Большого Кавказа. Советская геология, № 10, 1988, с. 42-52.

Кенгерли Т.Н., Велиев Г.О. Направление и результаты исследований Исмаиллы-Шемахинского полигона в связи с сейсмопрогнозом. Прогноз землетрясений, № 10, ДОНИШ. Душанбе-Москва, 1988, с. 172-185.

Рзаев А.Г., Етирмишли Г.Д., Казымова С.Э. Отражение геодинамического режима в вариациях напряженности геомагнитного поля (на примере южного склона Большого Кавказа). Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле, № 4, 2013, с. 3-15.

REFERENCES

Akhmadbeili F.S., Ismail-zade A.J., Kengerli T.N. Geodynamics of East Caucasus in Alpine tectonic-magmatic cycle (Azerbaijan). Proceedings of Geology Institute ANAS, № 30, 2002, pp. 36-48 (in Russian).

Aliyev F., Kangarli T., Aliyev A., Vahabov U. Recent geodynamics and seismicity of the Greater Caucasus (within Azerbaijan borders). Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress. 2018. http://36nigc.conference.gsi.ir/en

Alizadeh Ak.A., Kangarli T.N., Aliyev F.A. Tectonic stratification and seismicity of the accretionary prism of the Azerbaijani part of Greater Caucasus. Proceeding of European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2013. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2013/EGU2013-445-1.pdf

Geology of Azerbaijan, V. IV. Tectonics (editors V.Y. Khain and Ak.A. Alizadeh). Nafta-Press. Baku, 2005, 506 p. (in Russian).

Kadirov F., Mammadov S., Reilinger R., McClusky S. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System Measurements). Proceedings of ANAS. The Sciences of Earth, № 1, 2008, pp. 82-88.

Kadirov F., Safarov R., Mammadov S. Crustal deformation of the Caucasus region derived from GPS measurements. Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, 2018. http://36nigc.conference.gsi.ir/en

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Недра. Москва, 1984, 344 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). Научный мир. Москва, 2001, 606 с.

Aliyev F., Kangarli T., Aliyev A., Vahabov U. Recent geodynamics and seismicity of the Greater Caucasus (within Azerbaijan borders). Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress. 2018. http://36nigc.conference.gsi.ir/en

Alizadeh Ak.A., Kangarli T.N., Aliyev F.A. Tectonic stratification and seismicity of the accretionary prism of the Azerbaijani part of Greater Caucasus. Proceeding of European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2013. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2013/EGU2013-445-1.pdf

Kadirov F., Mammadov S., Reilinger R., McClusky S. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System Measurements). Proceedings of Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth, № 1, 2008, pp. 82-88.

Kadirov F.A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh Ak.A., Guliyev I.S., Mammadov S.G., Safarov R.T. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan. Proceedings of Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth, № 3, 2015, pp. 3-17.

Kadirov F., Safarov R., Mammadov S. Crustal deformation of the Caucasus region derived from GPS measurements. Proceedings of the 36th National and the 3rd International Geosciences Congress. 2018. http://36nigc.conference.gsi.ir/en

Kangarli T.N. Mass overthrust within the structure of Greater Caucasus (Azerbaijan). In: The modern problems of geology and geophysics of Eastern Caucasus and the South Caspian depression. Nafta-Press. Baku, 2012, pp.163-201.

Kangarli T.N., Aliyev F.A., Rahimov F.M., Murtuzov Z.M. Tectonics, recent geodynamics and seismicity of Azerbaijan part of the Greater Caucasus. Proceeding of European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2016. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2016/EGU2016-385-1.pdf

Kangarli T.N., Aliyev A.M., Aliyev F.A., Rahimov F.M. Seismotectonic zoning of Azerbaijan territory. Proceeding of European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2017a. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-12778.pdf

Kangarli T.N., Aliyev F.A., Aliyev A.M., Vahabov U.G. Active tectonics and focal mechanisms of earthquakes in the pseudosubduction active zone of the North- and South-Caucasus microplates (within Azerbaijan). Geophysical journal, Institute of Geophysics of Ukrainian NAS, № 4, V. 39, 2017b., pp. 101-104.

Kangarli T., Aliyev F., Aliyev A., Rashidov T. Geodynamics and active faults of the pseudosubduction zone in Greater Caucasus on the basis of seismological data (within Azerbaijan). European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2018b. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-6713.pdf

Telesca L., Kadirov F., Yetirmishli G., Safarov R., Babayev G., Ismaylova S. Statistical analysis of the 2003-2016 seismicity of Azerbaijan and surrounding areas. Journal of Seismology, 2017, pp. 1467-1485. DOI 10.1007/s10950-017-9677-x.

Yetirmishli G.J., Kazimova S.E., Ismailova S.S. Focal parameters of the Zagatala earthquake on May 7, 2012. Catalogue of seismoforecasting research carried out in Azerbaijan Territory in 2012, V. 11, № 1, 2014, pp. 14-18.

Yetirmishli G.J., Kazimova S.E., Ismailova S.S., Garaveliyev E.S. Dynamic and kinematic characteristics of earthquakes of Sheki-Oguz region. Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth, № 3-4, 2016, pp.28-36.

Kadirov F.A. Safarov R.T. Deformation of Earth crust of Azerbaijan and adjacent territories according to data of GPS-measurements. Proceedings of ANAS, The sciences of Earth, № 1, 2013, pp. 47-55 (in Russian).

Kadirov F.A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh Ak.A., Guliyev I.S., Mammadov S.G., Safarov R.T. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan. Proceedings of ANAS. The Sciences of Earth, № 3, 2015, pp. 3-17.

Kadirov F.A., Kadirov A.G., Aliyev F.A., Mammadov S.K., Safarov R.T. GPS-monitoring and seismicity of collision zone of Azerbaijan area of the Greater Caucasus. Proceedings of ANAS. The sciences of Earth, № 3, 2009, pp. 12-18 (in Russian).

Kangarli T.N. Mass overthrust within the structure of Greater Caucasus (Azerbaijan). In: The modern problems of geology and geophysics of Eastern Caucasus and the South Caspian depression. Nafta-Press. Baku, 2012, pp.163-201.

Kangarli T., Aliyev F., Aliyev A., Rashidov T. Geodynamics and active faults of the pseudosubduction zone in Greater Caucasus on the basis of seismological data (within Azerbaijan). European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2018. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-6713.pdf

Kangarli T.N., Aliyev A.M., Aliyev F.A., Rahimov F.M. Seismotectonic zoning of Azerbaijan territory. Proceeding of European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2017a. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-12778.pdf

Kangarli T.N., Aliyev F.A., Aliyev A.M., Vahabov U.G. Active tectonics and focal mechanisms of earthquakes in the pseudosubduction active zone of the North- and South-Caucasus microplates (within Azerbaijan). Geophysical journal, Institute of Geophysics of Ukrainian NAS, V. 39, № 4, 2017b, pp. 101-104.

Kangarli T.N., Aliyev F.A., Rahimov F.M., Murtuzov Z.M. Tectonics, recent geodynamics and seismicity of Azerbaijan part of the Greater Caucasus. Proceeding of European Geosciences Union (EGU) General Assembly, 2016. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2016/EGU2016-385-1.pdf

Kangarli T.N., Akhundov A.B. Surface and deep structure of south slope of the Greater Caucasus. Soviet Geology, № 10, 1988, pp. 42-52 (in Russian).

Kangerli T.N., Veliyev G.O. Directions and results obtained from Ismaily-Shamakha test site research according to earthquake forecast. Earthquakes prediction, № 10, DONISH, Dushanbe-Moscow, 1988, pp. 172-185 (in Russian).

Khain V.Y. Regional geotectonics. Alpine Mediterranean belt. Nedra. Moscow, 1984, 344 p. (in Russian).

Khain V.Y. Tectonics of continents and oceans (2000). Nauchniy mir. Moscow, 2001, 606 p. (in Russian).

Rzayev A.G., Yetirmishli G.D., Kazimova S.E. Reflection of geodynamic regime of variational tension of geomagnetic field (southern slope of the Greater Caucasus as a case study). Proceedings of ANAS. The sciences of Earth, № 4, 2013, pp. 3-15 (in Russian).

Telesca L., Kadirov F., Yetirmishli G., Safarov R., Babayev G., Ismaylova S. Statistical analysis of the 2003-2016 seismicity of Azerbaijan and surrounding areas. Journal of Seismology, 2017, pp. 1467-1485. DOI 10.1007/s10950-017-9677-x

Yetirmishli G.J., Kazimova S.E., Ismailova S.S. Focal parameters of the Zagatala earthquake on May 7, 2012. Catalogue of Seismoforecasting research carried out in Azerbaijan territory in 2012. V.11, № 1, 2014, pp. 14-18.

Yetirmishli G.J., Kazimova S.E., Ismailova S.S., Garaveliyev E.S. Dynamic and kinematic characteristics of earthquakes of Sheki-Oguz region. Proceedings of ANAS. The Sciences of Earth, № 3-4, 2016, pp. 28-36.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА (МЕЖДУРЕЧЬЕ рр. МАЗЫМЧАЙ И ПИРСААТ)

СТАТЬЯ II – АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА

Кенгерли Т.Н.[1], Алиев Ф.А.[1], Алиев А.М.[2], Казымова С.Э.[3], Сафаров Р.Т.[1], Вахабов У.Г.[1]
[1]Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1073, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119: tkangarli@gmail.com
[2]Геофизическая экспедиция Национальной геологоразведочной службы
Министерства экологии и минеральных ресурсов
AZ1117, г.Баку, ул.Натаван, 16
[3]Республиканский Центр сейсмологической службы НАН Азербайджана,
AZ1001, г.Баку, ул.Н.Рафибейли, 25

Резюме. Данная статья является завершающей в освещении черт глубинного строения и геодинамической активности южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана. В ней рассмотрена активная тектоника региона в контексте действия поддвигового (псевдосубдукционного) механизма в полосе сочленения Южно- и Северо-Кавказской микроплит. В статье, исходя из особенностей поверхностной и глубинной структуры региона, осуществлены анализ и интерпретация сейсмологических данных, а также результатов GPS-мониторинга современной геодинамической активности с выявлением их коррелятивных связей с особенностями глубинного строения. Анализ и корреляция исторических и недавних сейсмических событий (вплоть до 2017 г.) указывает на приуроченность очагов землетрясений главным образом к узлам пересечения активных разрывов различного простирания либо к плоскостям глубинных тектонических срывов и латеральных смещений по неустойчивым контактам вещественных комплексов различной компетентности. Фокальные механизмы сейсмических событий обнаруживают разнообразные, преимущественно близвертикальные, плоскости подвижек сбросового и сбрососдвигового характера, но в целом очаги землетрясений приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений общекавказской и антикавказской направленности.

Ключевые слова: *Большой Кавказ, альпийский чехол, доюрский фундамент, земная кора, активный разлом, современная геодинамика, землетрясение, фокальный механизм, напряженное состояние, дизъюнктивный узел*

AZƏRBAYCANIN HÜDUDLARINDA BÖYÜK QAFQAZIN CƏNUB YAMACININ MÜASİR STRUKTURU VƏ AKTİV TEKTONİKASI (MAZIMÇAY-PİRSAAT ÇAYARASI)

MƏQALƏ II – AKTİV TEKTONİKA

Kəngərli T.N.[1], Əliyev F.A.[1], Əliyev A.M.[2], Kazımova S.E.[3], Səfərov R.T.[1], Vahabov Ü.G.[1]
[1]Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ1143, Bakı şəh., Hüseyn Cavid prosp.,119: tkangarli@gmail.com
[2]Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi Milli Geoloji-Kəşfiyyat Xidmətinin Geofiziki Ekspedisiyası
AZ 1117, Azərbaycan, Bakı şəh., Natavan küç.,16
[3]AMEA Seysmoloji Xidmətinin Respublika Mərkəzi
AZ 1117, Azərbaycan, Bakı şəh., N.Rəfibeyli küç., 25

Xülasə.Təqdim edilən material Böyük Qafqazın cənub yamacının dərinlik quruluşu və geodinamik aktivliyinin Azərbaycan hüdudlarında xüsusiyyətlərinin işıqlandırılmasına həsr edilmiş yekun məqalədir. Məqalədə Cənubi və Şimali Qafqaz mikroplitələrinin qovuşma zolağında altaçəkilmə (psevdosubduksiya) mexanizminin fəaliyyəti baxımından regionun aktiv tektonikasına baxılır.

Tektogenezin hazırki mərhələsində Ərəbistan və Avrasiya qitələrinin kollizion yaxınlaşması təsirindən regionda baş verən yan sıxılma yüksək seysmik və geodinamik aktivliyə səbəb olur. Təqdim edilən məqalədə seysmoloji məlumatların, həmçinin müasir geodinamik aktivliyin GPS-monitorinqi nəticələrinin təhlili və təfsiri aparılmış və bunların dərinlik quruluşunun xüsusiyyətləri ilə korrelyativ əlaqələri müəyyən edilmişdir. GPS-monitorinqin məlumatları Cənubi Qafqaz mikroplitəsinin şimala doğru intensiv hərəkətini sübuta yetirir. Tarixən və yaxınlarda (2017-ci ilədək) baş vermiş seysmik hadisələrin təhlili və korrelyasiyası zəlzələ ocaqlarının əsasən müxtəlif istiqamətli aktiv yarılmaların kəsişmə düyünlərinə və yaxud dərinlik tektonik qopardılma səthləri və müxtəlif kompetentliyə malik maddi komplekslərin dayanıqsız təmasları üzrə lateral yerdəyişmə zonalarına uyğun olduğunu göstərir. Seysmik hadisələrin fokal mexanizmləri müxtəlif, əksərən subşaquli, fay və fay-yerdəyişmə xüsusiyyətli hərəkət müstəvilərinin mövcudluğunu göstərir, lakin ümumilikdə zəlzələ ocaqları "ümumqafqaz" və "antiqafqaz" istiqamətli yarılmaların kəsişmə düyünlərinə təsadüf edir. 2012-2017-ci illərin seysmik hadisələri,akkresiya prizmasının altına çəkilən Cənubi Qafqaz mikroplitəsinin şimal kənar strukturlarının tektogenezin müasir dövründə maksimal seysmik aktivliyinə dəlalət edir. Tədqiqatların nəticələri Böyük Qafqaz və Alp-Himalay qırışıqlıq zolağının həmsərhəd əyalətlərinin real zamanda geodinamik və seysmik aktivlik səbəblərinin tədqiqi nöqteyi-nəzərindən istifadəsi baxımından maraq doğurur.

Açar sözlər*: Böyük Qafqaz, Alp örtüyü, Yurayaqədər təməl, Yer qabığı, aktiv yarılma, müasir geodinamika, zəlzələ, fokal mexanizm, gərginlik vəziyyəti, dizyunktiv düyün*

ANAS Transactions **Earth Sciences** **2 / 2018**

Geology and geophysics

http://www.journalesgia.com

ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ КУРИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОТЕТИСА

Рустамов М.И.

Институт геологии и геофизики НАНА
AZ1143, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119

PLATE TECTONICS OF KUR DEPRESSION WITHIN MESO-TETHYS GEODYNAMIC EVOLUTION

Rustamov M.I.
Geology and Geophysics Institute, Azerbaijan National Academy of Sciences
H.Javid Ave., 119, Baku, Azerbaijan, AZ1143: muxtar.rustamov@mail.ru

Keywords: *geodynamics, paleotectonics, Meso-tethys, plate tectonics, magmatism, spreading, deep basin, oceanic crust, suture, collision, ophiolitic mélange, microcontinent*

Summary. The geodynamic evolution of Kur depression and adjacent areas within the geological history of Caucasian northern branch of Meso-Tethys is ever-first studied from the viewpoint of lithosphere plates tectonics. Block structure of depression defined in slab unbundling of Meso-Tethys is represented by plate tectonics zones formed in Cimmerian and Early Alpine tectogenesis stages. Depending on Meso-Tethys plate tectonics by origin, age and consolidation level, they are mesocratic-basite and mature leicocratic-continental substrata. Within depression, area with melonocratic-basite substrata is more movable and permeable zone which, in turn, inherits plate-tectonics of residual troughs of Paleo-Tethys and back-arc troughs of Meso-Tethys and restricted by Hercynides and Kimmerides of mature crust. Area with melanocratic substrata is the main paradigm at the final tonalite intrusive magmatism and pyritic metallogenic Kimmerides at early oceanic stage of Meso-Tethys development under geodynamic conditions of extension and the consequent compression in Early and Late Cimmerian tectogenesis. A number of geology issues of Caucasus with geodynamic trends in formation of hydrocarbon molasse troughs, eastern boundary of Kur mega-depression, spreading kinematics in deep basins are researched.Lithosphere plate tectonics is updated by a new idea – regional geodynamic trend.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Области Куринской депрессии и прилегающих территорий горных хребтов, составляющие Кавказский сегмент Средиземноморского орогенного пояса (СЗП), сложились в итоге событий и процессов байкальского (кадомского), герцинского (варисского), киммерийского и альпийского тектонических циклов. При этом необходимо подчеркнуть, что в геологической истории Кавказского сегмента нами доказано несуществование древнего, так называемого океанического бассейна Прототетиса, а также отсутствие проявления каледонского тектонического цикла и консолидации коры (Рустамов, 2005, 2016). В байкальском тектоническом цикле, завершившемся на рубеже рифея и венда, в позднем протерозое была создана основа консолидированной сиалической коры региона в составе суперконтинента Пангея, вместившего в себе древние массивы, в том числе дорифейский континент Родиния. (Хераскова и др., 2001). Довольно длительное время при стабильном платформенном развитии суперконтинента в его тектоническом строении нами выделяется пенепленизированный Кавказский кратон между северным и южным эпиконтинентальными и мелководными областями платформы. В современной тектонике региона – местами в Южном Азербайджане, Северном Кавказе и Закаспии прослеживаются реликтовые тектонические границы Кавказского кратона, несомненно, имеющего западное Черноморское и восточное Закаспийское непрерывное продолжение до Урало-Оманского трансконтинентального линеамента. Кавказский кратон представляет собой область раскола суперконтинента в герцинском тектогенезе с рифтогенным заложением и эволюцией сдвоенных океанических бассейнов и соответствующих плейт-тектонических зон Палеотетиса между

континентами Гондвана и Лавразия. В киммерийском и раннеальпийском диастрофизме в Кавказском сегменте СЗП рифтогенно заложены северная ветвь Мезотетиса – самостоятельные глубоководные системы Малого и Большого Кавказа соответственно с океанической и субокеанической корой и многообразием бортовых структурно-геоморфологических плейт-тектонических зон. В позднеальпийской коллизионной обстановке, начиная с олигоцена, седиментацией молассовых отложений кайнозоя были заложена область Куринского прогиба на гетерогенном и гетерохронном субстрате плейт-тектонических зон Тетиса.

Для оценки нефтегазоносного потенциала Куринской впадины недостаточно результатов детальных исследований молассовых отложений олигоцен-четвертичных толщ, так как основные особенности ее внутренних и глубинных строений определяют различного типа структурно-геоморфологические плейт-тектонические зоны субстрата и граничные глубинные разломы, формировавшиеся в фанерозойской геологической истории в герцинском, киммерийском и раннеальпийском тектонических циклах. По мнению автора, в современной тектонике Загрос-Кавказского сегмента СЗП системы региональных молассовых мегавпадин – на севере межгорная Черноморско-Южнокаспийская и на юге предгорная Месопотамско-Персидская, формировавшихся в результате закономерности структурно-геодинамической полярности, отражают проблемы процессов глубинной геодинамики, мантийного диапиризма и плюм-потоков. Анализ причины проявления этих процессов в коллизионной геодинамической обстановке, включая структурно-геодинамическую полярность, впервые проведен автором, и им предложена модель нового представления о глубинно-флюидном происхождении нефти и газа (Рустамов, 2001, 2005, 2016; Rustamov, 2002, 2004). В этом аспекте в отличие от Южного Каспия распространение углеводородов в Куринской мегавпадине на широких стратиграфических уровнях – в юрских, меловых и кайнозойских толщах имеет важное значение, подтверждает глубинно-флюидный генезис углеводородов и особый выбор направления поисково-разведочных работ. При этом не менее существенное значение имеет приуроченность Нафталанского месторождения к прогибам вдоль субмеридионального разлома, являющегося отраженной ветвью нами выделенного Ордубад-Гядабейского разлома, в глубинной тектонике которого отражается ступенчатое погружение субстрата к востоку от Транскавказского поднятия.

Нами установлено, что в коллизионный период эволюции Загрос-Кавказского сегмента нео-Тетиса в процессе мантийного диапиризма, структурно-геодинамической дифференциации и проявления интенсивных магматических циклов палеогена и миоцена-квартера возникли горячее магматическое и фланговые амагматические поля. Согласно региональной геодинамической полярности в результате конструкции зрелой коры (до 50-55 км) магматическое поле превращается в коллизионное поднятие и сушу, а в амагматических полях в связи с синхронной деструкцией резургентной коры (до 10-20 км) формируются синкомпрессионные системы молассовых мегавпадин. При этом необходимо подчеркнуть, что формирование Южнокаспийской и Куринской мегавпадин происходило на жестком коллизионном и хрупком позднеколлизионном этапах и характеризуется многообразием плейт-тектонических типов структуры дна.

В Кавказском кратоне на рубеже кембрия-ордовика были рифтогенно заложены сдвоенные северная и южная ветви Палеотетиса с соответствующими структурно-геоморфологическими плейт-тектоническими зонами на каждом переломном этапе их эволюции. При этом в обстановке спрединга (90-95 млн.лет) до визейского века Кавказский сегмент Палеотетиса СЗП занимал довольно обширную площадь между континентами Гондвана и Лавразия с внутренним Кавказским микроконтинентом. Южная половина последнего с андийским типом окраинно-континентального развития и интенсивным проявлением гранитоидного магматизма в палеозое превращается в горно-складчатую область герцинидов (Рустамов, 2005; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005). Она занимает существенное место также в плейт-тектонике Мезотетиса и молассовой тектонике Куринской впадины севернее от реликтового Чатмин-Аджиноурского разлома погруженной офиолитовой сутуры. С другой стороны, нами не поддерживается мнение о том, что геолого-тектоническое строение Куринской впадины состоит из двух ярусов – кристаллического фундамента и покрывающего его слабо дислоцированного альпийского осадочного чехла (Хаин, Шарданов, 1952; Мамедов, 1973). В общем, мнение всех исследователей о причислении возраста субстрата всей площади мегавпадины к докембрию – нижнему палеозою, доюрскому времени или байкалидам является ошибочным, т.к. ими не были проанализированы природа и происхождение субстрата различных блоков Куринской депрессии, в том числе ее морфоструктурные особенности.

Таким образом, Куринская мегавпадина и прилегающие области, состоящие из ряда срастающихся самостоятельных блоков, по типам, возрасту и степени консолидированности коры вслед за герцинским диастрофизмом характеризуются различными субстратами (мезократ-базитовый и лейкократ-зрелый континентальный), также эти блоки в зависимости от занимаемого структурно-пространственного положения в эволюции Палеотетиса и Мезотетиса отличаются по плейт-тектоническим типам (островные дуги, задуговые надсубдукционные прогибы, активно-пассивно-континентальные окраины). Нижеприведенный анализ и обобщение геодинамической эволюции Мезотетиса с выявлением плейт-тектонической позиции блоков Куринской депрессии на фоне трансформации герцинидов и новое плитное расчленение региона имеют существенное значение. В последующем составленная на основе тектоники литосферных плит новая крупномасштабная тектоническая карта Куринской депрессии, несомненно, позволит решить научно-практические проблемы нефтяной геологии региона.

Парадигмы перед заложением Мезотетиса

На территориях Кавказского, Закаспийского, Иранского и других регионов Загрос-Кавказского сегмента СЗП совершенно отсутствуют открытые морские отложения норийского яруса позднего триаса. Вместе с тем в этот период в локальных остаточных синформ-структурах, в том числе на М.Кавказе, в Даралагезском бассейне на окраине Гондваны или же в окраинно-континентальном прогибе форланда Тетиса, местами развиты терригенно-карбонатные отложения норийского века, содержащие пласты углей, красных кремнистых доломитов и редко известняков. Значит, в конце позднегерцинского тектогенеза после широкой трансгрессии в сакмарском веке в обстановке компрессии в Кавказском сегменте окончательно закрывается глубоководный позднеокеанический бассейн Тетиса с океанической корой, в том числе бассейны форланда на границе континентов Гондвана (карбонатный Альборс-Даралагезский) и Евразия (терригенный Маныч-Мангышлагский прогиб). Коллизионная геодинамика указанных процессов в палеогеографической обстановке суши завершается сопряжением и последующей коллизией Скифско-Туранской плиты и внутреннего Кавказского микроконтинента с карбонатной эпиконтинентальной платформенной плейт-тектонической зоной пери-Гондваны (рис. 1, 4). Таким образом формировалась наращенная на юг активная окраина Евразии, так как в позднем триасе в Загросе синхронно происходил внутриплитный рифтогенез, что в последующем сопровождалось спредингом океанической коры и становлением южной Тавр-Загрос-Макранской ветви Мезотетиса. Рифтогенез в эпиконтинентальной платформенной области пери-Гондваны подтверждается распространением высокотитанистых субщелочных базальтов триаса в строении погруженных поднятий Аравийской окраины континента Гондваны. В позднегерцинском тектогенезе вся область Кавказа вплоть до Загроса-Макрана в континентальном режиме вступает в незавершенное коллизионно-орогенное развитие с характерной складчатостью южной вергентности и раскалыванием со сдвиговым перемещением блоков большой амплитуды.

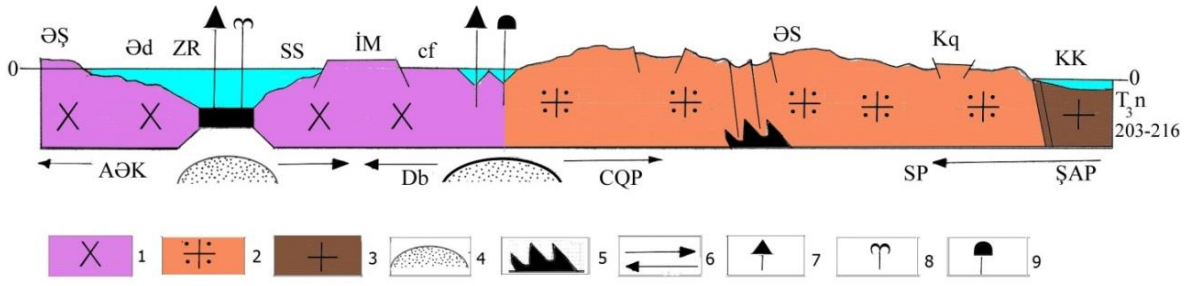


Рис. 1. Геодинамическая полярность в эволюции Загрос-Кавказского сегмента СЗП
Типы земной коры: *1 – Гондванский; 2 – зрелая континентальная кора; 3 – Восточно-Европейский;*
Магматизм и геодинамика: *4 – мантийный диапиризм; 5 – офиолитовая сутура нео-Палеотетиса; 6 – направление движения континентальных плит; 7 – базальтовый вулканизм окраинно-континентальных поднятий; 8 – толеитовый вулканизм спрединговых хребтов глубоководных бассейнов; 9 – высокотитанистый рифтогенный вулканизм;*
Сокращенными буквами указаны*: АƏК – Афро-Аравийский континент; ƏŞ – аравийский щит; Əd – Аравийский склон и подножье; ZR – Загросский глубоководный бассейн; İM – Иранский микроконтинент; SS – Южный склон и подножье микроконтинента; DB – Даралагезский блок Иранской плиты; GF – Джульфинское поднятие; CQP – Южнокавказская плита; SP – Скифская плита; ŞAP – Восточноевропейская платформа; KK – Карпинский кряж; Kq – Кумское вулканоплутоническое поднятие; ƏS – Главный хребет Б.Кавказа*

Перед заложением Мезотетиса другой характерной парадигмой эволюции наращенной на юг активной окраины Евразии является довольно короткий период обстановки жесткой коллизионной геодинамики и в связи с этим отсутствие проявления гранитоидного магматизма, хотя на Скифско-Туранской плите, по данным В.Е.Хаина (1979), на довольно протяженном поясе развит островодужный вулканизм перми-триаса. Указанные процессы нами объясняются наступлением в Земной сфере глобальной обстановки растяжения, соответствующей началу раскрытия Атлантического и Индийского океанов. В Загрос-Кавказском сегменте СЗП в раннекиммерийском тектогенезе синхронно присходило рифтогенное раскалывание наращенной активной окраины Евразии и формирование мозаичных глубоководных бассейнов с океанической корой Мезотетиса.

В эволюции Тетиса установленная и доказанная нами **закономерность региональной структурно-геодинамической полярности** является основной парадигмой Мезотетиса, а также дополнением к классической теории тектоники литосферных плит. Указанная закономерность отражает проблемы глубинной геодинамики плюм-потока и мантийного диапиризма. Нам представляется, что глубоководные бассейны с океанической корой складчато-орогенных систем независимо от их возраста и океаны в Земной сфере являются самостоятельными мегаструктурами Земли (Рустамов, 1987, 2005, 2007, 2016).

Системы Мезотетиса Кавказа и плейт-тектоника переходных периодов

В позднем триасе фронтально наращенная пери-Евразия до Загроса на раннекиммерийском этапе тектогенеза рифтогенно раскалывается с зарождением мозаичных глубоководных бассейнов Мезотетиса. В Загрос-Кавказском сегменте СЗП своеобразная палеогеографическая и палеотектоническая эволюция, в том числе структурно-пространственная закономерность проявления магматизма различных серий, формирования новых плейт-тектонических зон в каждой его системе, их своеобразная металлогения и многие особенности в основном обусловлены заложением, развитием и окончательным закрытием глубоководных бассейнов Мезотетиса. В пределах последнего Кавказский сегмент, составляющий его северную ветвь, представлен Малокавказским и Большекавказским самостоятельными глубоководными системами соответственно с океанической и субокеанической корой (рис. 2,3,4,7). При этом они каждый в отдельности являются самостоятельными тектонотипами, особенно согласно кинематике спрединга, и характеризуются своеобразными и общими индикаторными признаками после процессов рифтинга на переходных этапах эволюции глубоководных бассейнов. Нужно подчеркнуть, что многие индикаторные факторы в геодинамическом аспекте были установлены в результате длительных геологических исследований на Кавказе с позиции фиксизма. К сожалению, в связи с тем, что при анализе и обобщении большого количества материалов с позиции тектоники литосферных плит на недостаточном уровне использовались известные и новые комплексные данные, то на Кавказском сегменте основные проблемы происхождения и эволюции Мезотетиса не были решены, не получили своего подтверждения и вызвали много вопросов. Анализ и решение проблемных, порою дискуссионных вопросов широко освещается в трудах автора (Рустамов, 2005, 2007, 2016).

Глубоководные бассейны Большого Кавказа с субокеанической корой и Малого Кавказа с океанической корой не являются унаследованным продолжением сквозного развития Палеотетиса, а представляют собой самостоятельные системы северной ветви Мезотетиса. Большекавказская система прослеживается от Добруджи на западе через Крым, Большой Кавказ, погруженный Абшеронский порог и Копетдаг до Бадхызской ветви Урал-Оманского лениамента на востоке на протяжении более 2200 км. Данная система также не является окраинным морем малокавказского океана Тетис, обе системы почти синхронно возникли в процессах рифтинга-спрединга по наиболее мобильным и проницаемым зонам глубинных разломов нового тектонического плана пери-Евразии. В Загрос-Кавказском сегменте СЗП нами установлена северная направленность миграции рифтогенного заложения глубоководных бассейнов, а в Большекавказской системе процесс рифтинга и погружения дна бассейна имеет восточную направленность.

Непосредственной прелюдией к началу рифтинга и распаду наращенной пери-Евразии в Кавказской ветви Мезотетиса следует считать обширные излияния высокотитанистых оливиновых базальтов и толеитов вдоль осевой зоны и в листрических разломах рифтогенеза. Они обнаруживаются в подстилающих толщах островодужных комплексов, в офиолитовом меланже и аккреции, а также в протяженном поясе агматитов и ксенолитов амфиболизированных аподиабазов в виде экзотических глыб в Мегри-Ордубадском батолите. Фрагменты высокотитанистых вулканитов на северной окраине Иранской плиты или на южном борту Малокавказского

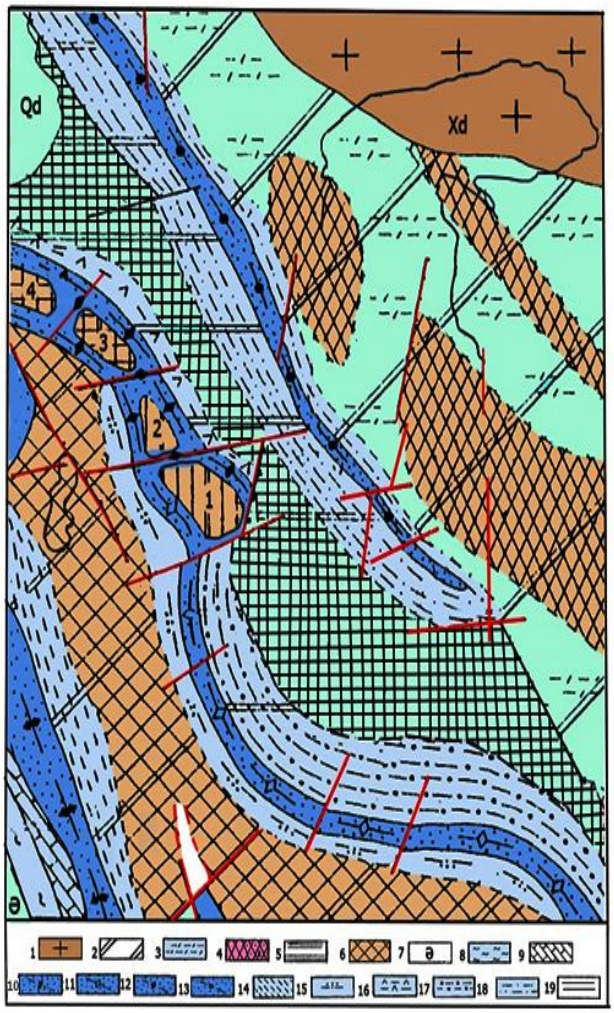


Рис. 2. Плейт-тектоническая карта раннеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса. Раннекиммерийский тектогенез. Триас (рэт) – юра (аален) 203-172 Ма

Континенты и внутренние плиты: *1 – Восточно-Европейская платформа с палеозойскими рифтами; 2 – Скифская и Туранская плиты герцинидов; 3 – раннеплатформенный чехол; 4 – абсолютные поднятия герцинидов; 5 – Южнокавказская плита герцинской консолидации с трансгрессивно-регрессивными полями; 6 – Иранская и Кевирская плиты байкалидов, возникшие в результате раскола Гондваны; 7 – Аравийский шельф; 8 – Батиальное окраинное море Аравийского подножья; 9 – окраинно-континентальное поднятие с нестабильным режимом, известняки и лавовые потоки триаса и юры.*

Океанические и субокеанические бассейны *(вне масштаба) системы Мезотетиса: 10 – зоны рифтогенеза с последующим спредингом океанической коры; 11 – зоны рифтогенеза и редуцированного спрединга в раннем лейасе; 12 – зоны рифтогенеза и непрерывистого, ветвящегося спрединга; 13 – зона рифтогенеза и рассеянного прерывистого спрединга утоненной коры.*

Континентальные окраины: *14 – склон Иранской плиты на пассивной окраине Загросского океанического бассейна; 15 – северные пассивные склоны Иранской и Кевирской плит, местами по листрическим разломам базальтовый вулканизм; 16 – пассивный трансгрессивный склон Малокавказского океанического бассейна; 17 – пассивный склон Альборс-Биналуда; 18 – трансгрессивные склоны Большекавказского турбидитового субокеанического бассейна; 19 – некоторые типы разломов.*

глубоководного бассейна выступают на границе поднятий герцинидов с мел-палеогеновыми синклинориями юга М.Кавказа и Гарадага в Иране, цепь последних в мезозойском субстрате трассирует погруженную Веди-Зангезур-Гарадагскую сутуру офиолитов, впервые установленную автором (Рустамов, 1979). Непрерывным восточным продолжением последней является погруженная и обнаженная Сабзеварская сутура перед островодужной плейттектонической зоной Альборса, Аладага и Биналуда в Иране. Важным фактом является участие высокотитанистых базальтоидов рэта в строении песчано-сланцевой толщи Шимшак (рэт-аален, Huber, 1977), слагающей континентальные склоны Предальборсского океанического бассейна. Аналогичное взаимоотношение наблюдается в строении туфогенно-терригенной толщи с вулканитами и покровами базальтов на Мургузском хребте, залегающей в основании островодужной вулканогенной толщи байоса на СВ склоне М.Кавказа и имеющей пространственную и структурную связь с Бейбуртскими горами в Турции (Азизбеков, Рустамов, 1973; Sengor, Yilmaz, 1981). Таким образом, рифтогенное заложение М.Кавказ-Альборсской глубоководной системы по неопровержимым геологическим материалам устанавливается на рубеже рэта-лейаса. В глобальном масштабе поздний триас соответствует периоду распада Гондваны и началу образования бассейнов Атлантического и Индийского океанов. Очевидно то, что активная окраина пери-Евразии на рубеже триаса-юры испытывает геодинамическую обстановку растяжения в связи с вращательной кинематикой при дивергенции континентов Гондваны и Евразии, особенно в результате синхронного, но с различной скоростью перемещения на Земной сфере по отношению к ее полюсам. Поэтому в процессе обособления Загросской южной системы Мезотетиса перед норийским веком продолжается последовательная миграция рифтинга и плитное расчленение в глубь активной окраины пери-Евразии. Начинается заложение северных систем Мезотетиса: Малокавказско-Альборсской в рэтском веке и Крым-Большекавказ-Копетдагской – в предсинемюрское время.

В раннекиммерийском тектогенезе, соответствующем раннеокеаническому этапу эволюции Мезотетиса в обстановке общей дивергенции континентов происходит формирование глубоководных бассейнов Большого и Малого Кавказа. Спрединг коры бассейнов достигает максимума в тоаре-аалене. В результате в Кавказской северной ветви Мезотетиса были

обособлены самостоятельные плейт-тектонические системы: Большекавказская – представлена осевым Гойтхско-Туфанским эффузивно-аспидно-сланцево-турбидитовым грабен-трогом с резургентной субокеанической корой и пассивными континентальными склонами герцинской консолидации на Южнокавказской и Скифской плитах соответственно на южном и северном бортах глубоководного бассейна; Южнокавказская плита герцинской консолидации с гетерогенным блоковым строением состояла в основном из горно-складчатой трансгрессивно-регрессивной области со зрелой корой герцинидов и блоками примитивной незрелой базитовой коры исчезнувших остаточных прогибов Палеотетиса и локальных кулисообразных поднятий на южном фланге последнего. Данная плита между глубоководными бассейнами характеризуется различными типами плейт-тектонических структур активной и пассивной окраин, вместе с тем ее относительная стабильная зона в меловой период субмеридиональными разломами раскалывается на Южнокаспийскую, Азербайджанскую и Грузинскую глыбы. В системе глубоководного бассейна М.Кавказа с океанической корой содержащиеся в нем террейны с субстратом байкалидов отделяются от Центрального Иранского микроконтинента. Эта система в раннекиммерийском тектогенезе наряду с пассивными склонами главным образом характеризуется своеобразной сложной внутренней геоморфологией, что выражено широкой зоной углублений дна, разветвленными спрединговыми хребтами, простирающимися как согласно простиранию бортовых зон бассейна, так и между террейнами Талыша, Кафана и Мисхана (рис. 2,4).

На раннеокеаническом этапе эволюция северной ветви Мезотетиса в глобальной геодинамической обстановке дивергенции типа континент-плита на Б.Кавказе, а на М.Кавказе – плита-плита совершается довольно различными вариантами кинематики спрединга. Причем в Малокавказском бассейне процесс спрединга вдоль глубинного разлома приурочен, как и в современных океанах, исключительно к внутрибассейновым спрединговым хребтам (поднятиям) и состоит из отдельных непрерывных ветвей, простирающихся согласно направлению к границам северного и южного бортов глубоководного бассейна и между террейнами. Спрединговые зоны между террейнами после позднекиммерийского тектогенеза превращаются в глубинные разломы трансформенного типа (Аразчайский, Тертерский). В отличие от внутрибассейновых спрединговых хребтов Малокавказского типа в Большекавказском глубоководном бассейне зона дивергенции вдоль глубинного разлома представлена центрально-осевым рифтогенным грабеном Гойтхско-Туфанского трога. Причем процесс спрединга приурочен к параллельным, прерывистым, кулисообразным отдельным ветвям единой зоны глубинного разлома. Поэтому в строении трога не наблюдается разрыва сплошности резургентной коры, однако проявление толеитов и высокотитанистых субщелочных базальтов, аналогично Малокавказской системе, однозначно доказывает в глубинной геодинамике диапиризм разуплотненной мантии, формирование магматических очагов на двух уровнях и др. процессы.

Эволюция Кавказских сдвоенных глубоководных бассейнов на раннеокеаническом этапе завершается парадоксальным развитием в геодинамической обстановке общей компрессии и сближением континентов на фоне проявления фазы диастрофизма и завершения киммерийского цикла тектогенеза в неокомском веке (Закариадзе и др., 1990). В Большекавказской системе турбидиты и эффузивно-субвулканические комплексы осевого грабена Гойтхско-Туфанского трога подвергаются интенсивной дислокации, и их аккреционная призма вдоль надвига Главного хребта наращивает андийский тип активной окраины Скифской плиты. Закрытие осевого грабена глубоководного бассейна сопровождается смещением новообразованного черносланцевого некомпенсированного желобоподобного грабена к югу, который занимает подножье северной пассивной окраины Южнокавказской плиты. Желобообразный грабен наследует югонаправленную субдукцию в средней юре. Согласно поперечной сегментизации системы в средней юре (байос-бат) проявлен последовательно дифференцированный островодужный вулканоплутонический магматизм в Гагра-Джавской и Кахетино-Вандамской плейт-тектонических зонах Южного склона Б.Кавказа с субстратом герцинской консолидации Южнокавказской плиты. При этом к востоку экстенсивность вулканизма заметно падает, и поэтому гранитоидные интрузии в Кахетино-Вандамской зоне в общем не проявлены. Следует особо подчеркнуть, что проявления юрского магматизма на южной и северной активных окраинах Южнокавказской плиты подчиняется **закономерностям геодинамическо-магматической полярности**, что обусловлено темпом и направлением вращательного движения ее при компрессионной геодинамике.

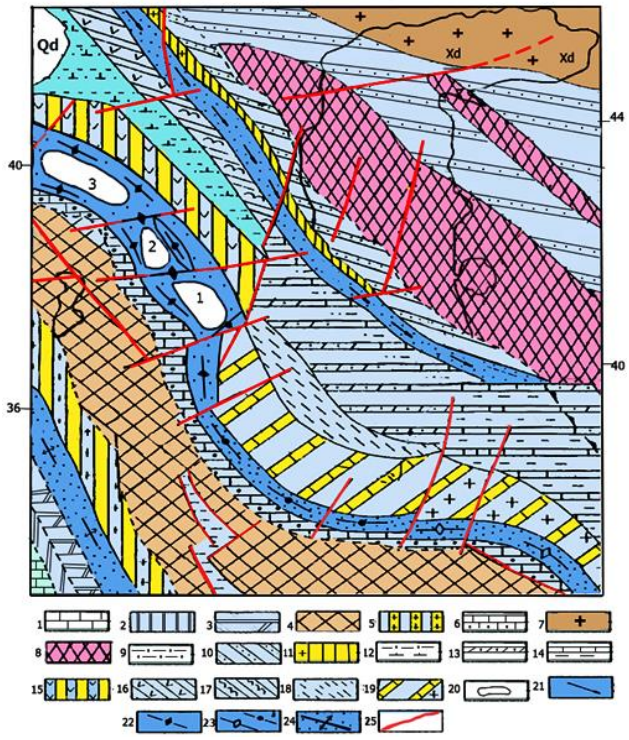


Рис. 3. Плейт-тектоническая карта раннеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса. Позднекиммерийский тектогенез. Юра (байос) – Мел (неоком) 172-125 Ма

Континенты и внутренние плиты и их окраины: *1 – Аравийский шельф; 2 – турбидитовые подножья; 3 – окраинное поднятие Загросской системы; 4 – относительные поднятия Иранской и Кевирской плит; 5 – активная окраина плит на северном борту Загросского океанического бассейна; 6 – пассивный склон плит на южном борту М.Кавказско-Альборсского океанического бассейна; 7 – Восточноевропейская платформа; 8 – герциниды Скифской и Туранской плит; 9-10 – морские и лагунные зоны этих плит; 11 – активная аккреционная окраина Скифской плиты; 12-14 – относительно стабильная зона Южнокавказской плиты между глубоководными системами Большого и Малого Кавказа; 15 – активная островодужная Лок-Агдамская окраина Южнокавказской плиты; 16-17 – после закрытия и аккреции осевого грабена в Б.Кавказской системе миграция желобообразной осевой зоны к югу сопровождается развитием активной островодужной окраины (Гагра-Джавская зона) Южнокавказской плиты, к ЮЗ вулканоплутонический процесс затухает; 18 – сопряженная зона Альборсской и Южнокавказской плит; 19 – на северном склоне Альборсского океанического бассейна отложения Шимшакской мощной толщи и проявления на Аладаг-Биналудском сегменте островодужного магматизма; 20 – в Малокавказско-Альборсской системе террейны: Талыш (1), Кафан (2), Мисхан (3);*

Океанические и субокеанические глубоководные системы (вне масштаба) Мезотетиса: *21 – в Большекавказской системе закрытие Гойтхско-Туфанской осевой зоны трога со смещением ее к югу и причислением аккреционных комплексов к Скифской системе, сопровождаемым двухсторонней субдукцией; 22 – в Малокавказской системе сложная геодинамическая эволюция, сопряжения террейнов и др. процессы сопровождаются формированием сдвоенных глубоководных бассейнов с корой меланжированных офиолитов; 23 – в Предальборсской глубоководной системе неравномерное распределение обстановки компрессии, в то время как Аладаг-Биналудский ее сектор характеризуется высоким темпом субдукции; 24 – Загросская глубоководная система Мезотетиса; 25 – трансконтинентальные и региональные типы разломов.*

На Скифской наращенной активной окраине в связи с началом в позднем тоаре или на рубеже тоара-аалена северонаправленных субдукционных процессов и аккрецией комплексов осевого трога в средней юре проявлен контрастный вулканизм преимущественно с кислыми дериватами и габбро-гранитоидными интрузивами, развитие которых свидетельствует в отношении М.Кавказа о несколько раннем начале северонаправленной субдукции. Они составляют северокавказские вулканоплутонические ассоциации (Борсук, 1979; Ломизе, 1983). Наряду с этим особое значение имеет дискретное развитие среди аккреционного комплекса со слабой экстенсивностью позднего вулканизма (166 Ма) известково-щелочной серии и малых интрузий габбро-плагиогранитов (150 Ма). Таким образом, наращенная активная окраина Скифской плиты совместно с аккреционным комплексом превращается в трангрессивно-регрессивное поднятие и, по мнению В.Е.Хаина (1950), они составляют «кордильеры» на пограничном рифово-карбонатном шельфе флишевого бассейна южного склона Б.Кавказа.

В Малокавказской системе, начиная с байосского века, завершение раннеокеанического этапа эволюции в нарастающей обстановке компрессии знаменуется затуханием спрединга внутрибассейновых хребтов, меланжированием океанической коры, началом СВ направленности субдукции на ЮЗ активной Понтийско-Малокавказской окраине Южнокавказской плиты и по Зангезурской аккреции офиолитов под Кафанский террейн с проявлением высокой экстенсивности островодужного вулканоплутонического магматизма на среднеюрском и позднеюрско-раннемеловом этапах (рис. 3,4). При этом Талышский и Мисханский террейны, в отличие от Кафанского, имеют совершенно другую геодинамику, и в период кульминации диастрофизма на рубеже J_3-K_1 завершается их сближение и сопряжение по простиранию, что придает Малокавказскому глубоководному бассейну сдвоенный характер. Выделяется Веди-Зангезурский и Гейча-Акеринский троги, разобщенные поднятием островов или мелководным морем известняковой толщи неокома (Рустамов, 2012, 2016). Период проявления в зоне сопряжения по Аразчайскому глубинному разлому синхронного островодужного вулканизма, распространенного в целом на Кафанском поднятии и исключительно в СЗ секторе Талышского террейна, а также позднеюрско-раннемелового островодужного вулканоплутонического магматизма в ЮВ секторе Мисханского террейна является парадигмой геодинамики террейнов.

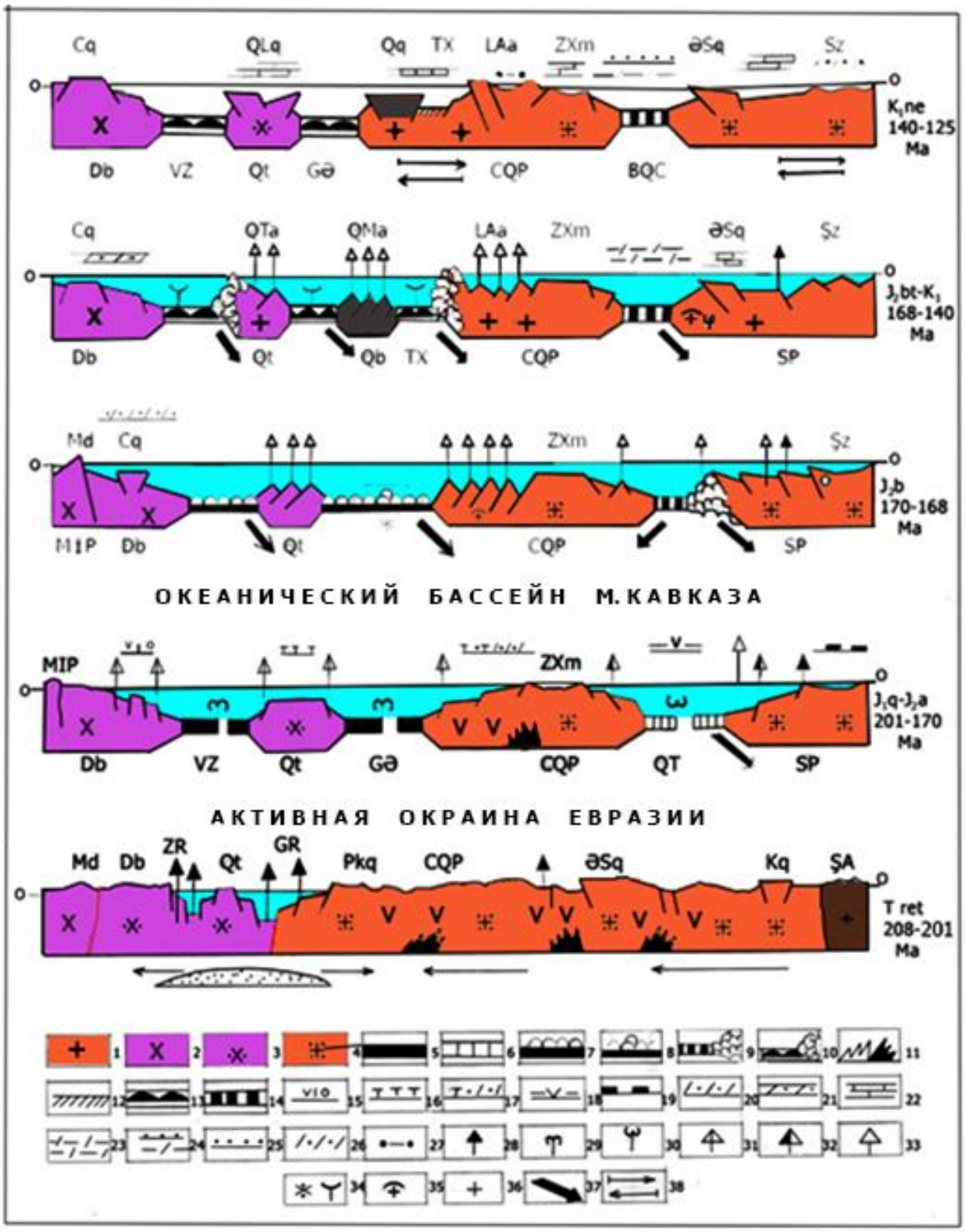


Рис. 4. Геодинамическая модель раннеокеанического этапа эволюции Мезотетиса Кавказского сегмента СЗП. Ранний и поздний киммерийский тектогенез. (208-125 Ma)

Типы земной коры: *1 – Восточноевропейский; 2 – Гондванский; 3 – несколько измененный Гондванский тип; 4 – зрелая кора герцинской консолидации; 5 – океаническая кора; 6 – субокеаническая кора; 7 – меланжированнная офиолитовая кора; 8 – симатическая юная островная дуга аккреции меланжированных офиолитов с бонинитовой серией магматизма; 9 – аккреционная призма аспидных сланцев и различных фаций базальтоидов; 10 – аккреции офиолитов вдоль субдукционной зоны, которые покрываются альбской трансгрессией; 11 –погруженные офиолитовые сутуры Палеотетиса и нео-Палеотетиса; 12 – интрадуговый прогиб с симатической корой; 13 – на различном уровне консолидированная кора со сложной геоморфологией; 14 – субокеаническая кора флишевого бассейна с тенденцией смещения к югу.*

Типы отложений: *15 – доломиты триаса покрываются базальтами и трансгрессивными терригенами аалена; 16 – свита чередования терригенов и туфов; 17 – вулканогенно-осадочная свита к югу чередуется с трансгрессивными терригенными отложениями; 18 – базальтовые покровы и их субвулканические тела среди аспидных сланцев; 19 – чередования углистых терригенов; 20 – известковые глины и песчаники; 21 – терригены с известняками и мергелями; 22 – известняки и мергели; 23 – олистолиты карбонатного флиша; 24 – карбонатный флиш, а на склоне – грубые чередования терригенов баррема; 25 – терригены различной зернистости и обломочности; 26 – известняки и мергелистые терригены; 27 – углистые карбонатно-терригенные.*

Магматизм и геодинамика: *28 – внутриплитные рифтогенные толеиты и субщелочные базальты; 29 – базальтовый вулканизм типа срединокеанических хребтов; 30 – по спрединговым разломам прерывистый вулканизм с преобладанием субвулканов пластовой и сложной морфологии; 31 – на склонах бассейнов по листрическим разломам высокотитанистый базальтовый вулканизм; 32 – в аналогичном тектоническом положении кислые дифференциаты; 33 – островодужный вулканизм; 34 – на аккреционных симатических юных островодужных поднятиях Джил-Сатана тип гранитоидного магматизма бонинитовой серии; 35 – в сиалических островодужных зонах байосский вулканизм завершается внедрением интрузивов габбро-плагиогранитов; 36 – там же проявлена многоэтапная вулканоплутоническая ассоциация юры – раннего мела; 37 – субдукция океанической и субокеанической коры; 38 – относительная стабилизация геодинамики континентов.*

Сокращенными буквами обозначены: *MIP – Центральная Иранская плита; Md – поднятия Мишовдага этой плиты; Дв – Даралагезский блок этой плиты; ZR – Зангезурский рифт; Qt – Кафанский террейн; GR – Гейча-Акеринский рифт; Əsq – поднятия Главного хребта; Kq – Кумское поднятие триаса; Веди-Зангезурский (VZ) и Гейча-Акеринский бассейны с океанической корой; Cq – Джульфинское поднятие; QTA – островные дуги Кафанского и Талышского террейнов; QMa – Гарабагская аккреционная симатическая дуга; TX – Тоурогачай-Ходжавендский остаточный интрадуговой прогиб с корой меланжированных офиолитов; LAa – Лок-Агдамская сиалическая; ŞZ – шельфовая зона.*

В Гейча-Акеринской ветви Малокавказского глубоководного бассейна в обстановке нарастающей компрессии в связи со сменой спрединга северонаправленной субдукцией формируются подводные покровы, аккреционные призмы и примитивные симатические поднятия меланжированных офиолитов (Книпер, 1975; Соколов, 1977). Симатические поднятия типа Гарабагского на юном этапе развития с бонинитовой серией вулканоплутонического магматизма (массив Джил-Сатана по Закариадзе и др., 1990) совместно с Тоурогочай-Ходжавендской зоной в аккреционной призме меланжированных офиолитов наращивают островодужную (Ганзинский блок) ЮЗ окраину Южнокавказской плиты. При этом сжато-скученные офиолиты длительное время до апт-альбской трансгрессии вступали в обстановку суши и служили терригенным источником мелководных морей с отложением титаномагнетитовых песчаников на СВ склоне М.Кавказа. На новом переходном этапе протяженная аккреционная зона составляет субстрат интрадугового надсубдукционного прогиба с меловым субщелочным вулканизмом. Интрадуговой прогиб и Гарабагская симатическая дуга в ЮВ простирании вырождаются в Аразчайском левостороннем трансформенном разломе. Поэтому ЮВ продолжение Лок-Агдамского островодужного пояса и Гейча-Акеринской офиолитовой сутуры представляют Миль-Муганская погруженная дуга Билясувар-Карадонлинского и др. мелких гравитационных полей и высокая магнитная аномалия в Предталышском прогибе с интенсивной дислокацией молассов Куринской депрессии. В свою очередь они вырождаются в зоне Западно-каспийского глубинного разлома, представляющего серию трансформных разломов Закавказской ветви Палеотетиса (Рустамов, 2001).

Наступающая в неокоме стабильная обстановка и затухание киммерийского цикла магматизма сменяются развитием СЗП на позднеокеаническом этапе в условиях растяжения и почти повсеместного погружения плейт-тектонических зон Мезотетиса вследствие проявления раннеальпийского тектогенеза (Rustamov, 2002; Рустамов, 2012). Поэтому в Кавказском сегменте отложения апта-альба имеют трансгрессивный характер и покрывают области суши по обрамлению глубоководных бассейнов. При этом трансгрессия достигает максимума в альбском веке. На данном переломном этапе обстановка растяжения наступила при абсолютно большом, но относительно разном темпе дрейфа на север Афро-Аравии и Евразии. В сдвоенных глубоководных бассейнах М.Кавказа со сложной геоморфологией дна и интенсивно дислоцированной офиолитовой корой в новом плане, в отличие от спрединговых хребтов в киммерийском тектогенезе, возникли Большекавказского типа рифтогенные грабены осевой зоны бассейнов. В эволюции системы сдвоенных бассейнов Мезотетиса М.Кавказа синхронно происходит спрединг, углубление и миграция желобообразного осевого грабена на юг к северному подножью сопряженных террейнов и подножью пассивного склона Иранской плиты (рис.5). В результате регенерация спрединга и северонаправленной субдукции и формирование цепи синхронных надсубдукционных задуговых прогибов (Газах, Барда и др.) сопровождаются проявлением мелового цикла вулканизма. Надсубдукционный позднемеловой вулканизм с различной, порою аномальной, петрохимической серией наблюдается также за пределом спредингового грабена в глубоководных бассейнах М.Кавказа. На данном переломном этапе кинематическая обстановка в зонах дивергенции характеризуется сложным вза-

имодействием внутренних плит и различием темпов расширения бассейнов согласно их сегментизации, унаследованной еще в киммерийском тектогенезе.

Начиная с австрийской складчатой фазы раннеальпийского тектогенеза, Мезотетис на рубеже сеномана-турона вступает в компрессионную геодинамическую эволюцию (рис. 5, 6). В сдвоенных глубоководных бассейнах происходит прекращение спрединга, реорганизация двухсторонних субдукций, сужение и быстрое их закрытие перед поздним коньяком. В обстановке компрессии желобоподобные осевые грабены дна сдвоенных бассейнов являлись вместилищем олистостромовой толщи и покровных пластин меланжа офиолитов. В этом кроются причины вопроса, поднятого Й.Штеклиным (1984): почему в офиолитовых поясах Мезотетиса обнаруживаются преимущественно эффузивно-радиоляритовые комплексы мелового возраста (Рустамов, 2012, 2016).

Плейт-тектоническое положение области Куринской депрессии в эволюции Мезотетиса

Детального исследования строения фаций и мощностей напряженно дислоцированных моласс кайнозоя недостаточно для оценки нефтегазоносного потенциала Куринской мегавпадины в том отношении, что основные индикаторные особенности ее определяются типом субстрата отдельных блоков и межблоковыми разломами, формировавшимися в фанерозойской геологической истории. В области Куринской депрессии на основе индикаторных признаков консолидации коры выявлены три типа плейт-тектонических зон Палеотетиса с довольно резко отличными субстратами (Рустамов, 2001). Они на определенном, но различном уровне наследуются при заложении и развитии структурно-геоморфологических плейт-тектонических зон Мезотетиса. В период заложения и развития глубоководных бассейнов Большого и Малого Кавказа горноскладчатая область герцинидов со зрелой корой превращается в стабильную трансгрессивно-регрессивную плейт-тектоническую зону Южнокавказской плиты с пассивным северным и активным южным склонами преимущественно терригенной фации седиментации, а на крайних шельфах – с периодическим отложением рифовых известняков. Данная относительно стабильная плейт-тектоническая зона после неокома в раннеальпийском тектогенезе по рифтогенным ветвям субмеридиональных трансконтинентальных разломов разобщается на Южнокаспийскую (массив Година), Азербайджанскую и Грузинскую глыбы. Последние, в частности Азербайджанская глыба, после закрытия в эоцене терригенно-флишевого завершающегося бассейна Б.Кавказа, начиная с олигоцена, в напряженной коллизионной обстановке эволюции нео-Тетиса раскалывается с формированием антиформных и синформных структур в сопровождении красноцветных молассов.

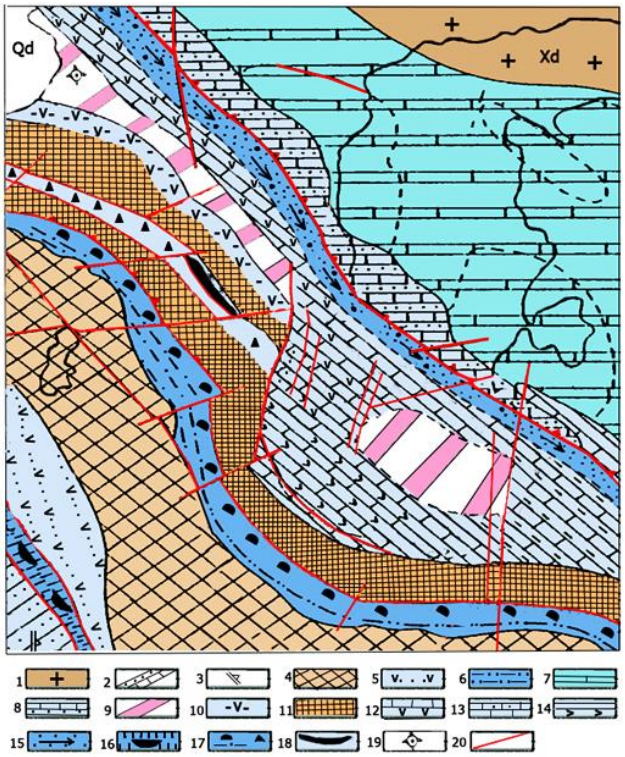


Рис. 5. Плейт-тектоническая карта позднеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса. Раннеальпийский тектогенез. Мел (апт-сеноман) 125-93 Ма
1 – подножье Афро-Аравийского континента; 2 – поднятие на окраине континента; (3-7) – Центральная Иранская и Кевирская плиты: 3 – относительно стабильная область плиты; 4 – активные окраины с островодужной вулканоплутонической ассоциацией; 5 – смена стабильного поднятия отложением орбитолиновых известняков; 6 – Дарагезский блок с комплексами (Д-Т) окраинного моря герцинидов; 7 –смена суши морскими отложениями сеномана на пассивной окраине; (8-12) – Южнокавказская плита: 8 – пассивный склон флишевого бассейна; 9 – относительно стабильная и трангрессивно-регрессивная область плиты; 10 – внутриплитный рифтогенез и разобщение относительно стабильной области плиты на Южнокаспийскую (массив Година) и Азербайджанскую глыбы; 11 – задуговой прогиб Альборса с синхронным вулканизмом (апт – нижний сенон, формация Чалус) Южнокаспийского рифта; 12 – на ЮЗ фронтальной окраине плит цепи новообразованных задуговых прогибов с меловым вулканизмом и седиментацией карбонатной толщи верхнего сенона; 13 – мелководный платформенный чехол Туранской плиты после красноцветов баррема; 14 – на шельфе альбская трансгрессия полностью покрывает Скифскую плиту морской неритовой седиментацией; (15-16) – различного типа поднятия герцинидов; (17-19) – глубоководные бассейны после относительного затишья в неокоме, желобообразная регенерация нового типа спрединга, миграция осевого грабена на юг, синхронная субдукция; 20 – Загросский бассейн также характеризуется миграцией спрединговой зоны на юг к подножью Аравии; 21 – разломы трансконтинентального и трансформенного типа.

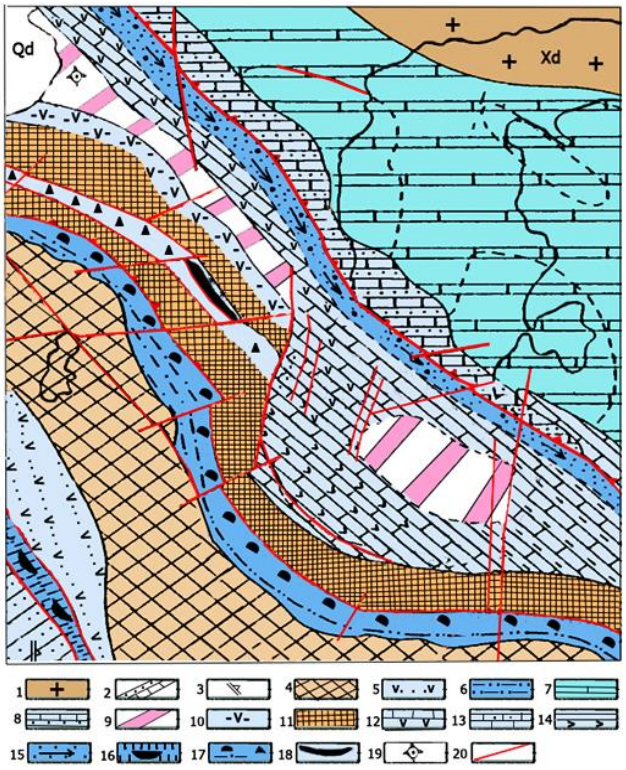


Рис. 6. Плейт-тектоническая карта поднеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента Мезотетиса СЗП. Раннеальпийский тектогенез. Мел (турон-маастрихт) 94-66 Ма

Континенты и внутренние плиты: *1 – Восточно-Европейская платформа континента Евразии; 2 – Аравийский окраинно-континентальный остаточный прогиб после закрытия Загросского океанического бассейна; 3 – некоторые офиолитовые покровы; 4 – относительно стабильные и шельфовые области Иранской плиты; 5 – островодужная зона с задуговым прогибом; 6 – пассивная северная окраина плит трансформируется глубоководным окраинно-плитным трогом с соответствующими фациями и участием олистолитов, которых после окончательного закрытия океанического бассейна резко сменяют карбонаты. Пассивная окраина на Даралагезском блоке Иранской плиты превращается в активную Андского типа, и происходит заложение Джульфа-Чалхамгалинского рифта с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом позднего турона – раннего коньяка; (7-8) – Скифская и Туранская плиты с платформенным чехлом и местами сушей;(9-12) – Южнокавказская плита; расчленение относительно стабильной области на самостоятельные глыбы, формирование за их пределами островных дуг, задуговых прогибов и активной окраины; 13 – Южнокаспийский меридиональный рифт, разобщающий Азербайджанскую глыбу и массив Година, характеризуется широкой зоной фланговых ступеней, протягивающейся до Западнокаспийского глубинного разлома, которую ошибочно относят к Куринскому прогибу; 14 – задуговой прогиб на Альборсской активной окраине с интенсивным вулканизмом также завершается отложением карбонатов. На современном ложе Южнокаспийского бассейна он совместно с меридиональным рифтом выражен дугообразной глубоководной частью моря.*

Бассейны Мезотетиса с океанической корой (15-17); *15 – Большекавказский терригенно-карбонатный флишевый бассейн в компрессионном режиме не закрывается, и осевая зона его с черными кремнистыми глинистыми сланцами постепенно смещается на юг и превращается в терригенный флишевый бассейн; 16 – Загросская сутура и аккреционная зона представлены надвигами, офиолитовыми покровами и местами гравитационным течением офиолитов, покрытыми отложением верхнего маастрихта; 17 – В бассейне М.Кавказа сопряжение террейнов и формирование сдвоенных глубоководных зон, и в каждом смещение желобообразного грабена к югу, двусторонняя субдукция и закрытие бассейнов завершается перед поздним коньяком с покрытием сутуры офиолитов в остаточных прогибах карбонатной толщей позднего сенона; 18 – Гарабагское поднятие с субстратом аккреции офиолитов и бонинитовым магматизмом; 19 – В Грузинской глыбе рифтогенный субщелочной вулканизм; 20 – разломы различного типа.*

Их сравнительно высокая радиация и наличие в составе высококремнистых, темно-черно-окрашенных пород и др. особенностей свидетельствуют о глубинно-флюидном тепломассопотоке в процессе осадконакопления.

В пределах Куринской мегавпадины область антиформных и синформных структур герцинидов со зрелой сиалической корой занимает ее СВ блок, южную границу которого от ЮЗ блока с субстратом цепью меловых задуговых прогибов строго определяет Чатмин-Аджиноурский глубинный разлом. Последний в свою очередь наследует офиолитовую сутуру Южнокавказской ветви Палеотетиса. Погруженная сутура офиолитов, впервые выявленная автором, простирается от коленчатого меридионального изгиба в Западнокапийских трансформенных разломах через южную акваторию Каспия и далее по границе складчатой зоны Копетдага и островодужного пояса Альборса, Аладага-Биналуда до соединения с известной Мешхедской палеозойской аккреционной зоной (Рустамов, 1997, 2005; Rustamov, 2004). Наряду с этим установлено, что Западнокаспийская зона глубинного разлома представляет собой одну из ветвей Волжско-Каспийского трансконтинентального линеамента и в период Палеотетиса создает по правосторонним трансформным разломам коленчатый изгиб офиолитовой сутуры Южнокавказского глубоководного океанического бассейна. В период активизации в раннеальпийском тектогенезе по Южнокаспийской ветви данного линеамента был заложен рифтогенез с интенсивным трещинным вулканизмом (синхронно с формацией Чалус Предальборса) с многочисленными субвулканическими телами базальтоидов и диабазов, которые составляют «центр сосредоточенного магматизма». Поэтому мнение геофизиков и нефтяников о сложении субстрата Южнокаспийской мегавпадины океанической корой является глубоко ошибочным. Восточную ветвь линеамента представляет Мессерианская зона глубинного разлома, которая в коллизионной геодинамике контролирует формирование Западнотуркменского прогиба Южнокаспийской мегавпадины.

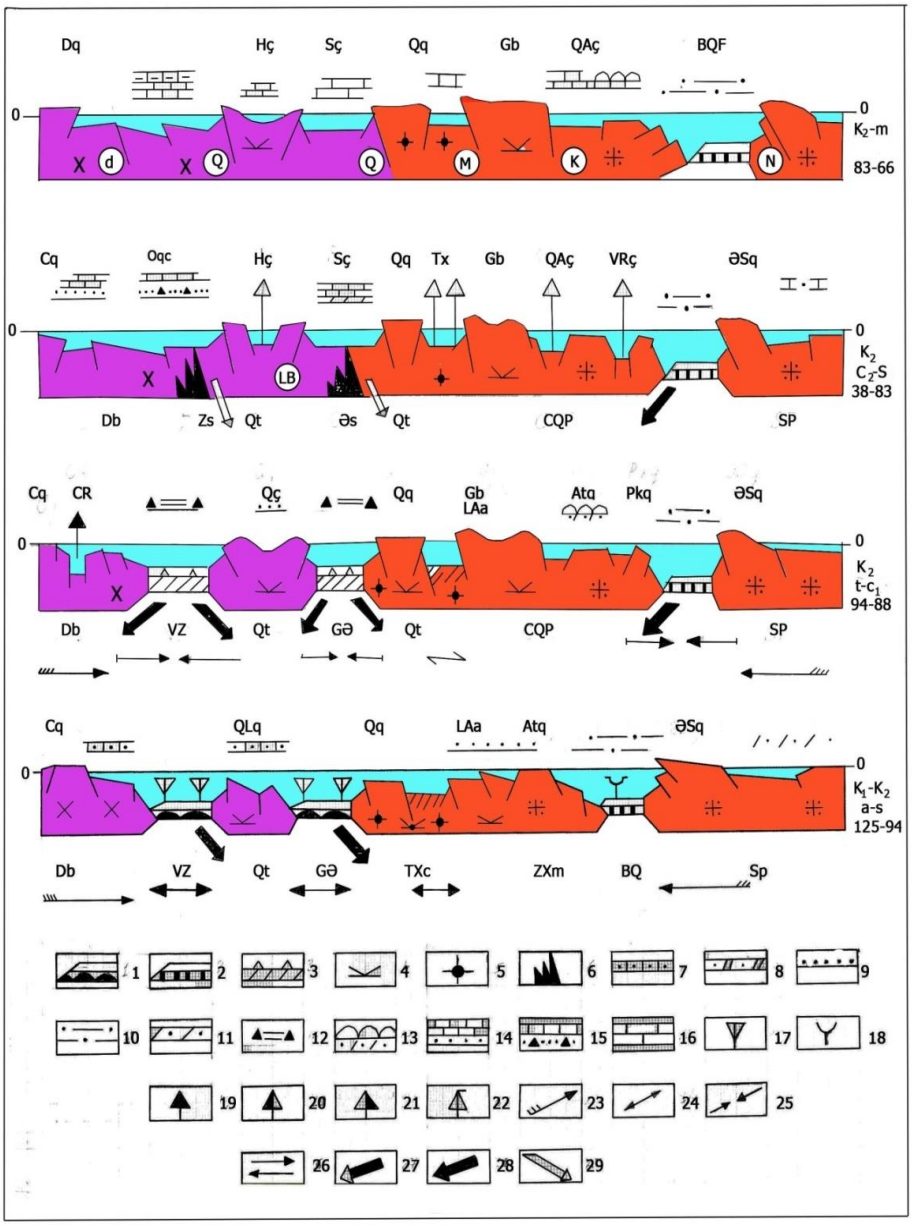


Рис. 7. Геодинамическая модель позднеокеанического этапа эволюции Кавказского сегмента СЗП. Раннеальпийский тектогенез (125 - 66 Ma)

Типы земной коры (дополнение): *1 – Малокавказские сдвоенные глубоководные бассейны с меланжированной офиолитовой корой и сложной геоморфологией ложа в киммерийском тектогенезе не закрываются, происходит миграция желобообразной спрединговой зоны к югу – подножью пассивной плиты при синхронном спрединге и субдукции коры; 2 – Большекавказский флишевой бассейн с резургентной корой и своеобразным спрединтом и резургенцией по ветвям осевого глубинного разлома и формирование желобообразного грабена с черными глинистыми сланцами смещаются к югу и являются единственной зоной дивергенции плит на Кавказе; 3 – в процессе закрытия океанических бассейнов на юных аккреционных поднятиях слабо проявлен вулканизм латит-трахитов и исландитов верхнего мела; 4 – относительная консолидация земной коры в киммерийском тектогенезе; 5 – симатическая кора, консолидированная в киммерийском тектогенезе; 6 – офиолитовая сутура вдоль остаточных прогибов.*

Типы отложений: *7 – известковые терригены; 8 – карбонаты, аргиллиты и др.; 9 – терригены с различной обломочностью; 10 – терригенные флишы; 11 – терригенные карбонаты; 12 – офиолитовые покровы и олистостромы; 13 – карбонаты и рифовые известняки; 14 – известковые глины, алевролиты и др. сменяются известняками; 15 – черные и темно-серые тонкослоистые аргиллиты местами содержат офиолитовые олистолиты; 16 – толстослоистые известняки.*

Магматизм и геодинамика: *17 – в желобообразном грабене бассейнов рассеянный, прерывистый спрединг и высокотитанистый базальтовый вулканизм; 18 – рассеянный прерывистый спрединг со слабой субвулканической фацией; 19 – Андийская активная окраина и внутриплитный субщелочной рифтогенный вулканизм; 20 – интрадуговые прогибы слабодифференцированного вулканизма; 21 – в интрадуговом прогибе с симатической корой проявлен субщелочной и щелочной вулканизм; 22 – задуговые прогибы незрелой коры, проявления широко дифференцированного вулканизма без интрузивной фации; 23 – направление движения плит; 24 – в главной зоне глубинного разлома по вторичным рассеянным разломам процесс растяжения и компрессия; 25 – региональная компрессия; 26 – относительная стабилизация движения плит и континентов; 27 – ранний этап субдукции океанической и субокеанической коры; 28 – то же на окончательном этапе; 29 – глубинная субдукция слэбов симатической коры.*

В период Мезотетиса Западнокаспийский глубинный разлом является главным тектоническим элементом, контролирующим периклинальное вырождение погруженных плейт-тектонических структур Малокавказской системы, в частности ЮВ продолжение сутуры офиолитов, Миль-Муганских островных дуг, являющихся ЮВ продолжением Лок-Агдамского пояса островных дуг и Болниси-Газах-Бардинской цепи меловых задуговых прогибов. Область островодужного пояса и цепи задуговых прогибов составляет юго-западный блок фронтально активной окраины Южнокавказской плиты. В пределах последней границу между блоками активной окраины и относительно стабильной зоной зрелой коры герцинидов составляет Чатмин-Аджиноурский глубинный разлом, который в свою очередь является границей между мезократ-базитовым и зрелым герцинским сиалическими типами субстрата Куринской мегавпадины. О принадлежности субстрата цепи задуговых прогибов к мезократовым типам свидетельствует также незавершение широко дифференцированного мелового островодужного вулканизма внедрением гранитоидного магматизма. Значит, эта зона в Куринской мегавпадине со стороны СВ блока окружена сиалической корой герцинидов, а ЮЗ блока – зрелой корой киммеридов, что совместно с новообразованной меридиональной Евлах-Агджабендской зоной служит основой для причисления их к наиболее мобильным структурам мегавпадины на коллизионном этапе эволюции региона. С другой стороны, важное значение имеет то, что Западнокаспийский глубинный разлом составляет границу между Куринской и Южнокаспийской мегавпадинами. В тектоническом строении региона выделение Нижнекуринского прогиба является ошибочным, так как Нижнекуринская низменность составляет западную фланговую ступень Центрального Южнокаспийского меридионального рифта, который совместно с задуговым прогибом Предальборса с синхронным вулканизмом образует наиболее глубокое ложе Южнокаспийского бассейна.

Выводы:

– Геодинамическая эволюция и плейт-тектоника Мезотетиса однозначно свидетельствуют о необоснованности предложенных исследователями реконструкций, в которых в данном сегменте СЗП выделяется единый обширный океанический бассейн, так называемый «океан Тетис», и предлагается сквозное развитие океана в фанерозойской геологической истории. Также с позиции тектоники литосферных плит ошибочно допускается принадлежность самостоятельной Большекавказской системы к окраинно-континентальным морям этого океана.

– Впервые с позиции тектоники литосферных плит исследованы внутренние структуры Куринской депрессии в мезозойской геологической истории. В результате анализа и обобщения положения отдельных блоков области Куринской депрессии и прилегающих территорий в геодинамической эволюции Мезотетиса установлено и доказано участие в их строении субстрата различного типа земной коры (мезократ-базитовый и лейкократ-зрелый континентальный), отличающегося также по структурно-геоморфологической или плейт-тектонической принадлежности, а в коллизионной геодинамике – мобильностью и проницаемостью.

– Плейт-тектоническое положение Куринской депрессии в период эволюции Кавказского сегмента Тетиса в процессах диастрофизма герцинского, киммерийского и альпийского циклов тектогенеза, а также природа происхождения, степень и возраст консолидации гетерогенного и гетерохронного субстрата в различных плейт-тектонических зонах являются основной парадигмой в определении направления поисковых работ в Куринской мегавпадине. Предложено, что в начале нового этапа поисково-разведочных работ следует составить крупномасштабную карту с геотраверсами коллизионного периода Куринской мегавпадины.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И. Некоторые особенности офиолитов Кавказа, Ближнего и Среднего Востока. В сб. междун.симп.: Офиолиты в земной коре. Наука. Москва, 1973, с. 83-87.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Наука. Москва, 1979, 299 с.

Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Научный мир. Москва, 2005, 460 с.

Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибкова Е.В. и др. История формирования и возраст плутонической части офиоли-

REFERENCES

Azizbekov Sh.A., Rustamov M.I. Some peculiarities of ophiolites in Caucasus, in Near and Middle East. Proceedings of International Symp. Ophiolites in Earth's Crust. Nauka. Moscow, 1973, pp. 83-87 (in Russian).

Borsuk A.M. Mesozoic and Cenozoic magmatic formations of the Greater Caucasus. Nauka. Moscow, 1979, 299 p. (in Russian).

Gamkrelidze I.P., Shengelia D.M. Pre-Cambrian-Paleozoic regional metamorphism, granitoid magmatism and geodynamics of Caucasus. Nauchniy mir. Moscow, 2005, 460 p. (in Russian).

Huber H. Geological maps of Iran, sheet no. 3. 1:1000000. NIOK, 1977.

тового комплекса СВ-ого побережья оз.Севан. Изв.АН СССР, серия геол., № 3, 1990, с.17-30.
Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Наука. Москва, 1975, 287 с.
Ломизе М.Г. Геотектонические обстановки геосинклинального вулканизма. Недра. Москва, 1983, 216 с.
Мамедов А.В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Элм. Баку, 1973, 236 с.
Паффенгольц К.Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения. Ленинград, 1934, 219 с.
Рустамов М.И. Новые данные о тектоническом строении Южного Зангезура. Геотектоника, № 2, 1968, с. 117-124.
Рустамов М.И. Олистостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны и задачи дальнейших исследований. Изв.АН Азерб.ССР. Науки о Земле, № 5, 1979, с. 64-91.
Рустамов М.И. Магматические формации Араксинской зоны и задачи дальнейших исследований. В сб.: Вопросы геологической петрологии Азербайджана. Элм. Баку, 1987, с. 44-64.
Рустамов М.И. Геодинамическая эволюция Кавказ-Копетдаг-Загросского сегмента Средиземноморского пояса. В сб. межд. симп.: Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций. Ташкент, 1997, с. 139-141.
Рустамов М.И. Палеотектоника и геодинамика Палеотетиса Каспийско-Кавказского региона. В материалах III межд.конф. «Крым-2001»: Геодинамика и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, 2001, с. 135-144.
Рустамов М.И. Южнокаспийский бассейн: геодинамические события и процессы. Nafta-Press. Баку, 2005, 344 с.
Рустамов М.И. Главные тенденции геодинамической эволюции Центрального сегмента Тетиса. В сб.: Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа. Nafta-Press. Баку, 2007, с. 14-35.
Рустамов М.И. Модель корней офиолитов в геодинамической эволюции Мезотетиса Малого Кавказа. Изв.НАН Азербайджана. Науки о Земле, № 2, 2012, с. 3-21.
Рустамов М.И. Геодинамика и магматизм Загрос-Кавказского сегмента в фанерозое. Palmarium. Баку, Т. 1, 525 с, Т. 2, 408 с., 2016.
Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Тр. ГИН АН СССР. Наука. Москва, В. 296, 1977, 94 с.
Хаин В.Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950, 224 с.
Хаин В.Е. Северокавказско-Туркмено-Североафганский позднетриасовый вулкано-плутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса. ДАН СССР, В. 249, № 5, 1979, с. 1190-1192.
Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб.ССР. Баку, 1952, 345 с.
Хераскова Т.Н., Диденко А.Н., Рустамов М.И. и др. Главные этапы вендско-раннепалеозойской эволюции континентальной окраины Восточной Палеогондваны – фрагмента суперконтинента Родиния. В кн.: Тектоника неогея. Т. 2. ГЕОС. Москва, 2001, с. 287-290.
Штеклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений. В материалах 27-й МГК: Тектоника Азии. Т. 5. Наука. Москва, 1984, с. 53-69.
Huber H. Geological maps of Iran, sheet no. 3. 1:1000000. NIOK, 1977.
Rustamov M.I. Geodynamic evolution of the South-Caspian basin and its oil and gas bearing sistem. 6 th International
Khain V.Ye. Geotectonic development of south-eastern Caucasus. Aznefteizdat. Baku, 1950, 224 p. (in Russian).
Khain V.Ye. Northcaucasian-Turkmeno-Northafganian Late Triassic volcano-plutonic belt and detection of north zone of Tethys. Doklady AS of USSR, V. 249, № 5, 1979, pp. 1190-1192 (in Russian).
Khain V.Ye., Shardanov A.N. Geological history and structure of Kura depression. AN of Azerb.SSR. Baku, 1952, 345 p. (in Russian).
Kheraskova T.N., Didenko, A.N., Rustamov, M.I. et al. 2001. The main stages of Vendian-Early Paleozoic evolution of continental margin of East PaleoGondwana – fragment of supercontinent Rodinia. In Book: Tectonics of Neogene. V. 2. GEOS. Moscow, 2001, pp. 287-290 (in Russian).
Knipper A.L. Oceanic Crust in the structure of Alpine folded area. Nauka. Moscow, 1975, 287 p. (in Russian).
Lomizeh M.G. Geotectonic settings of geosynclinal volcanism. Nedra. Moscow, 1983, 216 p.
Mammadov A.V. Geological structure of the middle Kura depression. Elm. Baku, 1973, 236 p. (in Russian).
Paffengolts K.N. Basin of Gokcha (Sevan) lake. Geological setting. Proceedings of All-Union Exploration Association. Leningrad, 1934, 219 p. (in Russian).
Rustamov M.I. New data about tectonic structure of South Zangezur. Geotectonics, № 2, 1968, pp. 117-124 (in Russian).
Rustamov M.I. Olisthostrome formations and ophiolites problems in Araksian zone and issues for further study. Proceedings of ANAS, the Sciences of Earth, № 5, 1979, pp. 64-91 (in Russian).
Rustamov M.I. Magmatic formations of Araksian zone and issues for further study. In col.: Issues of geological petrology in Azerbaijan. Elm. Baku, 1987, pp. 44-64 (in Russian).
Rustamov M.I. Geodynamics evolution of Caucasus-Copetdag-Zagros segment of Mediterranean belt. In col. of intern.symp.: Geodynamics and principles of paleotectonic reconstructions. Tashkent, 1997, pp. 139-141 (in Russian).
Rustamov M.I. Paleo-tectonics and geodynamics of Paleotethys in Caspian-Caucasian region. In materials of III Intern. Conf. “Crimea-2001”: Geodynamics and oil and gas content in Black Sea-Caspian region. Simferopol, 2001, pp. 135-144 (in Russian).
Rustamov M.I. Geodynamic evolution of the South-Caspian basin and its oil and gas bearing sistem. 6 th International oil and gas conference. London – Tashkent. OGU, 2002, pp. 161-176.
Rustamov M.I. South-Caspian basin – geodinamics events and processes – South-Caspian basin: geology, geophysics, oil and gas content. 32th IGC. Nafta-Press. Baku, 2004, pp. 46-70.
Rustamov M.I. South Caspian Basin: geodynamics events and processes. Nafta-Press. Baku, 2005, 344 p. (in Russian).
Rustamov M.I. The main tendency of geodynamic evolution of Tethys Central Segment. In.col.: Challenging issues of geodynamics, petrology and metalogeny of Caucasus. Nafta-Press. Baku, 2007, pp. 14-35 (in Russian).
Rustamov M.I. Model of ophiolites roots in geodynamic evolution of the Lesser Caucasus Meso-Tethys. Proceedings of ANAS, the Sciences of Earth, № 2, 2012, pp. 3-21 (in Russian).
Rustamov M.I. Geodynamics and magmatism of Zagros-Caucasian segment in Phanerozoic. Palmarium. Baku, V. 1, 525 p., V. 2, 408 p., 2016 (in Russian).
Sengor A, Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, V. 75, 1981, pp. 181-124.
Shteklin, Y. Orogenesis and evolution of Tethys in middle East: assessment of recent conceptions. In materials, 27th IGC: Tectonics of Asia. Nauka. Moscow, V. 5, 1984, pp. 53-69 (in Russian).
Sokolov S.D. Olisthostrome series and ophiolitic mantles of the

oil and gas conference. London – Tashkent. OGU, 2002, pp. 161-176.
Rustamov M.I. South-Caspian basin – geodinamics events and processes – South-Caspian basin: geology, geophysics, oil and gas content. 32th IGC. Nafta-Press. Baku, 2004, pp. 46-70.
Sengor A., Yilmaz Y. Tethys evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, V. 75, 1981, pp. 181-124.
Lesser Caucasus. Proceedings GIN AS of USSR. V. 296, Nauka. Moscow, 1977, 94 p. (in Russian).
Zakariadze G.S., Knipper A.L., Bibkova Y.V. et al. History of formation and age of plutonic area of ophiolitic complex north-eastern Sevan coastal lake. Proceedings of AS of USSR, series geol., № 3, 1990, pp. 17-30 (in Russian).

ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ КУРИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОТЕТИСА

Рустамов М.И.
Институт геологии и геофизики НАНА
Аз 1143, г.Баку, просп. Г.Джавида, 119

Резюме. Впервые с позиции тектоники литосферных плит рассматривается геодинамическая эволюция области Куринской депрессии и прилегающих территорий в геологической истории Кавказской северной ветви Мезотетиса. В плитном расчленении Мезотетиса установленное блоковое строение депрессии представляет собой плейт-тектонические зоны, формировавшиеся на этапах киммерийского и раннеальпийского тектогенеза. Они в зависимости от их положения в плитной тектонике Мезотетиса по природе происхождения, возрасту и степени консолидации коры характеризуются наличием мезократ-базитового и зрелого лейкократ-континентального субстрата. В пределах депрессии территория с меланократ-базитовым субстратом составляет наиболее мобильную и проницаемую зону, которая в свою очередь наследует плейт-тектонику остаточных прогибов Палеотетиса и задуговых прогибов Мезотетиса и ограничена герцинидами и киммеридами зрелой коры. Область с меланократовым субстратом на раннеокеаническом этапе развития Мезотетиса в геодинамической обстановке растяжения и последующего сжатия в ранне- и позднекиммерийском тектогенезах является основной парадигмой проявления завершающегося тоналитового интрузивного магматизма и колчеданной металлогенической специализации киммеридов. Рассматривается ряд проблем геологии Кавказа, в том числе геодинамическая полярность в формировании углеводородных молассовых прогибов, восточная граница Куринской мегавпадины, кинематика спрединга в глубоководных бассейнах и др. Литосферная плитная тектоника дополнена новой идеей – идеей региональной геодинамической полярности. Представления автора подтверждаются составленными картами и геодинамическими моделями.

Ключевые слова: *геодинамика, палеотектоника, Мезотетис, плейт-тектонические структуры, магматизм, спрединг, глубоководный бассейн, океаническая кора, сутура, коллизия, офиолитовый меланж, плита, микроконтинент*

MEZOTETİSİN GEODİNAMİK TƏKAMÜLÜNDƏ KÜR DEPRESSİYA SAHƏSİNİN PLEYTTEKTONİKASI

Rüstəmov M.İ.
AMEA Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ1143, Bakı şəh., H. Cavid prosp., 119

Xülasə. Kür çökəkliyi sahəsinin paleomezozoy geoloji tarixinə aid məlumatların az olması, paleozoya aid faktların müqayisəli analiz baxımından araşdırılmaması və ən əsası isə, geofiziki məlumatların bəzi sahələrdə düzgün təhlil olunmaması səbəbindən Kür çökəkliyi haqqında və, ümumiyətlə, Qafqazın geologiyasında bir-biri ilə uzlaşmayan səhv fikirlər de-fakto səviyyəsində təqdim olunmuşdur. Müasir dövrdə geodinamik tədqiqatlar Yer elmlərinin ən prioritet istiqamətlərindən olmasına baxmayaraq, təəssüf ki, son vaxtlara qədər Kür çökəkliyi sahəsinin mobilizm baxımından fanerozoy geotektonik və geodinamik təkamül tarixi və çökəkliyin ayrı-ayrı bloklarının substratında iştirak edən Paleo-və Mezotetisin struktur-geomorfoloji pleyttektonikası aşkar olunmamışdır. Həmin məsələlərin araşdırılması Qafqazın geologiyasında problem məsələləri əhatə etməklə bərabər, Kür çökəkliyinin neft-qaz potensialının qiymətləndirilməsi üçün çox mühüm əhəmiyyət kəsb edir. Ilk dəfə olaraq Mezotetisin Qafqaz seqmenti timsalında Kür çökəkliyi sahəsinin geodinamik təkamülündə pleyttektonik mövqeyi, ayrı-ayrı blokların struktur-geomorfoloji tipləri, konsolidasiya dərəcəsinə və yaşına görə substratın mezokrat-bazit və leykokrat yetkin kontinentalyönlü olması aşkar edilmişdir. Litosfer plitələri tektonikasının ən səciyyəvi xüsusiyyətlərinə yeni region qütbləşmə qanunauyğunluğu əlavə olunmuşdur. Onların təsviri Tetisin keçid mərhələləri üzrə tərtib olunmuş xəritə və modellərdə öz təsdiqini tapmışdır.

Açar sözlər**:** *geodinamika, paleotektonika, Mezotetis, pleyttektonik strukturlar, maqmatizm, spredinq, dərinsulu hövzə, plitə*

ANAS Transactions **Earth Sciences** **2 / 2018**

Geology and geophysics

http://www.journalesgia.com

TRANSGRESSION AND REGRESSION OF CASPIAN PALEO-BASIN ON PALEOMAGNETIC DATA

Novruzov Z.[1], Pilipenko O.[2], Trubikhin V.[3], Ismail-Zade T.[1]

[1]Geology and Geophysics Institute, ANAS

H.Javid Ave., 119, Baku, Azerbaijan, AZ1143; znovruz@yahoo.com

[2]Institute of Physics of the Earth RAS

Bolshaya Gruzinskaya, 10, Moscow, Russia, 123995

[3]Geological Institute RAS

Pyzhevsky lane, 7, Moscow, 119017

Keywords: *marine, lagoon deposits, Pleistocene, paleomagnetism*

Summary. Magnetic minerals of rocks are sensitive to the rock formation environment and subsequent lifecycle. This sensitivity is reasoned by two cases: by variable iron valency and by relative instability of the rocks formed within accumulation. For the study reasons, a number of cross-sections were reviewed. The cross-section in Karaja which is located 10 km away from Mingechevir town with coordinates $\lambda = 47^0$E, $\varphi = 40^0$N, is characterized by complete sequence of Pleistocene sediments. The research of marine sediments was objective of the current study. The mentioned section, by completeness and representativeness, is unique for paleomagnetic study of Paleo-Caspian Basin. The abundance of fauna and layers of volcanic ash allow dating of the studied geological events. As a result of petro-magnetic researches, the regular relationship between variations of magnetic parameters of rocks and transgressive-regressive sea level behavior of Paleo-Caspian Basin was determined. These transgression-regression cycles were caused by tectonic activity in the Caucasian region and by global climatic changes.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Introduction

Formation conditions of sedimentary rocks can be reflected in magnetic properties of the main magnetic minerals contained in these rocks. The article is devoted of the petro magnetic study of the Karaja section's marine terrace deposits, located approximately in 10 km away from town Mingechevir (Azerbaijan) (Mingechevir Reservoir, 470 E, 400 N) (Fig 1).The Karaja section is a unique object in terms of geological features' completeness and representativeness. The Karaja section refers to the folded zone Bogaz-Karaja-Karamaryam and represents an anticline 17 km long anticline (Mamedov, Aleskerov, 2002). In the north of the monoclinic fold the complete deposit sequence is exposed (thickness about 1000 m, fitting to Pleistocene).The top-most part (undisturbed) of Karaja section (associated with the middle and late Valdai interstadials ~50-10 ka BP) represents two marine terraces of Late Pleistocene age (Trubikhin, 1987). In this research paper the attention of authors is concentrated on horizontal sediments of the top marine terrace (Pilipenko et al., 2009).

The Pleistocene transgression's rhythmic character reflected in marine terraces had the glacio-eustatic nature. The world ocean waters were accumulated in icecap and glaciers (during the cold periods) hereupon the ocean water level was reduced (regression). During the warmer periods a glaciers' melting led to increase the sea-level. As a result of tectonic activity (in Pleistocene) the Manych Strait (the passage connecting the Paleo Caspian Sea and Paleo Black Sea basins) was closed. As a result sea-level had been locally risen up to 70 m. The gradual increase of the sea-level (In the Paleo Caspian basin) had led to transfusion of surplus water through the Manych isthmus (a barrier between the Paleo Caspian Sea basin and Paleo Black Sea basin). The sea-level had fallen till 30 m again after eroding of this barrier.

The marine terrace's structure perfectly reflects the periods of transgression/regression of the Paleo Caspian basin. It includes three sections. Two sections are the warm periods (transgression). Corresponding to the cold period (regression) the third

section is placed between the two warm periods. This part of the marine terrace consists of sandstone, including rubble lenses and gravel ones. In the bottom of the marine terrace (the first transgression) the sediments consist of carbonate-aleurolite deposit. In the top of terrace (second transgression) the marine subareal sediments consist of the sandy aleurolite and sandy loams. The regression period (corresponding to the cold period, i.e. sea-level decrease) is located between these two transgressions. Thickness of the studied stratigraphic section Karaja is about 13 m.

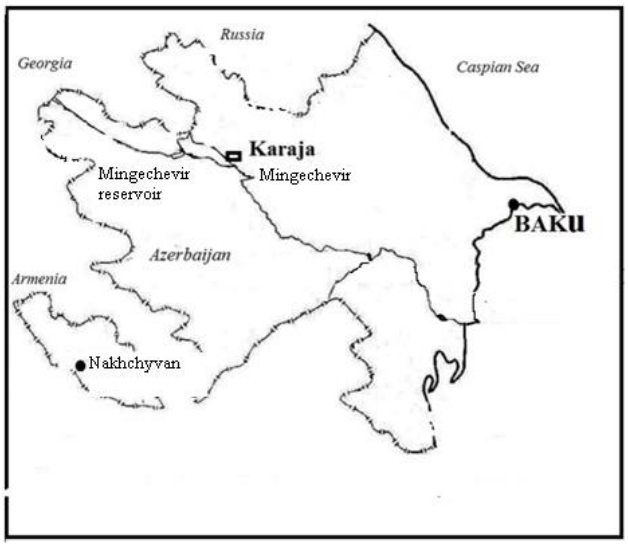


Fig. 1. Geographic position of the Karaja section

Late Pleistocene deposits of the Karaja section upper terrace are not defined by any dating of an absolute age. In this case the geological correlation of Karaja section deposits with well studied even-aged deposits of the Black Sea basin (Dodonov et al., 2000) allowed determining the age of the researched marine terrace deposits. As a result of the above mentioned geological correlation we have found out that the base of marine terrace of Karaja section (transgression) (consisting of carbonate-aleurolites) corresponds to the oxygen-isotope stage 5. It means that the base of the Khvalynian marine terrace deposits corresponds to age as ~45 ka BP. The upper part of the Karaja's marine terrace corresponds to the oxygen-isotope stage 3. It means that the upper part of a marine terrace of Karaja section coincides with middle Valdai age and corresponds to an age ~ 20 ka BP.

Selection of the collection

From the bottom to the top of Karaja section's marine terrace the hand blocks of carbonade-aleurolite, sandy aleurolite and sandy loam deposits were collected by the method of continuous sampling. The hand blocks of a marine terrace correspond to two transgressions of the Paleo Caspian basin. Oriented along the magnetic meridian the hand blocks were sawed into horizontal plates. The latter were used to prepare oriented 2-cm cubic samples with three duplicates for each level. The number of levels of the marine terrace amounted to 406.

Methods

To examine the ferromagnetic minerals of the Karaja section the temperature dependence of isothermal remanent magnetization curves were constructed. Also the magnitude of coercivity remanence (B_{cr}) and the value of blocking temperatures (T_b) were determined using well established complex magnetic methods. The experiments were conducted at the "Laboratory of main geomagnetic field and petromagnetizm" of RAS Institute of physics of the Earth, Moscow (Russia). By means of a thermomagnetic analysis of an isothermal remanent magnetization the composition of magnetic minerals was determined (magnetite, maghemite and haematite).

Along all profile of Karaja section the main magnetic parameters (such as low-field magnetic susceptibility K_{lf}, natural remanent magnetization NRM, saturation isothermal remanent magnetization SIRM, anhysteretic remanent magnetization ARM, coercivity of remanence B_{cr}) were measured (by step with 2-cm of interval).

As a rule, in samples the variation of magnetic minerals concentration can be monitored by measurering of low-frequency magnetic susceptibility and saturation isothermal remanent magnetization. For marine terrace sediments both ratios of maximum to minimum magnitudes of K_{lf} and SIRM are approximately ~ 15. The high values of low-frequency magnetic susceptibility and saturation remanent magnetization correspond to the sandy horizons. These sandy horizons correspond to the Paleo Caspian basin regressions. The waters of the paleobasin withdrew. And as a result coarse ferromagnetic particles have quantitatively been increased.

Experimental investigations of isothermal remanent magnetization (IRM) have allowed drawing conclusions about magnetic mineralogy of the samples, selected from each stratigrafic level. During step-by-step magnetization up to 1.5 T it has become clear that 90% of saturation isothermal remanent magnetization is acquired by samples prior the 0.3 T. It allows assuming that the main carrier of natural remanent magnetization is low-coercivity mineral. It can be a magnetite or a maghemite. During step-by-step increase of magnetic field up to 1.5 T, in some instances, the permanent increase of sample's magnetization is observed. It is bound with existence of high-coercivity minerals in these samples, such as hematite.

In the samples the ratios of antiferromagnetic minerals versus ferrimagnetic ones have been estimated by the S-ratios ($S=IRM_{-03T}/SIRM$) (King and Channell, 1991). The value of the S-ratio changes in the range of -0.54 to -0.95 in various parts of the section. The majority of the samples had values around S=-0.9. This estimation has showed a dominant role of low coercivity minerals such as magnetite or maghemite. But in the horizons coinciding with the regression of the Paleo Caspian basin the S changes from S = -0.5 to S = -0.6. These changes of S reflect a majority of a high coercivity mineral such as hematite. Such conclusion is supported by measurement of the coercivity of remanence (B_{cr}). B_{cr} varies between ~60 and ~90 mT in the same samples. As a whole for the all collection B_{cr} varies between ~30 and ~40 mT.

By using the method of Lowrie (1990) the IRM experiments were also made on 34 samples of a pilot collection. In the samples, along the X orthogonal axis at 1.5 T, along the Y-axis at 0.5 T and finally along the Z-axis at 0.2 T, an IRM was induced. Thereafter the IRM stepwise were thermally demagnetized, and measurement of the resultant remanence was made after each step. In all representative samples the dominant presence of a low coercivity of magnetic phase (0.2 T) (unblocking temperature Tb=580-620^{0}C) were revealed by the unblocking temperatures of the IRM. As a result the magnetite and slightly oxidized magnetite are revealed as the dominant magnetic mineral. In all curves there are also an inflection between 300^{0}C and 400^{0}C. This can be attributed to the presence of maghemite, which undergo transformation into hematite during heating. The presence of a hematite is also affirmed by a higher coercivity unblocking temperature (675^0-700^{0}C).

As revealed by the various experiments magnetite, magemite and hematite are the dominant magnetic carriers of the remanence.

The ARM/SIRM, SIRM/k_{lf} and ARM/k_{lf} ratios were applied as grain size indicators of magnetite. In the Karaja section these ratios vary from 3 to 4, indicating that the grain size variations in general are not very strong. For the researched horizons the ARM/SIRM-ratio and ARM/K_{lf}-ratio reveal the values, associated with the growth of the super-paramagnetic particle concentration. The values of the frequency-dependent susceptibility $K_{fd}= (k_{lf}- k_{hf})\times100\%/k_{lf}$ are higher than 8%. That means that the percentage of the super-paramagnetic particles is more than 50% (Dearing, 1999).

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was used for checking of reliability of the NRM directions. The orientation of the remanence carriers can also be changed by any tilting of the sedimentary layers or their deformation. On 3 samples from the each level the AMS was measured prior to AF-demagnetization of the samples. Beginning from ~10 m an increasing trend of F=Ky/Kz with depth is observed. This may relate to compaction of the loams. At the interval 8.4-8.8 m a sharper fall of F is revealed.

In order to isolate the component (parallel and proportional to the geomagnetic field) that is coeval with sedimentation the stepwise alternating field demagnetization (AF) was carried out on representative samples. To isolate the primary magnetization component the 34 representative samples were subjected to a full (5-90 mT) stepwise AF demagnetization by step of 5 mT.

The majority of samples exhibit a secondary VRM overprint which was easily removed by moderate AF-demagnetization in alternating magnetic field. Also dominant samples exhibit a secondary (or overprint) stable ChRM which was educed at 25 mT. Samples of duplicates' collection from each 375 levels were demagnetized in alternating magnetic field. In samples that were demagnetized in the range 15-35 mT, main carriers of a remanent magnetization were minerals with a low coercivity. In samples that were demagnetized in the range of 35-60 mT main carriers of a remanent magnetization were minerals with a high coercivity.

Results and discussion

In the Karaja section for the depth intervals 3.65-3.74 m, 5.15-5.24 m, 8.58-8.69 m and 11.14-11.38 m the D- and I-values significantly deviate from the average.

The first diagnostic interval (from 3.65 m to 3.74 m) covers 5 levels of the layer 19 in the upper part of the marine terrace. In this interval the inclination *I* varies from -7^0 to -54^0 and the declination D varies from 101^0 to 119^0. The main carrier of magnetization is hematite. Low coercitivity and high coercitivity components have a same magnetization direction. The AMS measurements revealed that this section's interval has a normal sedimentary fabric.

The second diagnostic interval (from 5.15 m to 5.24 m) reveals abnormal magnetization directions on 3 levels of the layer 17. In this interval the inclination *I* falls down to 27^0 and the declination *D* equals to 190^0. The main magnetization carrier is hematite. The AMS results show that there is no any tilting or deformation of the sedimentary layers.

The third interval (from 8.58 m to 8.69 m) comprises 6 levels in layer 13. Values of *I* vary between 39^0 and 57^0 and *D* – between 166^0 and 187^0. The scalar magnetic parameters show values for the low coercitivity minerals (such as magnetite or maghemite). The deviations of angle elements coincide with sharp

variations of $F=K_y/K_z$ and $L= K_x/K_y$ parameters. Stereographic projections of the main axes of AMS ellipsoid show linear anisotropy which was caused by downslope movements of sedimentary layers. This could cause a rotation of the ChRM vector.

The fourth diagnostic interval (from 11.14 to 11.38 m) covers 11 levels in layer 7 where *D* deviates up to 167^0. Thermomagnetic analysis displayed that hematite is the main carrier of the magnetization. There is an increasing trend of F with depth up to the 10 %. This may be related with compaction of the loamsand. It is natural for a normal sedimentary fabric. Except the interval of 8.58 m to 8.69 m, (samples showing an abnormal behavior) the main carrier of natural remanent magnetization possesses the hematite magnetic mineral. These interval deposits can be related with chemical oxidation processes and reflect the environmental and climate changes during the sediment deposition. Nevertheless, these samples possessed the abnormal direction of NRM at elementary measurements. Remanence did not reveal the direction of the dipole field for the local geographic site after AF-demagnetization. The two very close directional components are illustrated by the Zijderveld diagrams: low coercivity components and high ones. We can reach a conclusion that the grains of magnetite and hematite were magnetized before transportation and compaction of the sediments. The detrital magnetic particles became aligned parallel to the Earth's magnetic field and acquired a detrital remanent magnetization during deposition and lithification. So we obtained the following age estimates for the diagnostic intervals: 1) interval from 3.65 to 3.74 m: ~25 ka BP, 2) interval from 5.15 to 5.24 m: ~29 ka BP and interval from 11.14 to 11.38 m: ~39 ka BP. We regard these directional anomalies as evidence of reduced Mono Lake and Laschamp excursions.

As a result of petro-magnetic researches, the regular relationship between variations of magnetic parameters of rocks and transgressive-regressive sea level behavior of Paleo-Caspian Basin was determined. These transgression-regression cycles were caused by tectonic activity in the Caucasian region and by global climatic changes.

REFERENCES

Dearing J. Magnetic susceptibility. In: Walden J., Smith J.P., Oldfield F. (Editors). Environmental Magnetism: a practical guide**,** Quaternary Research Association. Technical Guide, № 6, London 1999, pp. 35-62.

Dodonov A.E., Tchepalyga A.L., Mihailescu C.D., Zhou L.P., Markova A.K., Trubikhin V.M., Simahova A.N., Konikov E.G. Last-interglacial records from central Asia to the northern Black Sea shoreline: stratigraphy correlation. Netherlands Journal of Geosciences, V. 79, №2/3, 2000, pp. 303-311.

King J.W., Channell J.E.T. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. U.S. Nat. Rep. Int. Union Geod. Geophys. Rev. Geophys. 1987-1990, V. 29, 1991, pp. 358-370.

Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. Geophys. Res. Lett., V. 17(2), 1990, pp. 159-162.

Mammadov A.B., Aleskerov B.D. Pleistocene of Azerbaijan. Azerbaijan National Academy of Sciences. Institute of Geography. Baku, 2002, 70 p. (in Russian).

Pilipenko O.V., Sharonova Z.V., Trubikhin V.M., Novruzov Z., Karyagdy S.K., Abrakhamsen N. Study of environmental change of Karaja section rocks formation (Azerbaijan) on results of petromagnetic research. Earth Physics, № 4, 2009, pp. 85-96 (in Russian).

Trubikhin V.M. Paleomagnetic method and dating of regional geological events of Pontian-Caspian. New data on geochronology of Quaternary period. Nauka. Moscow, 1987, pp. 150-157 (in Russian).

ЛИТЕРАТУРА

Dearing J. Magnetic susceptibility. In: Walden J., Smith J.P., Oldfield F., (Editors). Environmental Magnetism: a practical guide*,* Quaternary Research Association. Technical Guide, № 6, London, 1999, pp. 35-62.

Dodonov A.E., Tchepalyga A.L., Mihailescu C.D., Zhou L.P., Markova A.K., Trubikhin V.M., Simahova A.N., Konikov E.G. Last-interglacial records from central Asia to the northern Black Sea shore line: stratigraphy correlation. Netherlands Journal of Geosciences, V. 79, № 2/3, 2000, pp. 303-311.

King J.W. and Channell J.E.T. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. U.S. Nat. Rep. Int. Union Geod. Geophys. Rev. Geophys. 1987-1990, V. 29, 1991, pp. 358-370.

Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. Geophys. Res. Lett., V. 17(2), 1990, pp. 159-162.

Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. Плейстоцен Азербайджана. Национ. Акад.наук Азербайджана. Институт Географии. Баку, 2002, 70 с.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Новрузов З., Карягды С.К., Абрахамсен Н. Изучение изменений среды формирования пород разреза Караджа (Азербайджан) по результатам петромагнитных исследований. Физика Земли, № 4, 2009, с. 85-96.

Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирования региональных геологических событий Понто-Каспия. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. Наука. Москва, 1987, с. 150-157.

ТРАНСГРЕССИЯ И РЕГРЕССИЯ КАСПИЙСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Новрузов З.А.[1], Пилипенко О.В.[2], Трубихин В.М.[3], Исмаил-заде Т.Т.[1]
[1]Институт геологии и геофизики НАНА (Азербайджан)
AZ1143, г.Баку, просп. Г. Джавида,119: znovruz@yahoo.com
[2]Институт физики Земли РАН (Россия)
123995, Россия, Москва, ул. Большая Грузинская,10
[3]Геологический институт РАН (Россия)
119017, Россия, Москва, Пыжевский пер.,7

Резюме. Магнитные минералы горных пород чувствительны к условиям их образования и последующей жизни. Эта чувствительность обусловлена двумя причинами: а) переменной валентностью железа; б) относительной неустойчивостью сформировавшихся пород серий минеральных твердых растворов в условиях залегания.

В разрезе Караджа (Азербайджан, примерно 10 км от г. Мингячевир, $\lambda = 47^0$E, $\varphi = 40^0$N) обнажается полная последовательность плейстоценовых отложений. В основном плейстоценовые отложения сильно дислоцированы. Самая верхняя же часть отложений (50-10 тыс. лет), не дислоцирована и представляет собой две (верхняя и нижняя) морские террасы.

Объектом наших исследований были морские/лагунные отложения верхней морской террасы разреза Караджа. По полноте и представительности этот разрез является уникальным для палеомагнитного изучения Каспийского палеобассейна. Обилие фауны и наличие в разрезе прослоев вулканического пепла позволяет уверенно датировать изучаемые геологические события. В результате петромагнитных исследований была установлена закономерная связь между изменениями магнитных параметров пород и трансгрессивно-регрессивным поведением уровня моря Каспийского палеобассейна. Эти циклы трансгрессии-регрессии были вызваны тектонической активностью в Кавказском регионе и глобальными климатическими изменениями.

Ключевые слова: *морской, лагунные отложения, плейстоцен, петромагнетизм*

PALEOMAQNİT MƏLUMATLARI ƏSASINDA XƏZƏR PALEOHÖVZƏSİNİN TRANSQRESSİYA VƏ REQRESSİYASI

Novruzov Z.A.[1], Pilipenko O.V.[2], Trubixin V.M.[3], İsmail-Zadə T.T.[1]
[1]AMEA Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ1143, Azərbaycan, Bakı şəh., H.Cavid prosp.,119: znovruz@yahoo.com
[2]REA Yer təkinin Fizikası İnstitutu
123995, Rusiya, Moskva şəh., Bolşaya Qruzinskaya küç., 10
[3]REA Geologiya İnstitutu
1190177, Rusiya, Moskva şəh., Pıjevskiy dönqə, 25

Xülasə. Süxurların maqnit mineralları öz formalaşmasına və sonrakı "həyat" şəraitlərinə həssasdır. Bu həssaslıq iki səbəbdəndir: a) dəmirin dəyişən valentliyindən; b) əmələ gələn mineral-sülb məhlullar seriyalarının yatım şəraitində nisbi dayanıqsızlığından.

Qaraca kəsilişində (Azərbaycan, Mingəçevir şəhərindən təxminən 10 km, $\lambda = 47^0$ E, $\varphi = 40^0$ N) Pleystosen çöküntüləri tam ardıcıllıgı ilə təmsil olunur. Pleystosen çöküntüləri əsasən güclü dislokasiyaya məruz qalmışdır.Qaraca kəsilişinin ən yuxarı hissəsi (üst Pleystosen çöküntüləri, 50-10 min il) dislokasiyaya məruz qalmamışdır və iki (yuxarı və aşağı) dəniz terrasından ibarətdir. Tədqiqat obyekti yuxarı dəniz terrasının dəniz/laqun çöküntüləri idi. Tamlığı və təmsilçiliyi ilə xarakterizə edilən bu kəsiliş Paleo-Xəzər hövzəsinin paleomaqnit məlumatları əsasında öyrənilməsi üçün unikaldır. Kəsilişdə fauna bolluğu və vulkanik kül təbəqəciklərinin mövcudluğu tədqiq olunan geoloji hadisələrin yaşını dəqiqliklə təyin etməyə imkan verir. Petromaqnit tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, Paleo-Xəzər hövzəsində dəniz səviyyəsinin transqressiv-reqressiv dəyişilmələri ilə maqnit xassələrinin variasiyaları arasında məntiqi əlaqə var. Bu transqressiv-reqressiv tsıkllərə Qafqaz regionunda tektonik fəaliyyət və qlobal iqlim dəyişiklikləri səbəb olmuşdur.

Açar sözlər*: dəniz, laqun çöküntüləri, pleystosen, petromaqnetizm*

ANAS Transactions Earth Sciences 2 / 2018

Theory and practice of oil and gas fields development

http://www.journalesgia.com

DİSPERSLƏŞMİŞ LAY SİSTEMLƏRİNDƏ MAYE VƏ QAZ MÜNASİBƏTİ VƏ ONUN QAZ-KONDENSAT YATAQLARININ İSTİSMARINDA ƏHƏMİYYƏTİ

Fətəliyev V.M., Səlimova S.A., Məhərrəmova S.D., Qorşkova E.V.
AMEA Neft və Qaz İnstitutu
AZ1000, Bakı şəh., F.Əmirov küçəsi, 9: fatavm@bp.com

LIQUID AND GAS RELATION IN DISPERSED RESERVOIR FLUID AND ITS IMPORTANCE IN EXPLOITATION OF GAS-CONDENSATE DEPOSITS

Fataliyev V.M., Salimova S.A., Maharramova S.D., Gorshkova E.V.
Institute of Oil and Gaz
F.Amirov Str., 9, Baku, Azerbaijan, AZ1000: fatavm@bp.com

Keywords: *retrograde condensation, disperse system, fractional composition, single-phase condition, condensate recovery factor*

Summary. In this paper, considering gas-condensate mixture researched as dispersed system, the effect of grouped components, fractural compositions and liquid-gas ratio on the fluid dispersion and condensation processes were shown in line with importance of these factors at development and exploitation of gas condensate deposits. The analysis of some thermodynamic data from different deposits revealed that if the liquid part of the gas-condensate system consists of relatively light components or mixture is composed of the better soluble liquid and gas components, then the dispersion can be processed in low pressure condition at a certain temperature. In this case, stability of the dispersed reservoir fluid and its single-phase state could prolong longer during depletion regime. Besides, it was found out that the condensate recovery factor is low when the condensate ratio of the reservoir is relatively high. This is due to the increase of proportion between liquid and gas volumes causing poor dispersion process of volume liquid phase in dispersed medium. The results were proved by experimental studies and also, some of the application problems of depletion process were investigated.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Giriş

Təbii rejimdə istismar olunan qaz-kondensat yataqlarında faza çevrilmələri səbəbindən yaranan fəsadlar (Брусиловский, 2002; Абасов и др., 2013; Фаталиев, 2017) nəinki quyunun işini pisləşdirir, eyni zamanda, həm dəquyu ilə layın vahid hidrodinamiki sistem kimi işləməsinə kəskin təsir göstərir (Ibemere et al., 2016; Li et al., 2016). Aparılmış tədqiqatlara (Abbasov, Fataliyev, 2016) əsasən məlum olur ki, tükənməyə işləyən əksər qaz-kondensat yataqlarında lay təzyiqinin retroqrad kondensasiya təzyiqindən hətta 5-7% aşağı düşməsi belə, layda böyük miqdarda kondensat çökməsinə səbəb olur və yatağın məhsuldarlıq əmsalını əhəmiyyətli dərəcədə azaldır. Təsadüfi deyil ki, dünyanın bir çox böyük neft-qaz-kondensat yataqlarında məhsuldarlığı yalnız əlavə tədbirlərin hesabına optimallaşdırmaq mümkün olmuşdur (Аббасов и др.,2013; Ghiasi et al., 2014; Indo et al., 2015; Li et al., 2016).

Ümumiyyətlə, yatağın geoloji xüsusiyyətlərindən və formalaşma şəraitindən asılı olaraq qaz-kondensat sistemləri mürəkkəb tərkibə malik olur. Çoxkomponentli təbii tərkibin belə müxtəlifliyi və əlavə olaraq istismar zamanı lay mühitinin və termobarik şəraitin ardıcıl dəyişməsi flüidin təzyiq və temperaturdan asılı olaraq hal dəyişmələrinin, xüsusilə retroqrad proseslərin həssaslığını artırır. Bu isə, öz növbəsində, yatağın termodinamiki və hidrodinamiki modelləşdirilməsi zamanı kifayət qədər çətin həll edilən məsələlərin meydana çıxmasına səbəb olur. Lakin artıq bir sıra tədqiqat işlər (Абасов и др., 2013; Фаталиев, 2017; Abbasov et al., 2017) təsdiq etmişdir ki, komponent tərkibinin zənginliyinə baxmayaraq, qaz-kondensat qarışığını kolloid sistem kimi tədqiq etmək daha məqsədəuyğundur. Belə qarışıqlar dispers faza və dispers mühitdən ibarət olduğundan, lay sistemini maye və qaz qarışıqları kimi iki qrupa ayırmaq və hər qrupun prosesə təsir edən parametrlərini, fiziki-kimyəvi və termodinamiki xas-

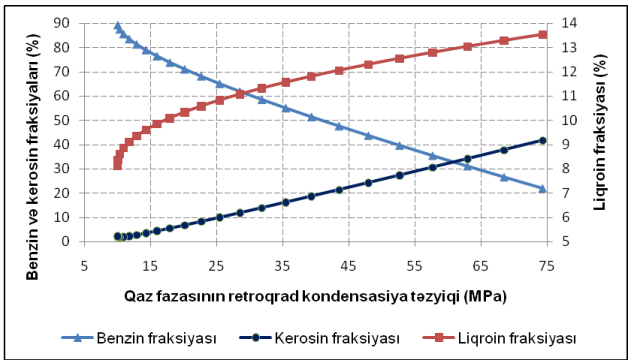
sələrini ayrı-ayrılıqda tədqiq etmək olar. Bunu nəzərə alaraq, təqdim edilən məqalə,qaz-kondensat sistemlərini dispers mühitlər kimi qəbul edərək, dispersləşmə (kondensasiya) proseslərində flüidin komponent tərkibinin və maye-qaz nisbəti rolunun və bu amilin yatağın istismarında əhəmiyyətinin tədqiqinə həsr edilmişdir.

Qaz-kondensat yataqlarının istismarı zamanı baş verən faza münasibətlərinə lay sisteminin fraksiya tərkibi təsirinin tədqiqi

Yatağın karbohidrogen verimini artırmaq məqsədilə həyata keçirilən mürəkkəb tədbirlərin bahalılığı və bəzən qeyri-praktik və ya səmərəsiz olması tədqiqatçıların diqqətini faza çevrilmələrinin mahiyyətinin daha geniş şəkildə öyrənilməsinə yönəltmişdir (Катц и др., 1965; Гриценко и др., 1983; Брусиловский, 2002). Bu istiqamətdə aparılan çoxsaylı tədqiqatlardan aşkar edilmişdir ki, belə sistemlərin faza çevrilmələrinə layın kollektorluq xüsusiyyətləri, onun bircinslilik dərəcəsi, termobarik şərait, lay sisteminin fiziki-kimyəvi tərkibi, lay suyu, hasilatın tempi və hidrodinamiki proseslərdən yaranan digər bir çox amillər təsir edir (Катц и др., 1965; Гриценко и др.,1983; Абасов и др., 2013). Bununla yanaşı, bu işlər lay sisteminin fraksiya tərkibinin də, əsas aparıcı faktorlardan olduğunu göstərir. Bu amil dünyanın böyük yataqlarından hesab edilən Rusiyanın Orenburq neft-qaz-kondensat yatağının istismarı təcrübəsində özünü daha kəskin şəkildə büruzə vermişdir (Брусиловский, 2002). Aparılmış eksperimental tədqiqatlardan məlum olmuşdur ki, qaz-kondensat sisteminin tərkibində neft komponentlərinin (asfalten, qatran və s.) miqdarının hətta 1% olması sistemin fiziki keyfiyyətlərini nəzərəçarpacaq dərəcədə dəyişir. Bu amili tədqiq etmək məqsədilə Bulla-dəniz qaz-kondensat yatağının VII horizontunun istismara başlandığı ilk 25 il müddətində istismar və termodinamiki tədqiqat məlumatlarından (Абасов и др., 2013a; Аббасов и др., 2013b) istifadə edərək yatağın qaz fazasının retroqrad kondensasiya təzyiqinin onun tərkibindən (benzin, kerosin və liqroin fraksiyaları) asılılıqları təyin edilmişdir (1-ci şəkil).

Şəkildən göründüyü kimi, qaz fazasını kondensasiya təzyiqi, yəni lay təzyiqi azaldıqca (74 MPa-dan 10 Mpa-ya qədər) onun tərkibindəki benzin fraksiyalarının miqdarı 22%-dən 91%-ə qədər artır. Bundan fərqli olaraq, kerosin və liqroin kimi nisbətən ağır fraksiyaların miqdarının isə, uyğun olaraq, 41,6%-dən 2,3%-ə və 13,5%-dən 8,1%-ə qədər azalması müşahidə edilir.

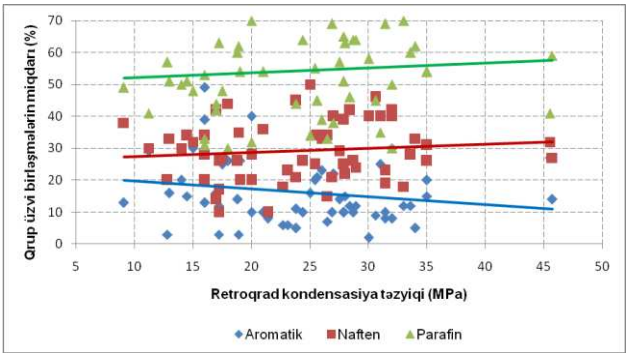
Alınan nəticələr qaz-kondensat yataqlarının təbii rejimdə istismar qanunlarına uyğundur. Lay təzyiqinin azalması sistemdən nisbətən ağır komponentlərin ayrılması ilə izlənilir və qaz fazasının tərkibi yüngülləşdikcə retroqrad kondensasiya təzyiqi də azalır. Nəzərə alsaq ki, parafin sıralı komponentlər təbii qaz-kondensat sistemlərinin qaz kütləsinin əsas hissəsini təşkil edir və benzin fraksiyası ilə daha yaxşı həllolma qabiliyyətinə malikdir, onda alınan bu qanunauyğunluqları əvvəlki işlərdəki (Фаталиев 2017; Abbasov et al., 2017) nəticələrlə uzlaşdırmaq olar. Belə ki, yatağın istismarı zamanı qaz fazasından nisbətən ağır komponentlərin ayrılması verilmiş təzyiq və temperaturda sistemin kolloid halının dayanıqlığını artırır və maye komponentləri daha kiçik təzyiqdə dispersləşmiş olur. Digər tərəfdən, sistemin tərkibində yaxşı həllolma və yüksək dispersləşmə qabiliyyətinə malik olan fraksiyaların olması onun verilmiş termobarik şəraitdə birfazalı halının ətalətliliyini artırır.



1-ci şəkil. Qaz fazasının fraksiya tərkibinin retroqrad kondensasiya təzyiqindən asılı olaraq dəyişməsi (Bulla-dəniz, VII horizont)

Bu istiqamətdə qaz-kondensat qarışığının tərkibində qrup üzvi birləşmələrin (aromatik, naften və parafin sıralı) miqdarının əhəmiyyətini müəyyənləşdirmək maraq doğurur. Ədəbiyyatda (Гриценко и др., 1983; Абасов и др., 2013a, b) verilmiş müxtəlif yataqların tədqiqat materiallarının təhlilindən maraqlı nəticələr əldə edilmişdir. Məsələn, Şatlık, Naipskoe, Dauletabadskoe yataqlarında ilkin kondensat amili 68 q/m^3 ətrafında və parafin sıralı karbohidrogenlərin 50%-dən yüksək olmasına baxmayaraq, istismar boyu və pVT tədqiqatlarında retroqrad kondensasiya müşahidə edilməmişdir. Ust-Çaselsk, Bovanenkovsk, Ust-Labinsk yataqlarında naften sıralı komponentlərin miqdarı 75%-dən, kondensat amili isə 50 q/m^3-dən çox olmasına baxmayaraq, layda kondensat çökməmişdir. Bu tədqiqatları davam etdirmək məqsədilə, Rusiyanın bir qrup qaz-kondensat yataqlarının məlumatlarından (Гриценко и др., 1983) istifadə etmişik.

2-ci şəkildə 60-dan çox qaz-kondensat yatağının məlumatlarından istifadə edilmişdir, lakin sistemin qrup tərkibinin retroqrad kondensasiya təzyiqinə təsirini onun orta qiymətinə görə qiymətləndirmək mümkün olmuşdur.

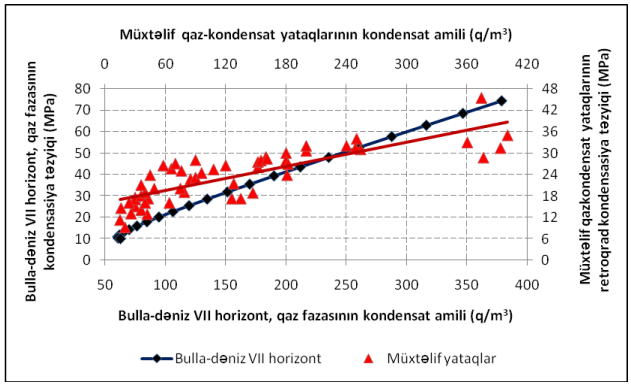


2-ci şəkil. Qaz-kondensat yataqlarının retroqrad kondensasiya təzyiqi ilə lay sisteminin qrup üzvi birləşmələri arasında asılılıq

Ümumi tendensiya üzrə söyləmək olar ki, aromatik sıralı karbohidrogenlərə nisbətən naften və parafin sıralı karbohidrogenlərin artması retroqrad kondensasiya təzyiqinin yüksəlməsinə səbəb olur. Lakin aparılan təhlillər həmin yataqların flüidlərinin maye hissəsinin fraksiya tərkibi ilə yanaşı, onun qaz komponentlərinə görə nisbi həcminin də əsas aparıcı parametrlərdən biri olduğunu göstərir. Doğurdan da, əgər qaz-kondensat qarışığını dispers sistem kimi qəbul etsək, onda bu tip sistemin dispersləşmə münasibətlərində qaz və maye komponentləri nisbətinin mühüm rola malik olmasını qeyd etmək olar (Abbasov et al., 2017). Deməli, lay sistemini maye və qaz kimi iki hissəyə ayırmaq olar. Həmin hissələrin həcmi nisbətini və qarşılıqlı münasibətlərini yatağın istismarı dövründə öyrənmək istismar üsullarının təkmilləşdirilməsinə kömək edə bilər. Bunu nəzərə alaraq, Bulla-dəniz də daxil olmaqla, bir sıra yataqların məlumatları əsasında təhlillər aparılmışdır.

Qaz-kondensat sisteminin kondensat amili və onun lay sisteminin dispersləşməsinə təsirinin tədqiqi

Məlumdur ki, bir sıra faktorlarla yanaşı lay sisteminin ilkin kondensat amili, yəni sistemdə maye komponentlərinin cəm miqdarı retroqrad itkilərin artmasına əsaslı təsir edən parametrlərdəndir (Катц и др.,1965; Гриценко и др., 1983; Рамазанова, Ибишов, 2002). Aparılmış bir sıra təhlillərdən məlum olur ki, ilkin qaz-kondensat amili 250-300 q/m^3-ə qədər olan yataqlarda retroqrad itkilər nəzərəçarpacaq olmur. Belə itkilər kondensat amili 300-350 q/m^3 çox olan yataqlarda daha intensiv olur (Гриценко и др., 1983). Çoxsaylı faktiki məlumatlar nəzərə alınmaqla A.U.Qritsenko və b. işində (Гриценко и др., 1983) lay sisteminin kondensat potensialı ilə lay temperaturu və təzyiqi arasında ümumi asılılıq əldə edilmişdir. Həmin asılılıqda məhsuldar qat (burada Rusiyanın Şimali Surqut və digər bir sıra yataqları nəzərdə tutulur) üzrə qazın ümumi kondensat potensialının 5-500 q/m^3 intervalında dəyişilməsi aşkar edilmişdir. Buradan məlum olur ki, faza münasibətlərində kifayət qədər əhəmiyyət kəsb edən karbohidrogen kondensatın miqdarı və tərkibi məhsuldar qat üzrə dəyişə bilər və bu, yatağın istismar sistemlərinin yaradılmasında və eyni zamanda, modelləşdirilməsində nəzərə alınmalıdır. Məqalədə adları çəkilmiş tədqiqat işlərində (Фаталиев, 2017; Abbasov, Fataliyev, 2016; Abbasov et al., 2017) alınan nəticələrdən istifadə etsək, buraya daha bir faktoru da əlavə edə bilərik. Bu fakt ondan ibarətdir ki, qazın kondensat miqdarının artması maye fazasının dispersləşməsini zəiflədir. Bu isə maye komponentlərinin qaz mühitinə,yəni dispers fazaya keçməsi üçün lazım olan sistemin vahid həcmindəki qazınmiqdarının azalması hesabına baş verir və nəticədə sistemin dispersləşmə təzyiqinin artmasına səbəb olur.



3-cü şəkil. Lay sisteminin kondensasiya təzyiqinin onun kondensat amilindən aslılığı (Bulla-dəniz, VII horizontu və müxtəlif yataqlar üzrə)

Bulla-dəniz yatağının VII horizontunun təbii tükənməsi ərzində qaz fazasının retroqrad kondensasiya təzyiqinin (Абасов и др., 2013) və ədəbiyyatda (Гриценко и др., 1983) verilən məlumatlar əsasında 60-a yaxın qaz-kondensat yatağlarının retroqrad kondensasiya təzyiqinin kondensat amilindən asılılıqları hesablanmışdır. Alınan məlumatlar 3-cü şəkildə təqdim edilmişdir. Şəkildən göründüyü kimi, ümumi yataqlar üzrə retroqrad kondensasiya təzyiqinin kondensat amilindən asılılığı xətti xarakterə malik olub, kifayət qədər böyük bucaq əmsalına malikdir.

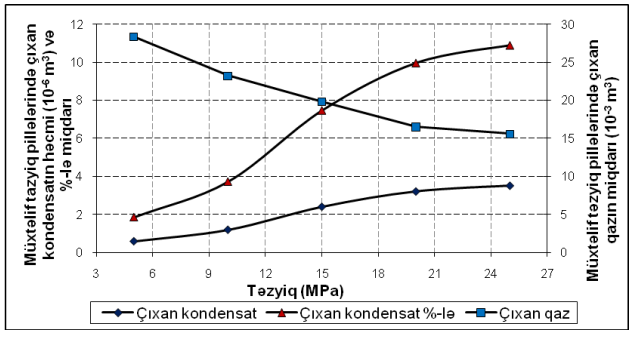
Bulla-dəniz yatağının VII horizontunun tükənməsi dövründə – lay sisteminin kondensasiya təzyiqinin 71 MPa-dan 11 MPa-ya düşmə müddətində qaz fazasının kondensat amili 361 q/m^3-dən 79 q/m^3-ə qədər azalır (3-cü şəkil). Bu, quyu məlumatlarında da öz əksini tapmışdır. Belə ki, layın kondensat amilinin 20 il ərzində 78% azalması həm qaz və həm də kondensat hasilatına kəskin təsir etmişdir. Məsələn, 39 saylı quyu üzrə kondensat hasilatı 19 il ərzində, uyğun olaraq, 95% azalmışdır. Kütlə balansı prinsipi əsasında aparılmış arifmetik hesablamalara

görə, bu müddətdə qeyd edilən horizont üzrə layda çökən kondensatın miqdarının artması hesabına lay şəraitində qalan ümumi sistemin kondensat amili 3 dəfəyə qədər artmışdır. Bu, bir daha təsdiq edir ki, karbohidrogen kondensatın dispers fazada termodinamiki parametrlərdən asılı olaraq daha dayanıqlı olması maye-qaz nisbətindən kəskin şəkildə asılıdır.

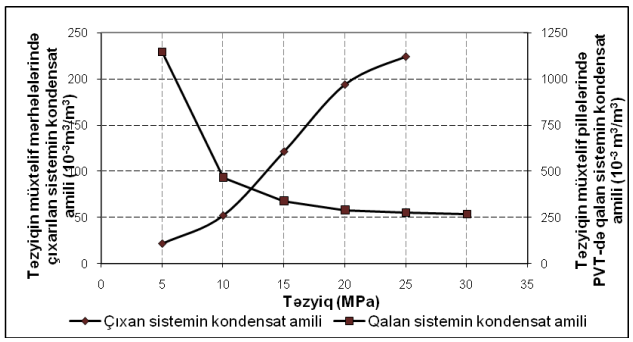
Qaz-kondensat sisteminin dispers mühit və faza hissələrinin nisbətinin yataqların istismarında rolu və onun eksperimental tədqiqi

Eksperimentlər üçün istifadə edilən avadanlıq (УКГ-3 tipli PVT qurğusu), qaz-kondensat nümunələri, onların tərkibi və laboratoriya avadanlıqlarının göstəriciləri Z.Y.Abbasov və V.M.Fətəliyevin işində (Abbasov, Fataliyev, 2016) şərh edilmişdir. Burada qazın tərkibi (mol hissə %-lə): C_1-93,5; C_2-4,2; C_3-1,24; C_4-0,65; C_5-0,14; C_6-0,04; CO_2-0,23; C_{5+}-6,02 q/m^3 və sıxlığı 0,7243 kq/m^3-dir. İstifadə edilən stabil kondensatın sıxlığı 737,91 kq/m^3 və yaradılmış sistemin kondensat amili 200 q/m^3, retroqrad kondensasiyanın başlama təzyiqi isə 24,3 MPa təyin edilmişdir. Sabit 95^{0}C temperaturda sistemin 30 MPa təzyiqdən 5 MPa təzyiqə qədər diferensial kondensasiyası zamanı təzyiq pillələri üzrə cıxan qazın, kondensatın həcmi və onun ümumi kondensat miqdarına nisbətən %-lə miqdarı 4-cü şəkildə verilmişdir.

Şəkildə qaz-kondensat sisteminin ənənəvi diferensial kondensasiya qanunauyğunluğuna müvafiq olaraq təzyiq pillələri üzrə çıxarılan kondensatın miqdarının azalması müşahidə edilir, lakin çıxan qazın həcmi artır. Maksimal kondensasiya nöqtəsinə yaxınlaşdıqca çıxan qazın həcminin nisbətən artması, kondensat hasilatının azalmasında isə ləngimə müşahidə edilir. Buna uyğun olaraq pVT bombasında qalan kondensat və qazın miqdarı ümumi balansa uyğun olaraq azalır. Qeyd etdiyimiz kimi, tükənmə zamanı (diferensial kondensasiya) "istismar göstəriciləri"nin kəskin şəkildə azalmasına səbəb olan amillərdən biri də "lay"da qalan sistemin maye və qaz komponentləri arasında nisbətin kəskin dəyişməsidir.



4-ci şəkil. pVT bombasında aparılımış diferensial kondensasiya nəticəsində çıxarılan qaz və kondensatın təzyiqdən asılılığı



5-ci şəkil. Diferensial kondensasiya nəticəsində pVT bombasında qalan qazın kondensat amilinin təzyiqdən asılılıqları

Bunu nəzərə alaraq, yuxarda təqdim olunan eksperiment məlumatları əsasında çıxarılan və bombada qalan qazın vahid həcminə düşən kondensatın miqdarı hesablanmış və 5-ci şəkildə müqayisəli halda verilmişdir. Şəkildən göründüyü kimi, diferensial kondensasiya nəticəsində sistemdən xaric edilən qazın vahid həcminə düşən kondensatın miqdarı təzyiq azalmasına uyğun olaraq 200 q/m^3-dən (təzyiq - 30 MPa) 21,2 q/m^3-ə qədər (təzyiq - 5 MPa) azalır. Lakin bombada qalan qazın vahid həcminə düşən kondensatın həcmi təzyiqin uyğun qiymətlərində 200 q/m^3-dən 1146 q/m^3-ə qədər artır və bu tendensiya maksimal kondensasiya təzyiqinə yaxınlaşdıqca daha kəskin xarakter alır. Bu isə istismarın son pilləsində retorqrad çökmüş kondensatın əlavə tədbirlər vasitəsilə hasil edilməsini bir qədər də çətinləşdirir. Əgər vurulan işçi agent layda çökmüş kondensatın retroqrad buxarlandırılmasına və ya yenidən qaz mühitində dispersləşdirilməsinə hesablanmışdırsa, onda üsulun səmərəsi bir qədər də azalmış olur. Belə olduqda işçi agentə qoyulan tələblər dəyişməli və onun karbohidrogen mayeni dispersləşdirmək qabiliyyəti aparıcı parametrlərdən biri kimi nəzərdə tutulmalıdır. Alınan bu nəticələr lay sisteminin maye-qaz nisbətinin yatağın ilkin və istismar müddətində dəyişmə dinamikasının yataqların istismar layihələrinin hazırlanmasında nəzərə alınmasının vacibliyini göstərir.

NƏTİCƏLƏR

Aparılmış tədqiqatlar nəticəsində məlum olmuşdur ki, qaz-kondensat sisteminin maye hissəsi nisbətən yüngül (qaynama temperaturu nisbətən kiçik olan) komponentlərdən ibarətdirsə və ya qarışıq daha yaxşı həll olan maye və qaz komponentlərindən təşkil edilmişdirsə, belə sistemin verilmiş temperaturda qaz mühitində dispersləşməsi nisbətən kiçik təzyiqlərdə baş verir. Nəticədə maye komponentlərinin qaz mühitində dispers halı daha dayanıqlı olur və təbii rejimdə istismar zamanı lay sistemi öz birfazalı halını nisbətən uzun müddətə saxlayaraq yatağın istismar göstəricilərinin artmasına səbəb olur.

Eksperimental tədqiqatlara və statistik təhlillərə əsasən aşkar edilmişdir ki, lay sisteminin kondensat amilinin yüksək olması zamanı yatağın kondensatveriminin kiçik olması flüidin dispers faza və dispers mühitləri arasında həcmi nisbətinin artması ilə əlaqədardır.Müəyyən edilmişdir ki, lay sisteminin maye-qaz nisbətinin yatağın ilkin halında və istismar müddətində diqqətdə saxlanılması laya təsir üsullarının və laya vurulan işçi agentə qoyulan tələblərin tənzimlənməsi üçün vacib məsələlərdən biridir.

ƏDƏBİYYAT

Абасов М.Т., Аббасов З.Я., Фаталиев В.М. и др. Прикладные вопросы термодинамики при добыче нефти и газа. Nafta-Press. Баку, 2013, 212 с.

Аббасов З.Я., Джалалов Г.И., Фейзуллаев Х.А., Фаталиев В.М. и др. Моделирование процесса обработки призабойной зоны газоконденсатной скважины «сухим» газом на различных стадиях разработки залежи. ANX, № 3, 2013, с. 49-55.

Брусиловский А.И. Фазовые превращения при разработке месторождений нефти и газа. Грааль. Москва, 2002, 575 с.

Гриценко А.И., Островская Т.Д., Юшкин В.В. Углеводородные конденсаты месторождений природного газа. Недра. Москва, 1983, 263 с.

Катц Д.Л., Вери Дж.А., Еленбаас Дж.Р., Кобаяши Р., Корнелл Д., Поеттманн Ф.Х. и др. Руководство по добыче, транспорту и переработке природного газа. Недра. Москва, 1965, 765 с.

Рамазанова Э.Э., Ибишов Б.Г. Исследование фазового состояния газоконденсатно-нефтяных систем с целью моделирования процессов фазовых переходов в пластовых флюидах. «Xəzərneftqazyataq-2002», «Elmi təcrübi konfransın məruzələri», Баку, 2002, с. 276-283.

Фаталиев В.М. Влияние растворимости газов на фазовые превращения в газоконденсатных системах. Scientific Light, № 4, 2017, с. 90-94.

Abbasov Z.Y., Fataliyev V.M., Hamidov N.N. The solubility of gas components and its importance in gascondensate reservoir development. Petroleum science and technology, V. 35, Iss. 3, 2017, pp. 249-256.

Abbasov Z.Y., Fataliyev V.M. The effect of gas-condensate reservoir depletion stages on gas injection and the importance of the aerosol state of fluids in this process. Journal of Natural Gas Sciences and Engineering, V. 31, 2016, pp. 779-790.

Ghiasi M., Shahdi A., Barati P., Arabloo M. Robust modeling approach for estimation of compressibility factor in retrograde gas condensate systems. Ind. Eng. Chem. Res., V. 53, Iss. 32, 2014, pp. 12872-12887.

Ibemere U., Mmata B., Onyekonwu M. Evaluating the relationship between natural gas hydrocarbon heavy-ends condensation and its hydrocarbon dew point HDP. SPE. Nigeria Annual International Conference and Exhibition, SPE. Lagos: 2-5 August, 2016, 7 p. DOI:10.2118/184345-MS.

Indo K., Hsu K., Pop J. Estimation of fluid composition from downhole optical spectrometry. SPE Journal, Society of Petroleum Engineers, V. 20, Iss. 6, 2015, pp. 1326-1338.

Li G., Yao Y., Zhang R. An improved model for the prediction of liquid loading in gas wells. Journal of Natural Gas Science and Engineering, V. 32, 2016, pp. 198-204.

REFERENCES

Abasov M.T., Abbasov Z.Y., Fataliyev V.M. et al. Applied issues of thermodynamics during oil and gas production. Nafta-Press. Baku, 2013, 212 p. (in Russian).

Abbasov Z.Y., Fataliyev V.M. The effect of gas-condensate reservoir depletion stages on gas injection and the importance of the aerosol state of fluids in this process. Journal of Natural Gas Sciences and Engineering, V. 31, 2016, pp. 779-790.

Abbasov Z.Y., Fataliyev V.M., Hamidov N.N. The solubility of gas components and its importance in gas-condensate reservoir development. Petroleum science and technology, V. 35, Iss. 3, 2017, pp. 249-256.

Abbasov Z.Y., Jalalov G.I., Feizullayev Kh.A., Fataliyev V.M. et al. Modelling of bottom-hole treatment of gas condensate well by "dry" gas at different stages of reservoir development. AOE, № 3, 2013, pp. 49-55 (in Russian).

Brusilovsky A.I. Phase transformations during oil and gas field development. Graal. Moscow, 2002, 575 p. (in Russian).

Fataliyev V.M. Gas solubility's effect on phase transformations in gas-condensate systems. Scientific Light, № 4, 2017, pp. 90-94 (in Russian).

Ghiasi M., Shahdi A., Barati P., Arabloo M. Robust modeling approach for estimation of compressibility factor in retrograde gas condensate systems. Ind. Eng. Chem. Res., V. 53, Iss. 32, 2014, pp. 12872-12887.

Gritsenko A.I., Ostrovskaya T.D., Yushkin V.V. Hydrocarbon condensates of naturals gas fields. Nedra. Moscow, 1983, 263 p. (in Russian).

Ibemere U., Mmata B., Onyekonwu M. Evaluating the relationship between natural gas hydrocarbon heavy-ends condensation and its hydrocarbon dew point HDP. SPE. Nigeria Annual International Conference and Exhibition, SPE. 2-5 August, Lagos, 2016, 7 p. DOI:10.2118/184345-MS,

Indo K., Hsu K., Pop J. Estimation of fluid composition from downhole optical spectrometry. SPE Journal, Society of Petroleum Engineers, V. 20, Iss. 6, 2015, pp. 1326-1338.

Kats D.L., Veri J.A., Yelenbaas J.R., Kobayashi R., Cornell D., Poettman F.Kh. et al. Guidelines for production, transport and natural gas processing. Nedra. Moscow, 1965, 765 p. (in Russian).

Li G., Yao Y., Zhang R. Improved model for the prediction of liquid loading in gas wells. Journal of Natural Gas Science and Engineering, V. 32, 2016, pp. 198-204.

Ramazanova E.E., Ibishov B.G. Study of phase condition of gas-condensate oil systems to model processes of phase transitions to strata fluids. "Khazarneftgasyatag-2002". Reports of research and practical conference. Baku, 2002, pp. 276-283 (in Russian).

DİSPERSLƏŞMİŞ LAY SİSTEMLƏRİNDƏ MAYE VƏ QAZ MÜNASİBƏTİ VƏ ONUN QAZ-KONDENSAT YATAQLARININ İSTİSMARINDA ƏHƏMİYYƏTİ

Fətəliyev V.M., Səlimova S.A., Məhərrəmova S.D., Qorşkova E.V.
AMEA Neft və Qaz İnstitutu
AZ1000, Bakı şəh., F.Əmirov küçəsi, 9: Fatavm@bp.com

Xülasə. Məqalədə, tərkibinin zənginliyinə baxmayaraq, qaz-kondensat qarışıqları dispers sistem kimi qəbul edilərək sistemin dispersləşmə və kondensasiya proseslərinə flüidin qrup komponenti, fraksiya tərkibi və maye-qaz nisbətinin təsiri tədqiq edilmiş və qaz-kondensat yataqlarının istismarı prosesində bu amillərin mahiyyəti qiymətləndirilmişdir. Araşdırmalar zamanı Azərbaycan və Rusiya Federasiyasının müxtəlif qaz-kondensat yataqlarına məxsus mədən məlumatları və çoxsaylı termodinamiki tədqiqatların nəticələri müqaisəli şəkildə təhlil edilmişdir. Alınmış nəticələr xüsusi eksperimental tədqiqatlar vasitəsilə davam etdirilərək, diferensial kondensasiya zamanı lay sistemində baş verən bəzi fiziki-termodinamiki amillərin nəzəri-təcrübi əsasları genişləndirilmişdir.

Açar sözlər: *retroqrad kondensasiya, dispers sistem, fraksiya tərkibi, birfazali hal, kondensatverimi*

ОТНОШЕНИЕ ЖИДКОСТИ И ГАЗА В ДИСПЕРСНОМ ПЛАСТОВОМ ФЛЮИДЕ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ЭКСПЛУАТАЦИИ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Фаталиев В.М., Салимова С.А., Магеррамова С.Д., Горшкова Е.В.
Институт нефти и газа Национальной Академии наук Азербайджана
AZ1000, г.Баку, ул. Ф.Амирова, 9: Fatavm@bp.com

Резюме. В статье, принимая во внимание, что газоконденсатная смесь была исследована как дисперсная система, показаны результаты изучения влияния группы компонентов, фракционных составов и соотношения жидкости и газа на процессы диспергирования и конденсации флюида, а также важность учета этих факторов при разработке и эксплуатации газоконденсатных месторождений. Анализ нескольких термодинамических данных из разных месторождений показал, что если жидкая часть газоконденсатной системы состоит из относительно легких компонентов или смесь состоит из хорошо растворимых жидких и газовых компонентов, то дисперсия может происходить в условиях низкого давления при заданной температуре. В этом случае стабильность диспергированного пластового флюида и его однофазного состояния может продлиться дольше в течение режима истощения. Кроме того, было обнаружено, что коэффициент извлечения конденсата является низким, когда конденсатосодержание пласта относительно высоко из-за увеличения доли объема жидкости в газе, что приводит к неудовлетворительному процессу диспергирования жидкой фазы в объеме дисперсной среды.

Ключевые слова: *ретроградная конденсация, дисперсная система, фракционный состав, однофазное состояние, коэффициент извлечения конденсата*

ANAS Transactions **Earth Sciences** **2 / 2018**

Geography

http://www.journalesgia.com

XIZI İNZİBATİ RAYONU ƏRAZİSİ LANDŞAFTLARININ HƏSSASLIQ DƏRƏCƏSİNƏ GÖRƏ QİYMƏTLƏNDİRİLMƏSİ (BÖYÜK QAFQAZIN CƏNUB-ŞƏRQ HİSSƏSİ)

İmrani Z.T., Yusifova S.N.

Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı şəh., H.Cavid prospekti, 115: zaur_imraniat@mail.ru

LANDSCAPE EVALUATION OF KHYZY DISTRICT AREA BY VULNERABILITY LEVEL (SOUTHEASTERN PART OF THE GREATER CAUCASUS)

Imrani Z.T., Yusifova S.N.
Institute of Geography after acad. H.A.Aliyev, ANAS
Javid H. Ave., 115, Baku, Azerbaijan, AZ 1143: zaur_imraniat@mail.ru

Keyword: *Khyzy district, landscapes, planning and population, Altyagaj National Park*

Summary. The vertical and horizontal zoning, as well as the landscape vulnerability level in the area (Khyzy district as a case study) were assessed by landscape planning measures, also applying the inclination and exposition researches of the slopes. Besides, square of altitude zones within the research area was calculated. Based on the number of settlement points, the population density for the area was considered per 1 km^2. Considering the significance criteria and sensitivity of nature components, five levels of landscape vulnerability were identified, such as stable, relatively stable, relatively unstable, unstable, and critically unstable. As a result of calculations, it was defined that the coastal areas of the Caspian Sea are relatively unstable areas. The settlement of Yashma, the villages of Garabulag, Dizavar, Agdere and other settlements were also identified as relatively unstable. Part of Altyagaj National Park and the Alabashly mountainous ridge were stable and relatively stable, respectively. In the study, the directions of nature management and sustainable development of the area were also determined, with the proposal of the most important scientific and practical conclusions.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Giriş

Müasir dövrdə cəmiyyətin inkişafının ən mürəkkəb və əhəmiyyətli vəzifələrindən biri insanların həyat və təsərrüfat fəaliyyətinin məkanda, yəni şəhər, qəsəbə və kəndlərdə səmərəli təşkili, təbiətin mühafizəsi və digər məsələlərin həlli yollarının axtarılmasından ibarətdir. Çünki ətraf mühitə antropogen təsirlər təbiətdə kəmiyyət və keyfiyyət dəyişikliklərinə, biomüxtəlifliyin azalmasına, ekosistemin məhvinə, ekoloji tarazlığın pozulmasına səbəb olur. Ərazidən maksimum yararlanmaq və davamlı sosial-iqtisadi inkişafa nail olmaq üçün təbii ehtiyatların idarəolunması, ekoloji vəziyyətin qiymətləndirilməsi metodlarının işlənilməsi qarşıda duran əsas vəzifələrdən biridir. Bu vəzifələrin həlli zamanı təbii, iqtisadi, sosial, ekoloji, mədəni və s. xarakterli proqramların işlənilib hazırlanması tələb olunur. Son zamanlar dünya praktikasında bu məsələlərin həlli istiqamətində yeni bir cərəyan formalaşmışdır ki, bu da landşaft planlaşdırması üsulu ilə həyata keçirilir.

Landşaft planlaşdırılması ətraf mühitin müasir vəziyyətini, əhəmiyyətini və həssaslıq dərəcəsini nəzərdə saxlamağa imkan verən, ərazidə mövcud olan komplekslərə təbii və antropogen təsirləri müəyyən edən, regionun inkişafı üçün görüləcək tədbirlərə yardımçı olan bir vasitədir. Onun köməkliyi ilə təbii şərait qiymətləndirilir, landşaftların istifadəsi və idarəolunması üçün tövsiyə paketi hazırlanır. Bu zaman ekoloji tarazlıq və davamlı sosial-iqtisadi inkişaf təmin edilir.

Tədqiqat üsulu. Landşaft planlaşdırılmasının metodoloji bazasını elmi proqnozlaşdırma, tarixi-müqayisəli təhlil, sistemli-struktur, çöl tədqiqatları və digər metod və yanaşmalar təşkil edir. Bununla yanaşı, landşaftların planlaşdırılması zamanı ənənəvi və yeni kartoqrafik (Coğrafi İnformasiya Sistemləri – CİS) yanaşma metodlarından da istifadə edilmişdir.

Problemin öyrənilmə səviyyəsi. Landşaft planlaşdırılması üsulu ilə I.Zaczel, D.Lyons, D.Brown,

A.Hemingway, A.Lyles, S.Hebron, N.F.Reymers, L.K.Kazakov, A.N.Antipov, A.V.Drozdov, A.Q.İsaçenko, İ.A.Qasparişvili, R.M.Məmmədov və b. alim və mütəxəssislər tədqiqatlar aparmış, respublikamızda isə R.M.Məmmədov tərəfindən, ilk təcrübə kimi, Şirvan Milli Parkının planlaşdırılması zamanı tətbiq edilmişdir.

Tədqiqatın məqsəd və vəzifələri. Tədqiqatın məqsədi regiondakı landşaftların əsas funksiya və komponentlərinin qorunub saxlanması və təbiətdən səmərəli olaraq istifadədir. Bunun üçün müxtəlif məzmunlu morfometrik göstəricilər müəyyən edilərək lanşaftların həssaslıq dərəcəsinə görə qruplaşdırılması aparılmışdır.

Nəticələr və onların müzakirəsi

Landşaft planlaşdırılması təbiət və landşaftların tarixi inkişafı və onların müasir vəziyyəti barədə kifayət qədər geniş təsəvvür yaradır. Landşaft planlaşdırılması üsulu ilə ərazinin təbii və iqtisadi-coğrafi baxımdan qiymətləndirilməsi daha fərqli yanaşmalarla müəyyən edilir.

Landşaft planlaşdırılması aparıldıqda, ilk öncə, ərazi haqqında məlumatlar toplanılır və inventarlaşdırılır (Миллер, 1974). İnventarlaşdırma mərhələsində təbii mühitin vəziyyəti və ərazinin sosial-iqtisadi şəraiti haqqında məlumatlar əldə edilir, daha sonra təbiətdən istifadə zamanı yaranan problemlər müəyyən olunur və aparılan təhlil nəticəsində ətraf mühitə ziyan vurmadan ərazinin inkişafı üçün prioritet istiqamətlər müəyyən olunur. İnventarlaşdırma mərhələsində məlumatların təkrarlanmaması üçün məlumat bazasında unikal sahələrlə yanaşı, açar sahələr də yaradılır. Təkrarlanan məlumatlar çıxarılır, təhlil zamanı nəticələrin həqiqiliyinin yoxlanılması məkan və zaman amili daxilində daha qısa müddətə aparılır. Bu da işin tez başa gəlməsinə və dəqiqliyin artırılmasına xidmət edir.

Xızı inzibati rayonunda inventarlaşdırma mərhələsinin əsas nəticəsi 1:100000 miqyaslı xəritə üzərində planlaşdırılma ərazisində mövcud problemlərin müəyyənləşdirilməsi ilə aparılıb. Xəritənin məzmunu isə ərazinin təsərrüfat baxımından istifadəsinin xüsusiyyətlərini və təbii mühitin müasir vəziyyətini əks etdirir. Bununla yanaşı, inventarlaşdırma xəritəsi tərtib edildikdə təbii komponentlərin vəziyyəti təhlil edilərək ərazinin əsas inkişaf göstəriciləri də nəzərə alınmışdır.

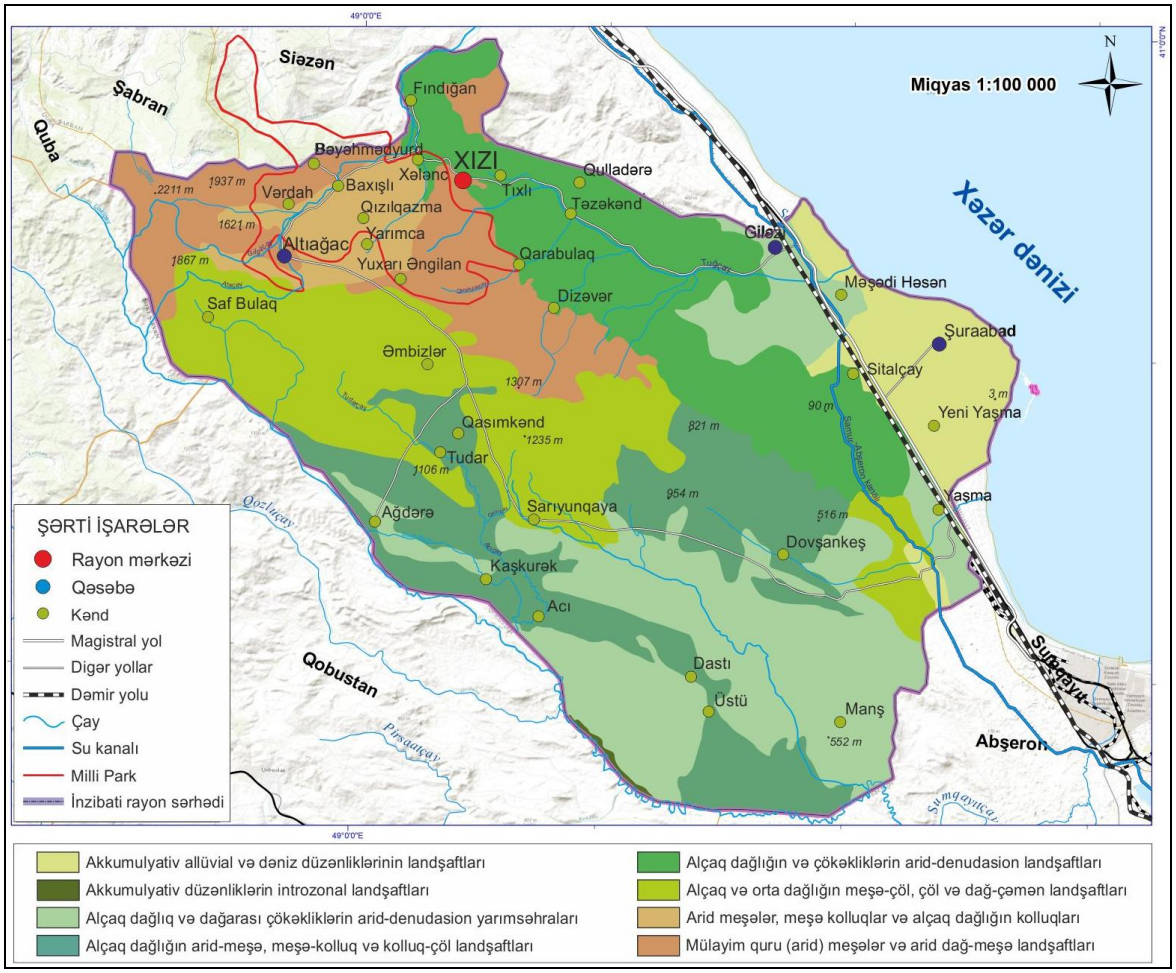
Davamlı inkişafın mühüm komponentlərindən biri landşaft planlaşdırılması üsulu ilə təbii şəraitin və sosial-iqtisadi vəziyyətin qiymətləndirilməsidir (Namazova, 2014). Landşaft planlaşdırılması inkişaf etmiş ölkələrin inkişaf strategiyasının əsas elementlərindən biri olmaqla, ərazilərin müxtəlif təbii, iqtisadi, sosial və ekoloji xüsusiyyətləri ilə şərtləndirilir. Çünki landşaft planlaşdırılması digər sahələrin planlaşdırılması zamanı ətraf mühitin qorunması və qiymətləndirilməsi baxımından müvafiq (lazımi) tədbirlərin hazırlanması üçün fundamental baza rolunu oynayır. Bu baza təbiətin qorunması məqsədilə ekoloji ekspertiza kimi bir sıra xüsusi alətlərin tətbiqi, həmçinin ətraf mühitə olan təsirlərin nizamlanması və qiymətləndirilməsi üçün əsas hesab edilir.

Davamlı inkişaf, hazırkı dövrdə cəmiyyətin bütün tələbatlarını ödəməklə yanaşı, gələcək nəsillərin də tələbatlarını ödəmək qabiliyyəti və istəyini təhlükə altında qoymayan inkişaf kimi başa düşülür (Məmmədov, 2009). Davamlı inkişafın mühüm komponentlərindən biri olan landşaft planlaşdırılmasının qiymətləndirilməsi regionun ekocoğrafi durumunu, landşaftların transformasiyası və diferensiasiyası məsələlərinin öyrənilməsində yardımçı rolunu oynayır. Landşaft planlaşdırılmasının qiymətləndirilməsi aparıldıqda təbii şəraitin müasir vəziyyəti, təsərrüfatın fəaliyyəti nəticəsində dəyişilmiş ekosistemlər, sosial-iqtisadi inkişafa nail olmaq üçün ərazidən istifadə və s. haqqında təsəvvür yaranır və məqsəddən asılı olaraq təbiətin ayrı-ayrı komponentləri, həssaslıq dərəcəsinin meyarları müəyyənləşdirilir və ərazinin zondlaşdırılması aparılır.

Xızı inzibati rayonunun əsas hissəsinin dağlıq ərazilərdən ibarət olması ilə əlaqədar olaraq burada müxtəlif landşaft tipləri formalaşmışdır (Будагов, 1988). Ərazidə akkumulyativ allüvial və dəniz düzənliklərinin landşaftları; akkumulyativ düzənliklərin intrazonal landşaftları; alçaqdağlığın və dağarası çökəkliklərin arid-dennudasion yarımsəhraları; alçaqdağlığın arid-meşə, meşə-kolluq və kolluq-çöl landşaftları; alçaqdağlığın və çökəkliklərin arid-denudasion landşaftları; alçaq və ortadağlığın meşə-çöl, çöl və dağ-çəmən landşaftları; arid meşələr, meşə kolluqlar və alçaqdağlıqların kolluqları; mülayim quru (arid) meşələr və arid dağ-meşə landşaftları vardır (1-ci şəkil).

Tərəfimizdən landşaftların müxtəlifməzmunlu morfometrik göstəriciləri müəyyən edilərkən B.Ə.Budaqov, A.A.Mikayılov, E.K.Əlizadə, M.C.İsmayılov və b. tərtib etdikləri böyükmiqyaslı landşaft xəritələrindən və "Azərbaycan Respublikasının Milli Atlası"ndan istifadə edilmiş, əldə olunmuş morfometrik məlumatlar ümumiləşdirilmiş və onlar təhlil olunaraq hər bir landşaft vahidi üçün səciyyəvi göstəriciləri müəyyən edilmişdir. Bu da landşaftların sərhədlərini dəqiqləşdirməyə imkan vermişdir.

Landşaft planlaşdırılmasında təbii və antropogen transformasiyaya məruz qalmış landşaftların əmələgəlməsi və inkişafı, onların ərazi üzrə diferensiasiya qanunauyğunluqlarının müəyyən olunması üçün relyefin morfometrik xüsusiyyətləri nəzərə alınır (Ализаде, Тарихазер, 2016). Məhz bu zaman relyefin parçalanma dərəcəsini və ərazidə formalaşan landşaftların kəmiyyət göstəriciləri morfometrik üsuldan istifadə etməklə müəyyən edilir.



Mənbə: B.Ə.Budaqov, A.A.Mikayılov, E.K.Əlizadə, M.C.İsmayılov və b. Azərbaycanın landşaft xəritəsi və "Azərbaycan Respublikasının Milli Atlası"

1-ci şəkil. Xızı inzibati rayonunun landşaft tipləri xəritəsi

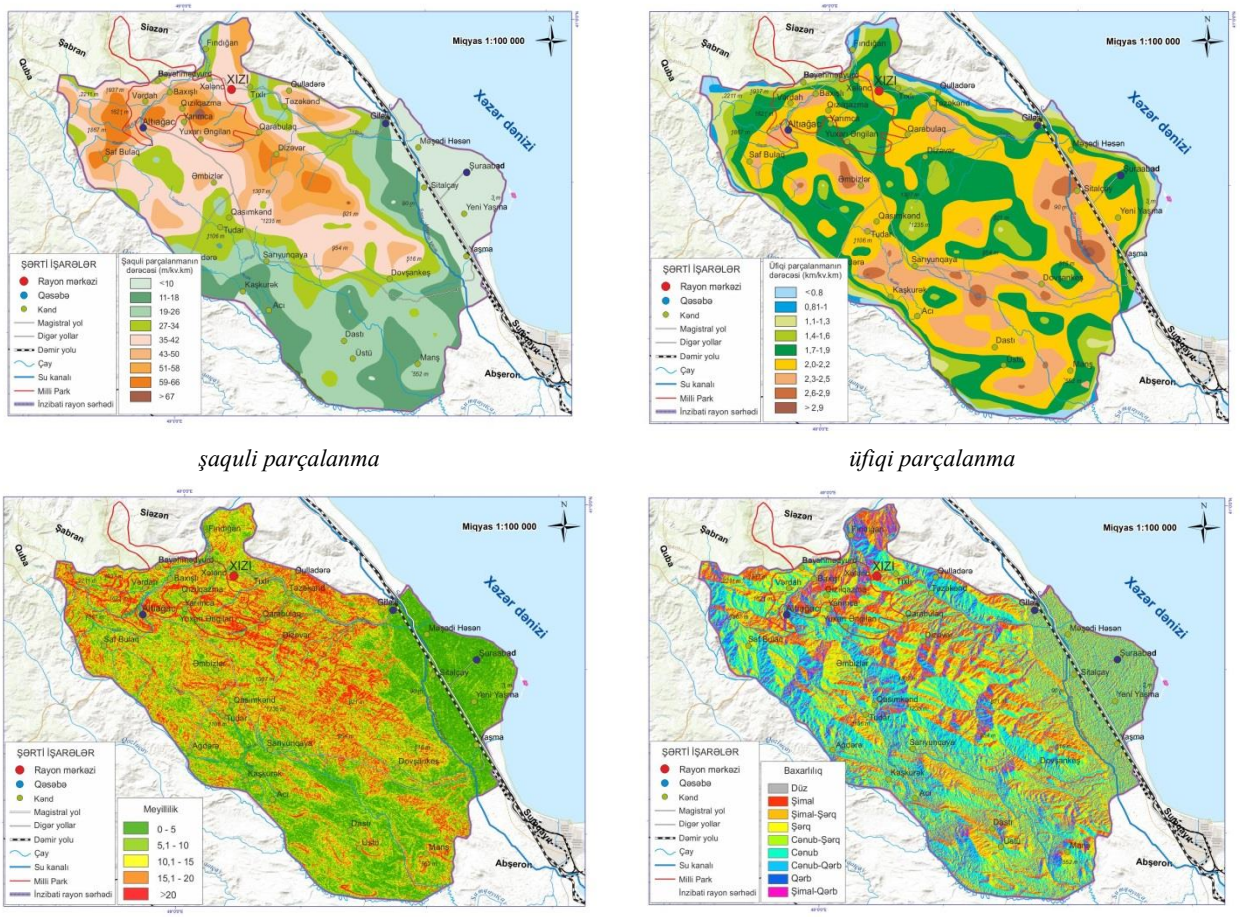
Xızı inzibati rayonu landşaftlarının hərtərəfli tədqiqi məqsədilə tərəfimizdən, ilk dəfə olaraq, ərazidəki relyef formalarının morfometrik təhlili və qiymətləndirilməsi CİS üsulu ilə aparılmışdır. Bu zaman ərazi üçün relyefin şaquli və üfüqi parçalanma dərəcəsi, yamacların meyillik dərəcəsi, baxarlılığını əksetdirən böyükmiqyaslı xəritələr tərtib olunmuşdur (2-ci şəkil).

Qeyd edilməlidir ki, səthin morfometrik göstəriciləri müasir landşaftların kəmiyyət göstəricisi olmaqla, həmçinin bir çox keyfiyyət xüsusiyyətlərini də müəyyən edən əsas ünsürlərdən biri hesab olunur.

Şaquli parçalanma xəritəsinə nəzər salsaq, görərik ki, parçalanmanın dərinliyi hündürlüklər daxilində tərəddüd edir. Onun maksimal kəmiyyətləri alçaq və ortadağlığın meşə-çöl, çöl və dağ-çəmən landşaftları, arid meşələr, meşə kolluqlar və alçaqdağlıqların kolluqları, mülayim quru (arid) meşələr və arid dağ-meşə landşaftlarının inkişaf etdiyi ən hündür ərazilərə uyğun gəlir. Tədqiq olunan ərazidə izoxətlərin sıxlığı və uzanma istiqamətləri məhz bu landşaftlar daxilində müşahidə olunur. Şaquli parçalanmanın daha yüksək göstəricisi Altıağac qəsəbəsinin şərq hissəsində yerləşir. Bu sahələr ümumi ərazinin 47,8%-ni təşkil edir.

Şaquli parçalanma dərəcəsi daha çox 19-42 m/km^2 arasında qeydə alınmışdır. Bu da 798 km^2 ərazini əhatə edir. Ən kiçik areallar şaquli parçalanma dərəcəsinin >67 m/km^2 sahələrində qeydə alınmışdır və cəmi 45 km^2 ərazidə müşahidə edilir. Digər parçalanma dərəcələrinin sahələri isə 119-230 km^2 arasında dəyişir.

Üfüqi parçalanmanın sahə baxımından ən böyük parçalanma dərəcəsi 1,7-1,9 (490 km^2) və 2,0-2,2 (539 km^2) km/km^2 olan ərazilərdə müşahidə olunur. Ərazi daxilində üfüqi parçalanmanın nisbətən daha geniş ərazini əhatə etdiyi 1,4-1,6 və 2,3-2,5 km/km^2 ərazilərə isə həm dağlıq, həm də düzənlik sahələrində rast gəlmək mümkündür. Yüksəkdağlıqda: Dübrar və Bəybəyəm dağlarında bu göstəricilər (<0,8, 0,81-1,0 və 1,1-1,3 km/km^2) xeyli azalır və onlar çox az bir hissəni, cəmi 145 km^2 sahəni əhatə edir. Üfüqi parçalanmanın sahə baxımından ən kiçik və yalnız xırda areallarda müşahidə edilən parçalanma dərəcəsi isə 2,6-2,8 və >2,9 km/km^2 aralığında qeydə alınmışdır.



şaquli parçalanma *üfiqi parçalanma*

orta meyillik dərəcəsi *baxarlılıq*

Qeyd: Esri, HERE, Delopme, İntermap, GeoBase, OpenStreetMap contributors and the GİS User Company, ArcCİS proqramı ilə aparılan hesablamalar.

2-ci şəkil. Xızı inzibati rayonunda landşaftların şaquli və üfüqi parçalanma dərəcəsi, yamacların meyillik dərəcəsi, baxarlılıq xəritələri

Xızı inzibati rayonunda səthin ortameyillik xəritəsi tərtib olunan zaman izoxətlər 5^0-dən bir keçirilmişdir. Bu zaman meyilliyin maksimal göstəriciləri ərazinin maksimal hündürlüyündə inkişaf edən komplekslər ilə, demək olar ki, üst-üstə düşmüşdür. Şaquli parçalanmada olduğu kimi, landşaft daxilində nisbi hündürlüyün dəyişməsi ortameyillik göstəriciləri ilə uyğun dəyişmiş, izoxətlərin uzanma istiqamətləri isə əsas landşaft vahidlərinin inkişaf arealları ilə üst-üstə düşmüşdür.

Relyef qurşaqlarından asılı olaraq inzibati rayonun özünəməxsus şəraiti vardır. Burada relyefin intensiv parçalanması, dərələr, yamacların dikliyi və s. ərazinin meyillik amilinə təsir göstərmişdir. Ərazi daxilində izoxətlərin sıxlığına və paylanma xüsusiyyətlərinə görə Dübrar-Altıağac-Bəybəyim-Kəmiçi daha sıx, Giləzi-Şurabad-Yaşma-Böyük Siyaku daha seyrək kimi qiymətləndirilə bilər.

Dağlıq ərazilərin relyefi və geoloji quruluşu yüksəkliyə və ətraflara doğru dəyişir. Bu da dağlarda fiziki-coğrafi diferensiasiyanı əmələ gətirir. Xızı inzibati rayonunda relyef formaları ilə əlaqədar olaraq yamacların baxarlılığı landşaftların formalaşmasında mühüm rol oynayır. Bu baxımdan, inzibati rayon landşaftlarının həssaslıq dərəcəsinə görə qiymətləndirilməsi aparılarkən ərazinin baxarlılıq göstəricilərinin təyini də nəzərə alınmalıdır. Çünki relyef yamaclarının baxarlılığı torpaqların istilik və ərazidə su rejiminin formalaşmasına təsir göstərir, bitki örtüyü isə rütubətlənmə dərəcəsindən asılı olaraq fərqlənir. Bunun da, hava axınları ilə əlaqədar olaraq, torpaq örtüyünə böyük təsiri vardır (Məmmədov, 2007).

Cənub yamacların baxarlığı landşaftların xüsusiyyətlərindən asılı olaraq müxtəlif təsərrüfat sahələrinin fəaliyyəti ilə əlaqədar ərazini yüksək qorunma dərəcəsi kimi qiymətləndirməyə əsas verir. Tədqiqat apardığımız ərazinin baxarlılığı hesablandıqda müəyyən edilmişdir ki, ən böyük göstəricilər şimal, şimal-şərq və cənubda qeydə alınmışdır. Bu sahələr 838 km^2 olmaqla, ümumi ərazinin böyük bir hissəsini, yəni 50,2%-ni təşkil edir.

İnzibati rayonu daxilində hündürlük qurşaqlarının sahəsi hesablanan zaman müəyyən edilmişdir ki, yaşayış məntəqələrinin çox hissəsi (48,3%) 700-1500 m yüksəkliklərdə formalaşmışdır. Bu ərazilərdə hər km^2-ə düşən əhalinin sıxlıq göstəriciləri 700-

1000 m yüksəklikdə 7 nəfər, 1000-1500 m yüksəklikdə isə 5 nəfərdir. Məskunlaşma baxımından daha perspektivli hesab olunan 200 m-ə qədər olan ərazilərdə 6 yaşayış məntəqəsi qeydə alınmışdır ki, onlarda da inzibati rayonda olan ümumi əhalinin 50%-i yaşayır. Burada hər km^2-ə 22 nəfər əhali düşür. Lakin 100-200 m yüksəklik arasında cəmi bir – Yaşma kəndi qeydə alınmışdır ki, orada da hər km^2-ə cəmi 2 nəfər əhali düşür.

200-300 m yüksəklikdə də bir yaşayış məntəqəsi qeydə alınmışdır. Sitalçay qəsəbəsində 2087 nəfər əhali yaşayır ki, bu da əhali sıxlığı baxımından hər km^2-ə 15 nəfər deməkdir. 300-700 m yüksəklikdə isə 2333 nəfər əhalinin yaşamasına baxmayaraq, bu ərazilərdə sıxlıq hər km^2-ə cəmi 3-4 nəfərdir. 1500 m yüksəklikdə isə yaşayış məntəqəsi yoxdur.

Hazırda insanların təsiri olmayan təbii komplekslərə rast gəlmək çətindir. Bu baxımdan landşaft komplekslərini fərqləndirərkən antropogen amillərin təsir dərəcəsini nəzərə almaq lazımdır.

Apardığımız araşdırmalar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, təbii landşaftlara antropogen təsirlər əsas etibarilə əhalinin daha sıx məskunlaşdığı ərazilərdə və təsərrüfat sahələrində müşahidə olunur. Xızı inzibati rayonunda antropogen transformasiyaya məruz qalan landşaftlar ərazinin şərq hissəsində daha çox müşahidə edilir. İnzibati rayonun Xəzər dənizi ilə sərhədlənən düzənlik hissəsində landşaftların struktur-ərazi diferensiasiyasına və təbii proseslərin gedişinə antropogen amillər təsir göstərir. Bu da təbii-ərazi komponentlərinin ekoloji vəziyyətinin əsaslı şəkildə dəyişməsinə səbəb olur.

Antropogen yüklənmənin daha yüksək olduğu yaşayış məntəqələrindən sonra kənd təsərrüfatı təyinatlı sahələrdə suvarılan torpaqları misal göstərmək olar (Казаков, 2004). Suvarılan ərazilər qiymətli əkin sahələri olub, onlarda humusun miqdarı 1,5-4,5% arasında dəyişir. Bu da kənd təsərrüfatında məhsuldarlığın daha yüksək olmasına səbəb olur. Lakin burada müşahidə edilən antropogen təsirlər eroziya proseslərinin intensivləşməsinə gətirib çıxarır. Suvarılan ərazilərdə torpaqların keyfiyyətini yaxşılaşdırmaq məqsədilə şoran torpaqların duzlardan yuyulması, onlara mineral gübrələrin verilməsi, eroziyaya qarşı mübarizə tədbirlərinin aparılması tələb olunur (Süleymanov, 2005). Tədqiqat apardığımız Xızı inzibati rayonu ərazisində Samur-Abşeron və Taxtakörpü-Ceyranbatan su kanalları vasitəsilə suvarılan ərazilərdə şoran torpaq sahələri o qədərdə nəzərə çarpmadığı üçün onlara qarşı mübarizə tədbirləri də intensiv xarakter almamışdır.

Son illər dağlıq ərazilərin estetik cəlbediciliyi ilə əlaqədar burada turizm obyektlərinin inşası landşaftlara antropogen və texnogen təsirlərin dinamik olaraq artması prosesi baş verir ki, bu da dağlarda ekoloji-antropogenləşmə tendensiyasına güclü təsir göstərir (İbrahimov, 2015). Bu baxımdan landşaftların qiymətləndirilməsi aparıldıqda, ilk öncə, təbii komponentlərin əhəmiyyəti və həssaslığı üçün kriteriyalar işlənilib hazırlanmalıdır. Bu zaman məqsədli sahə funksiyalarını reallaşdırmaq üçün ayrı-ayrı təbii komponentlərin əhəmiyyəti və həssaslığına görə ərazi zonalara ayrılmalı, inventarlaşdırma aparılmalı, qiymətləndirmə verildikdə isə təbiətdən istifadə, təbii ehtiyatların hasilatı, ərazinin təsərrüfat baxımından mənimsənilməsi, infrastruktur sahələrinin tikintisi və istismarı, həmçinin təbiətin mühafizəsi məsələləri öz əksini tapmalıdır.

Landşaft planlaşdırılmasının köməyi ilə landşaftların həssaslıq dərəcəsi müəyyən edildikdən sonra torpaqlardan istifadə məqsədilə tövsiyələrin hazırlanması əsas prioritet istiqamətlərdən biri hesab olunur.

Xızı inzibati rayonunda yüksəklik qurşaqları üzrə yaşayış məntəqələrinin və əhalinin sayı, hər 1 km^2-ə düşən əhalinin sıxlığı

Hipsometrik yüksəklik, m-lə	Sahəsi, km^2	Yaşayış məntəqələrinin sayı, ədəd	Əhalinin sayı, nəfər	Hər 1 km^2-a düşən əhalinin sıxlığı
-27-0	158	2	2141	14
0-100	72	3	5226	72
100-200	101	1	229	2
200-300	136	1	2087	15
300-500	333	4	1101	3
500-700	266	4	1232	4
700-1000	266	7	1854	7
1000-1500	275	7	1305	5
1500-dən yuxarı	63	0	0	0

Qeyd: Azərbaycan Respublikası əhalisinin siyahıyaalınması, 2009-cu il, XIX cild və şəxsi hesablamalar.

Xızı inzibati rayonunda landşaftların qiymətləndirilməsi aparılan zaman ərazidə landşaftların həssaslıq dərəcəsi müəyyən edilmiş və inzibati rayon daxilində landşaftların həssaslıq dərəcəsi 5 hissəyə bölünmüşdür (3-cü şəkil):

– dayanıqlı – təbiətdən intensiv istifadə. Bu zaman ekzogen proseslər az aktiv olur, ərazinin ekosistemləri qorunub saxlanılır;

– nisbətən dayanıqlı – ekzogen proseslərin intensivliyi az olur. Ərazidə torpaqların istifadəsi daha əlverişlidir;

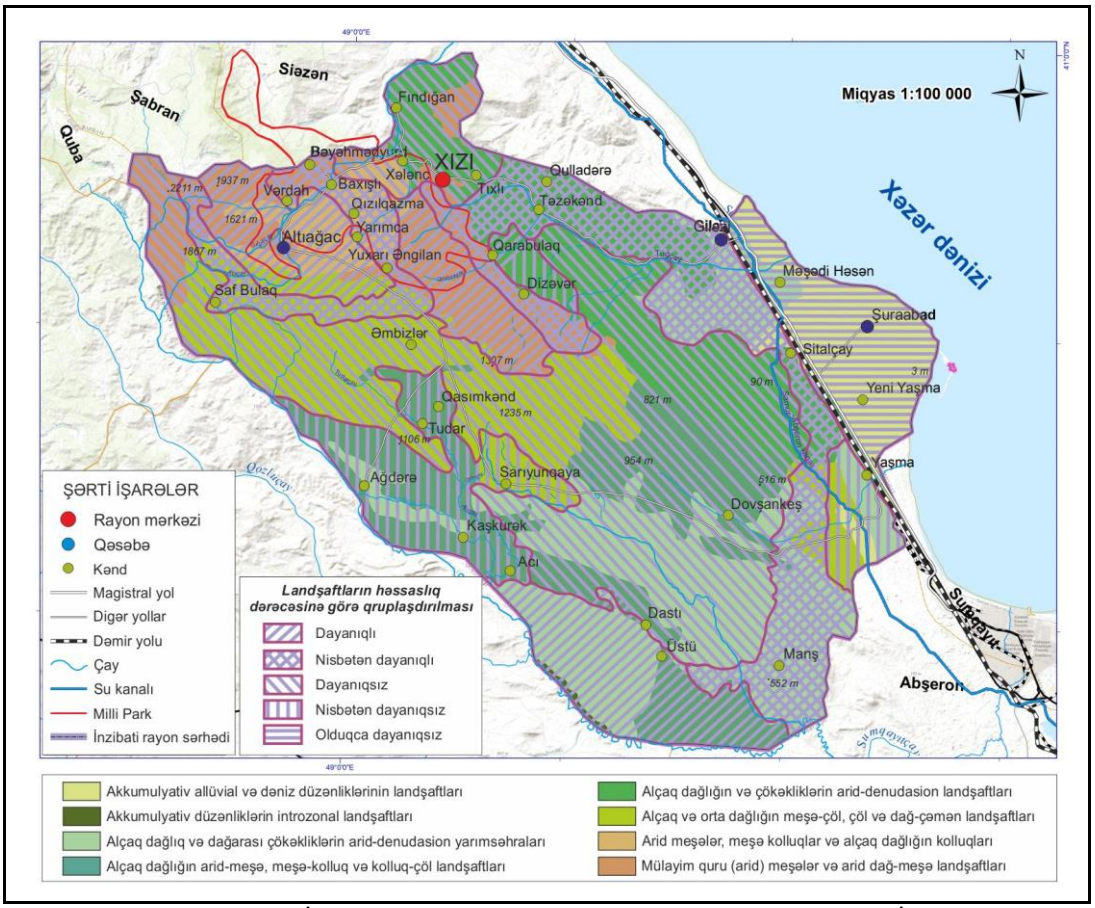
– nisbətən dayanıqsız – riskli sahələr. Ekstensiv istifadə zamanı ekzogen proseslərin mənfi təsirindən qorunmalıdır;

– dayanıqsız – təhlükəli sahələr. Bu sahələrdən istifadə landşaftın deqradasiyasına səbəb ola bilər;

– olduqca dayanıqsız – daha təhlükəli sahələr. Bu sahələrdən istifadə məqsədəuyğun deyil və burada baş verən ekzogen relyefəmələgətirən proseslərin təbii-dağıdıcı təsiri insanların təsərrüfat fəaliyyətini, həmçinin onların həyatını təhlükə altında qoyur.

Landşaftların həssaslıq dərəcəsinə görə qiymətləndirilməsi aparılan zaman yuxarıda qeyd olunan bütün komponentlər landşaft planlaşdırılmasının köməkliyi ilə qruplaşdırılmış və landşaftlardan istifadə dərəcəsi müəyyən edilmişdir. Aparılan hesablama işləri nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, Xəzər dənizinin sahil əraziləri, əsasən, Giləzi qəsəbəsi və Yeni Yaşma kəndinin ətraf əraziləri olduqca dayanıqsız, Xızı şəhəri, Altıağac qəsəbəsi, Fındığan, Xələc, Baxışlı, Əmbizlər, Qasımkənd və s. kəndlər dayanıqsız sahələrə aid edilmişdir. Yaşma qəsəbəsi, Qarabulaq, Dizəvar, Ağdərə və s. kəndlər nisbətən dayanıqsız hesab olunmuşdur. Dayanıqlı və nisbətən dayanıqlı ərazilərə isə Altıağac Milli Parkının bir hissəsi, Alabaşlı silsiləsi daxil edilmişdir.

Hər bir ərazinin konkret sahələrinə xas ekoloji və sosial-iqtisadi problemlərin diferensiallaşdırılmasına və onların hər birində, əsasən, torpaqlardan istifadənin optimallaşdırılması üzrə istiqamətlər nəzərdə tutulmalıdır (Qəribov, 2012). Onlar təsərrüfat fəaliyyətinin müxtəlif növləri: ekoloji təhlükəsiz texnologiyaların istifadəsi ilə kənd təsərrüfatının müasir formaları, yaşayış məntəqələrinin genişlənməsi və inkişafı, sənaye məhsullarının istehsalı, sosial və istehsal infrastrukturunun yaradılması, turizm-rekreasiya resurslarından istifadə və s. üçün nəzərdə tutulur.



Qeyd: Esri, HERE, Delopme, İntermap, GeoBase, OpenStreetMap contributors and the GİS User Company, ArcCİS proqramı ilə aparılan hesablamalar.

3-cü şəkil. Xızı inzibati rayonunda landşaftların həssaslıq dərəcəsinə görə qruplaşdırılması xəritəsi

Müasir dövrdə təbiəti mühafizənin ən mühüm məsələrindən biri də təbii landşaftların antropogen təsirlərlə dəyişilmə xüsusiyyətlərinin müəyyən edilməsi və bu təsirlərin normallaşdırılmasıdır (Qəribov, 2011). Xüsusilə son illər respublikamızın landşaftlarına vurulan böyük zərərlər bu problemin aktuallığını daha da artırmışdır (Azərbaycan Respublikasının konstruktiv coğrafiyası, 2000). Xızı inzibati rayonunda landşaftların həssaslıq dərəcəsinin qiymətləndirilməsi aparılan zaman regionun mənimsənilmə dərəcəsi və təsərrüfat strukturunda baş verən dəyişikliklər tarixi-coğrafi baxımdan təhlil olunmuş, onların antropogen təsirlərə olan reaksiyası öyrənilmiş və nəticə etibarilə landşaftın dayanıqlıq dərəcəsi müəyyənləşdirilmişdir. Bu, ərazinin təbii şəraiti və təbii komponentlərinin müasir vəziyyətinin həssaslığı ilə müəyyən edilmişdir. Həssaslıq ekoloji tarazlığın və davamlı sosial-iqtisadi inkişafın bərabər prioritetləri şəraitində ərazidə landşaftlardan məqsədyönlü istifadəsini, insanların təsərrüfat fəaliyyəti nəticəsində ekosistemlərin vəziyyətini, ərazidən istifadənin əsas istiqamətlərini və s. əks etdirir.

Nəticələr:

- tədqiqat ərazisi ilk dəfə irimiqyaslı (1:100000) landşaft xəritəsi əsasında CİS-in köməkliyi ilə ArcGİS proqramında təhlil edilmiş, təbii və antropogen amillər inventarlaşdırılmış və onların qiymətləndirilməsi aparılmışdır;
- ərazinin iri landşaft vahidləri ilə səthin şaquli parçalanması, üfüqi parçalanması, yamacların ortameyilliyi və baxarlılığının sahələri hesablanmış, landşaftlar həssaslıq dərəcəsinə görə rayonlaşdırılmışdır;
- Xızı inzibati rayonunun landşaft planlaşdırılmasının coğrafi informasiya bazası yaradılmış, ərazinin mövcud imkanları və perspektiv inkişaf istiqamətləri müəyyən edilmişdir.

ƏDƏBİYYAT

Azərbaycan Respublikası əhalisinin siyahıyaalınması. 2009-cu il. XIX cild, Bakı, 2011, 820 s.

Azərbaycan Respublikasının konstruktiv coğrafiyası. (Budağov B.Ə. redaktəsi altında). 3 cilddə, III cild, Avropa. Bakı, 2003, 256 s.

Ibrahimov T.O. Landşaft tədqiqatları və onların ekoloji problemləri. Elm. Bakı, 2015, 384 s.

Qəribov Y.Ə. Azərbaycan Respublikasının müasir landşaftlarının antropogen transformasiyası. Mars Print. Bakı, 2011, 299 s.

Qəribov Y.Ə. Azərbaycan Respublikası təbii landşaftlarının optimallaşdırılması. AzTU mətbəəsi. Bakı, 2012, 216 s.

Məmmədov Q.Ş. Torpaqşünaslıq və torpaq coğrafiyasının əsasları. Elm. Bakı, 2007, 660 s.

Məmmədov R.M. Azərbaycanda landşaft planlaşdırılması (ilk təcrübə və tətbiq). Bakı, 2009, 142 s.

Namazova S.N. Xızı inzibati rayonunun davamlı inkişafı və landşaft planlaşdırılmasının qiymətləndirilməsi. Pedaqoji Universitet Xəbərləri, təbiət elmləri bölməsi, № 4, 2014, s. 70-72.

Süleymanov M.Ə. Azərbaycanın təbii və antropogen landşaftlarının coğrafi qanunauyğunluqları. Əbilov, Zeynalov və oğulları. Bakı, 2005, 248 s.

Ализаде Э.К., Тарихазер С.А. Экзоморфодинамика рельефа гор и ее оценка. Victory. Баку, 2016, 236 с.

Будагов Б.А. Современные естественные ландшафты Азербайджанской ССР. Элм. Баку, 1988, 135 с.

Казаков Л.К. Ландшафтоведение (природные и антропогенные ландшафты). МНЭПУ. Москва, 2004, 264 с.

Миллер Г.П. Ландшафтные исследования горных и предгорных территорий. Вища школа. Львов, 1974, 202 с.

REFERENCES

Alizade E.K., Tarikhazer S.A. Exomorphodynamics of mountain relief and its estimation. Victory. Baku, 2016, 236 p. (in Russian).

Budagov B.A. Modern natural landscapes of the Azerbaijan SSR. Elm. Baku, 1988, 135 p. (in Russian).

Census of the population of the Republic of Azerbaijan, 2009. Vol. 19. Baku, 2011, 820 p. (in Azerbaijani).

Constructive geography of the Republic of Azerbaijan (edited by B.A.Budagov). In three volumes. Vol. 3. Avropa. Baku, 2003, 256 p. (in Azerbaijani).

Garibov Y.A. Anthropogenic transformation of modern landscapes in Azerbaijan Republic. Mars print. Baku, 2011, 299 p. (in Azerbaijani).

Garibov Y.A. Optimization of natural landscapes in Azerbaijan Republic. Printing house of ATU. Baku, 2012, 216 p. (in Azerbaijani).

Ibrahimov T.O. Landscape studies and their ecological problems. Elm. Baku, 2015, 384 p. (in Azerbaijani).

Kazakov L.K. Landscape science (natural and anthropogenic landscapes). Academy MNEPU. Moscow, 2004, 264 p. (in Russian).

Mammadov G.Sh. Fundamentals of soil science and soil geography. Elm. Baku, 2007, 660 p. (in Azerbaijani).

Mammadov R.M. Landscape planning in Azerbaijan (first experience and application). Baku, 2009, 142 p. (in Azerbaijani).

Miller G.P. Landscape studies of the mountain and foothill areas. Vishcha shkola. Lviv, 1974, 202 p. (in Russian).

Namazova S.N. Assessment of sustainable development and landscape planning of Khyzi administrative district. Proceedings of Pedagogical University, series of natural sciences, № 4, 2014, pp. 70-72 (in Azerbaijani).

Suleymanov M.A. Geographical laws of natural and anthropogenic landscapes of Azerbaijan. Abilov, Zeynalov ve ogullari. Baku, 2005, 248 p. (in Azerbaijani)

XIZI İNZİBATI RAYONU ƏRAZİSİ LANDŞAFTLARININ HƏSSASLIQ DƏRƏCƏSİNƏ GÖRƏ QİYMƏTLƏNDİRİLMƏSİ (BÖYÜK QAFQAZIN CƏNUB-ŞƏRQ HİSSƏSİ)

İmrani Z.T., Yusifova S.N.
Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı şəh., H.Cavid prospekti, 115

Xülasə. Landşaft planlaşdırılması ərazidə təbiəti mühafizə və insanların təsərrüfat fəaliyyəti ilə bağlı bütün subyektləri cəlb edir, təbiətdən səmərəli istifadə edənlərin diqqətini çəkir, müvafiq problemlərin həlli üçün tədbirlər planının hazırlanmasında yardımçı rolunu oynayır. Bu amillər nəzərə alınmaqla, Xızı inzibati rayonunda landşaft planlaşdırılmasının köməkliyi ilə ərazinin şaquli və üfüqi parçalanma dərəcəsi, yamacların meyilliyi və baxarlılığı öyrənilməklə landşaftların həssaslıq dərəcəsinin qiymətləndirilməsi aparılmışdır. Ərazidə landşaftların həssaslıq dərəcəsi beş hissəyə – dayanıqlı, nisbətən dayanıqlı, nisbətən dayanıqsız, dayanıqsız və olduqca dayanıqsız – bölünmüşdür. Sonda təbiətdən istifadə və ərazinin davamlı inkişafı yolları qeyd edilməklə daha zəruri hesab edilən elmi-praktiki nəticələr verilmişdir.

Açar sözləri: *Xızı inzibati rayonu, landşaftlar, planlaşdırma, əhali, Altıağac Milli parkı*

ОЦЕНКА ЛАНДШАФТОВ ТЕРРИТОРИИ ХЫЗЫНСКОГО АДМИНИСТРАТИВНОГО РАЙОНА ПО СТЕПЕНИ ИХ УЯЗВИМОСТИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Имрани З.Т., Юсифова С.Н.
Институт географии имени акад. Г.А.Алиева, НАН Азербайджана
AZ1143, г.Баку, просп. Г.Джавида 115: zaur_imraniat@mail.ru

Резюме. С помощью ландшафтного планирования в Хызынском административном районе проведена оценка степени вертикальной и горизонтальной расчлененности территории, а также посредством изучения наклонности и экспозиции – степени уязвимости ландшафтов. Рассчитана площадь высотных поясов в пределах административного района. На основе определения количества населенных пунктов показана плотность населения в расчете на 1 км^2. При проведении оценки ландшафтов с учетом этих показателей разработаны критерии значимости и чувствительности природных компонентов. Так, выделено пять степеней уязвимости ландшафтов территории: устойчивая, относительно устойчивая, относительно неустойчивая, неустойчивая и крайне неустойчивая.

В результате проведенных расчетов выявлено, что прибрежные районы Каспийского моря, в основном поселок Гилязи и прилегающие участки села Ени Яшма, город Хызы, поселок Алтыагадж, села Финиган, Халадж, Бахышлы, Амбизляр, Гасымкенд и др. относятся к неустойчивым участкам. Поселок Яшма, села Гарабулаг, Дизавар, Агдере и др. населенные пункты определены как относительно неустойчивые. К устойчивым и относительно устойчивым территориям были отнесены часть Алтыагаджского Национального Парка и хребет Алабашлы.

Определены направления дальнейшего природопользования и устойчивого развития территории, и сделаны важные научные и практические заключения.

Ключевые слова: *Хызынский административный район, ландшафты, ландшафтное планирование, население, Алтыагачский Национальный парк*

ANAS Transactions Earth Sciences 2 / 2018

Geography

http://www.journalesgia.com

МОРФОМЕТРИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭКОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМОРФОСИСТЕМ МЕЖДУРЕЧЬЯ ПИРСААТА И ЧИГИЛЬЧАЯ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Мехбалиев М.М.
Бакинский государственный университет
AZ1148, г.Баку, ул. З.Халилова, 23: mehbaliyevmehman@gmail.com

MORPHOMETRIC ASSESSMENT OF THE ECO-GEOMORPHOLOGICAL TENSION OF THE GEOMORPHOSYSTEMS OF THE AREA BETWEEN PIRSAAT AND CHIGILCHAY RIVERS (SOUTHEASTERN PART OF THE GREATER CAUCASUS)

Mekhbaliyev M.M.
Baku State University,
Z.Khalilov Str., 23, Baku, Azerbaijan, AZ1143: mehbaliyevmehman@gmail.com

Keywords: *morphometry, eco-gemorphology, relief, steepness, slope tension*

Summary. The objective of the study is to evaluate the morphometric assessment of the eco-geomorphological tension of the geomorphosystems of the area between Pirsaat and Chigilchay rivers (southeastern of Greater Caucasus in Azerbaijan). The studied area consists of four river basins with the area of slightly over 2392 km^2, having mountainous relief features. The study was carried out on a topographic map plotted on the scale of 1:100000. On the basis of cartometric and morphometric studies on the map, the slope distribution properties with different eco-geomorphological tensions were researched in each river basin. The slope classification based on the eco-geomorphological tension features was developed with the following grades: very weak, weak, medium, high and very high. It was determined that there is a vertical zoning in the slope distribution with different eco-geomorphological tensions. The studies and analysis demonstrate that the areas with moderate eco-geomorphological tension are widespread with 42.13% coverage.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

Введение. Принятая правительством «Программа регионального развития Азербайджанской Республики» (2005) открывает новые возможности для интенсивного освоения горных районов, что требует детальных морфометрических исследований экогеоморфологической напряженности склонов. Начиная со второй половины XX века в геоморфологии начало развиваться новое направление – экологическая геоморфология, объектом исследования которой является влияние рельефа на хозяйственную деятельность человека, и наоборот. Хозяйственная деятельность человека меняет геоморфосистему в целом, особенно ее морфометрические показатели, а сама геоморфосистема оказывает влияние почти на всю хозяйственную деятельность человека. Исследование экогеоморфологической напряженности склонов имеет очень большое значение в обеспечении устойчивого развития горных регионов. Несмотря на то что экологическая геоморфология сравнительно молода, в этой области проделано довольно много работы.

Значительный вклад в развитие экологической геоморфологии внесли и азербайджанские - ученые-геоморфологи. Наиболее ценные работы принадлежат Б.А.Будагову (1999), Г.А.Халилову (2002), Э.К.Ализаде (2003), Р.Я.Кулиеву (2006, 2007), Х.К.Танрывердиеву, А.С.Сафарову (2006), С.Г.Мамедову (2007) и др.

Постановка проблемы. Ухудшение первичного состояния склонов (подрезка, регулярный выпас скота, оползни, обвалы и т.д.) требует их детальных морфометрических исследований, проведение морфометрических мониторингов, составление соответствующих карт. Хорошим примером таких карт является эко-геоморфологическая карта, которая служит источником информации об экологическом состо-

янии геоморфосистем и может использоваться в целях их охраны.

Экогеоморфологическое картографирование зародилось и развивается в составе геоэкологии, занимая ведущее место, что объясняется в свою очередь ведущей ролью рельефа в географическом комплексе.

Почти вся хозяйственная деятельность человека тесно связана с геоморфосистемами земной поверхности. В условиях рыночной экономики в нашей республике наряду с равнинными интенсивно осваиваются и горные районы, в результате чего первичное состояние геоморфосистем видоизменяется. Они теряют инженерные, эстетические, сельскохозяйственные и другие свойства (Любимов, 2005; Лихачева и др., 2003; Жидков, Лихачева, 2002). Поэтому назрела необходимость рационального использования и охраны геоморфосистем, что требует исследования их экологического состояния. Такими исследованиями занимается сравнительно новое направление прикладной геоморфологии – экологическая геоморфология.

Необходимо подчеркнуть, что научно необоснованное использование горных геоморфосистем (подрезка склонов, неправильная прокладка подземных труб и др.) приводит к образованию отрицательных антропогенных экзодинамических процессов.

Методы исследований. Необходимо подчеркнуть, что наряду с вышеуказанными факторами на экологическую напряженность склонов влияют морфометрические показатели. Поэтому для исследования экогеоморфологической напряженности нами применен морфометрический метод исследования. Морфометрические показатели обуславливают разнообразие экологического состояния горных геоморфосистем. Среди них наиболее важную роль играют гипсометрия, уклон поверхности, густота и глубина расчленения, экспозиция склонов.

По степени нагреваемости обычно выделяют северную и южную экспозиции. Восточная и западная экспозиции занимают промежуточное положение. Их влияние на экогеоморфологическую обстановку не так ощутимо. В условиях аридного климата (Гобустан-Абшеронский физико-географический район) склоны южной экспозиции характеризуются большей напряженностью экогеоморфологической ситуации.

Географическая широта, абсолютная высота (гипсометрия), углы наклона, экспозиция склонов характеризуют теплообеспеченность склонов, что в свою очередь влияет на экогеоморфологическую напряженность.

Объект исследований. Морфометрический анализ и оценка экогеоморфологической напряженности склонов рассмотрены на примере междуречья Пирсаата и Чигильчая (где расположены бассейны рр. Пирсаат, Гозлучай, Чигильчай и Джейранкечмез) с общей площадью 2393,33 кв.км с той целью, чтобы на основе морфометрических исследований и картосхемы экогеоморфологической напряженности склонов выявить районы различной экогеоморфологической напряженности и высотной зональности. Эта территория выбрана не случайно. Здесь лесной покров развит очень слабо, что существенно препятствует возникновению экогеоморфологической напряженности склонов.

Исследование проведено на основе топографической карты масштаба 1:100 000.

Исследование, его результаты и их обсуждение. На исследуемой территории имеется 425 склонов. Для исследования высотной зональности экогеоморфологической напряженности склонов на карте на них перенесены границы высотных зон, т.е. горизонтали со значениями 200, 500, 1000 и 2000 м и определены площади этих зон.

Оценка экогеоморфологической напряженности склонов проводилась по пятибалльной шкале, где наибольшие баллы присвоены значительным показателям углов наклона, густоты и глубины расчленения, а наименьшие – благоприятным экспозициям склонов.

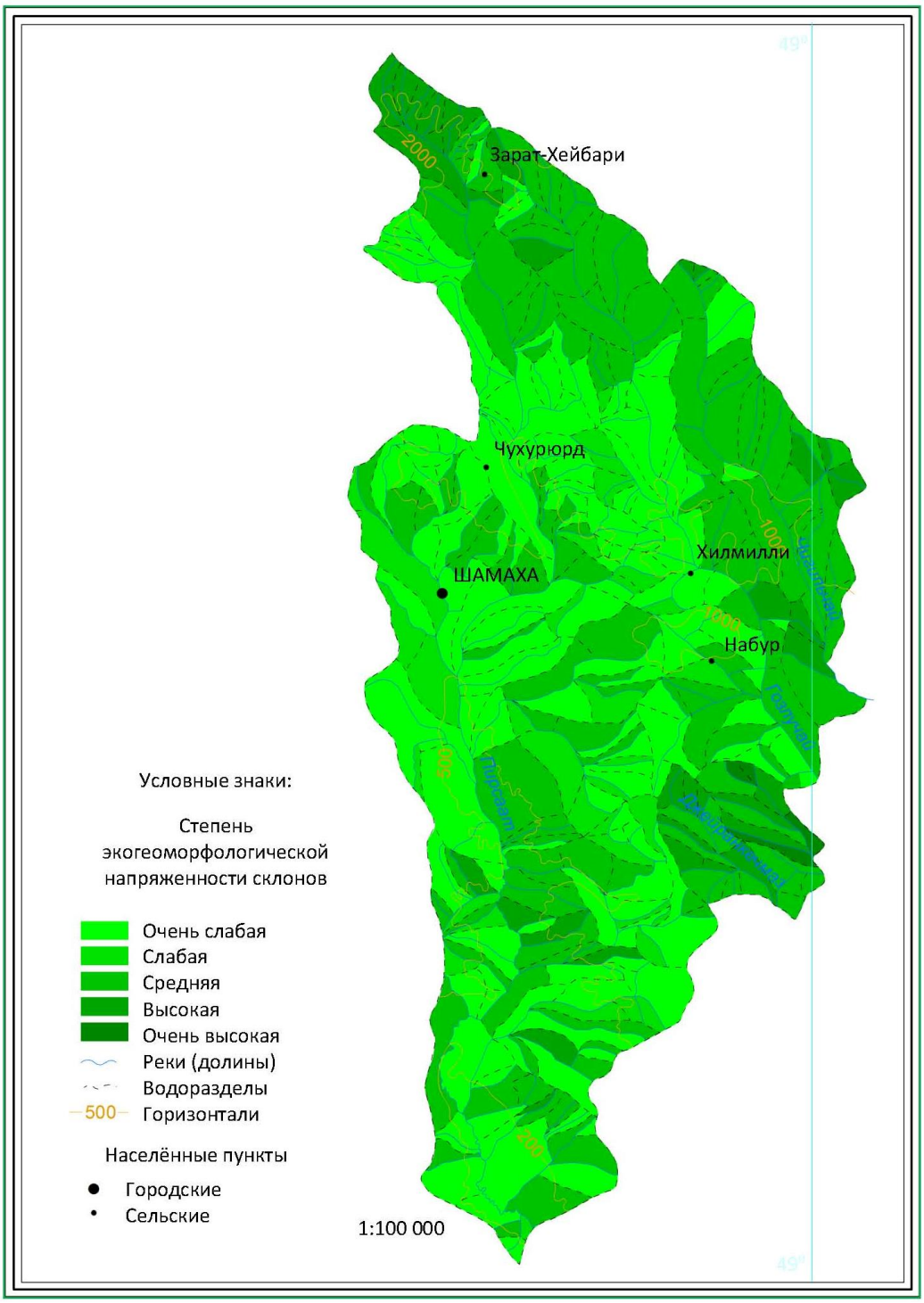
Влияние экспозиции на экогеоморфологическую напряженность склонов носит довольно сложный характер в зависимости от абсолютной высоты склонов. До среднегорной зоны (низменная, предгорная, низкогорная) южная экспозиция склонов усиливает их экогеоморфологическую напряженность, поэтому ей присвоено 5 баллов, соответственно северной – 1, восточной и западной – 3, юго-восточной и юго-западной – 4, северо-западной и северо-восточной – 2 балла. В высокогорье – наоборот, южной экспозиции присвоен 1 балл, северной – 5 баллов, западной и восточной – 3 балла, северо-восточной и северо-западной – 4 балла, юго-восточной и юго-западной – 2 балла. В среднегорной зоне почти все экспозиции в одинаковой степени влияют на экогеоморфологическую напряженность склонов. Поэтому им присвоен одинаковый средний балл – 2,5.

С увеличением высоты местности и гипсометрических градиентов увеличиваются крутизна и глубина расчленения, им присваиваются значительные (4,5-балльные) величины. А густота горизонтального расчленения носит сложный характер. Склоны с различной густотой горизонтальной расчленённости наблюдаются почти повсюду.

До среднегорья все морфометрические показатели склонов в основном представлены незначительными (1,2-балльными) величинами, а экс-

позиция, наоборот. В остальных высотных зонах наблюдается обратная картина, так при аридно-денудационных условиях на склонах южной экспозиции экогеоморфологическая напряженность усиливается, а в высокогорной зоне – наоборот.

Показатели сумм баллов экогеоморфологической напряженности склонов меняются в больших пределах – от 4 до 18 единиц из 20 возможных, что подтверждает довольно разнообразную экогеоморфологическую напряженность склонов с различными морфометрическими показателями. Они классифицированы следующим образом: 1 балл (очень слабая), 2 балла (слабая), 3 балла (средняя), 4 балла (высокая), 5 баллов (очень высокая экогеоморфологическая напряженность). На основе вышеуказанных работ составлена карта-схема экогеоморфологической напряженности склонов междуречья Пирсаата и Чигильчая способом картограммы в масштабе 1:100 000 (рис.1).



Карта-схема экогеоморфологической напряженности склонов междуречья Пирсаата и Чигильчая

На карте подсчитано количество склонов, измерена их площадь и вычислены средняя площадь и густота склонов с различной экогеоморфологической напряженностью, составлены таблицы 1, 2, на этой основе построены гистограммы. Работы выполнены с применением компьютерной программы Arc CIS10.2.1 компании ESRI.

В бассейне р. Джейранкечмез, в целом расположенном в низкогорной зоне (500-100 м), высотная зональность отсутствует, климат аридный, широко распространены аридно-денудационные геоморфосистемы. Поэтому по количеству 17 (54,84%) и площади 64,49 кв.км (53,84%) преобладают склоны средней экогеоморфологической напряженности. Густота этих склонов составляет 0,14. Далее следуют склоны высокой и очень высокой экогеоморфологической напряженности. Склоны с очень слабой и слабой экогеоморфологической напряженностью отсутствуют.

Таблица 1

Статистическое распределение количества и густоты склонов в междуречье Пирсаат и Чигильчай

№ № п. п.	Название речных бассейнов	Балльная величина экогеоморфологической напряженности склонов					Итого
		1	2	3	4	5	
		Количество (абс/проц.) и густота склонов					
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Пирсаат	29 10,98 (0,02)*	132 50,00 (0,09)	82 31,06 (0,05)	21 7,96 (0,01)		264 100,00 (0,17)
2	Гозлучай	8 8,79 (0,02)	38 41,76 (0,08)	41 45,05 (0,08)	4 4,40 (0,01)	–	91 100,00 (0,18)
3	Чигильчай	–	3 7,69 (0,01)	27 69,23 (0,11)	9 23,08 (0,04)	–	39 100,00 (0,15)
4	Джейранкечмез	–	–	17 54,84 (0,14)	10 32,26 (0,08)	4 12,90 (0,03)	31 100,00 (0,26)
Итого		37 8,71 (0,02)	173 40,71 (0,07)	167 39,29 (0,07)	44 10,35 (0,02)	4 0,94 (0,002)	425 100,00 (0,18)

(0,02)* – густота склонов

Таблица 2

Статистическое распределение площадей склонов в междуречье Пирсаат и Чигильчай

№ № п.	Название речных бассейнов	Балльная величина экогеоморфологической напряженности склонов					Итого
		1	2	3	4	5	
		Площади склонов (абс/проц.) и средняя площадь склонов					
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Пирсаат	171,87 11,33 (5,93)*	773,68 51,00 (5,86)	480,83 31,69 (5,86)	90,72 5,98 (4,32)	–	1517,10 100,00 (5,75)
2	Гозлучай	31,34 6,27 (3,92)	190,48 38,09 (5,01)	254,51 50,89 (6,21)	23,81 4,75 (5,95)	–	500,14 100,00 (5,50)
3	Чигильчай	–	18,63 7,27 (6,21)	200,48 81,34 (7,72)	29,20 11,39 (3,24)	–	256,31 100,00 (6,57)
4	Джейранкечмез	–	–	64,49 53,84 (3,79)	42,19 35,22 (4,22)	13,10 10,94 (3,27)	119,78 100,00 (3,86)
Итого		203,21 8,49 (5,49)	982,79 41,06 (5,68)	1008,31 42,13 (6,04)	185,92 7,77 (4,23)	13,10 0,55 (3,28)	2393,33 100,00 (5,63)

(5,93)* – средняя площадь склонов

В бассейне р.Чигильчай высокогорная, низменная и предгорная зоны отсутствуют. В остальных высотных зонах также отсутствуют склоны очень слабой и очень высокой экогеоморфологической напряженности. По количеству 27 (69,23%) и площади 208,48 кв.км (81,34%) преобладают склоны средней экогеоморфологической напряженности. Они расположены в основном в среднегорной зоне.

В бассейне р. Гозлучай имеются все высотные зоны (кроме низменной и предгорной), в которых отсутствуют склоны высокой экогеоморфологической напряженности. До среднегорной зоны преобладают склоны со слабой экогеоморфологической напряженностью, а в среднегорной и высокогорной зонах – склоны средней экогеоморфологической напряженности. По количеству 41 (45,05%), площади 254,51 кв.км (50,89%) и густоте (0,08) преобладают склоны средней экогеоморфологической напряженности.

Бассейн р.Пирсаат занимает 63,39% от общей площади исследуемой территории. Здесь имеются все высотные зоны. Основная часть бассейна расположена до среднегорной зоны. Кроме высокогорной зоны, во всех высотных зонах по количеству и площади преобладают склоны слабой экогеоморфологической напряженности В высокогорной зоне преобладают склоны высокой экологической напряженности, но отсутствуют склоны слабой и очень высокой экогеоморфологической напряженности. В бассейне по количеству 132 (50%) и площади 773,68 кв.км (51%) преобладают склоны слабой экогеоморфологической напряженности. Далее следуют склоны средней, очень слабой и высокой экогеоморфологической напряженности.

На исследуемой территории в целом до среднегорной зоны по количеству и площади преобладают склоны слабой экогеоморфологической, в среднегорной зоне – средней экогеоморфологической напряженности.

В высокогорной зоне преобладают склоны высокой экогеоморфологической напряженности. В отличие от других высотных зон здесь склоны с очень слабой и очень высокой экогеоморфологической напряженностью отсутствуют. С увеличением экогеоморфологической напряженности количество, площадь и густота склонов сначала увеличиваются, а затем уменьшаются.

Наличие и отсутствие тех или иных видов склонов различной экогеоморфологической напряженности связано с величиной морфометрических показателей, которая является результатом неравномерной интенсивности эндогенных и экзогенных процессов.

Практическое значение исследований. Выполненная работа очень полезна для рационального использования и охраны рельефа, рационального размещения промышленных, сельскохозяйственных, рекреационно-туристических объектов, их инфраструктуры.

Выводы

Для междуречья Пирсаата и Чигильчая характерно, что:

1) кроме бассейна реки Джейранкечмез, во всех других речных бассейнах наблюдается соответствие высотной зональности экогеоморфологической напряженности склонов. До среднегорной зоны преобладают склоны слабой, в среднегорной зоне – средней и в высокогорной зоне – высокой экогеоморфологической напряженности;

2) во всех речных бассейнах в высокогорной зоне склоны очень слабой и очень высокой экогеоморфологической напряженности отсутствуют;

3) с увеличением экогеоморфологической напряженности во всех речных бассейнах количество, площадь и густота склонов сначала увеличиваются, а затем уменьшаются. По количеству 173 (40,71%) преобладают склоны слабой, а по площади 1008,31 кв.км (42,13%) – средней экогеоморфологической напряженности.

ЛИТЕРАТУРА

Ализаде Э.К. Эколого-геоморфологические, наиболее опасные зоны Восточного Закавказья (выявленные по материалам дешифрирования КС). Оценка и управление природными рисками. В материалах Всероссийской конференции «Риск-2003». № 1, Университет Дружбы Народов. Москва, 2003, с. 37-42.

Будагов Б.А. Основные географические проблемы экологически сбалансированного развития Азербайджанской Республики. Вестник БГУ, серия естественных наук, география, № 1, 1999, с. 164-189.

Жидков М.П., Лихачева Э.А. Альпы и Кавказ – эстетика рельефа. Геоморфология, № 3, 2002, с. 61-73.

Кулиев Р.Я. К методам морфометрической оценки напряженно-

REFERENCES

Alizade E.K. 2003. Ecological and geomorphological, the most dangerous zones of Eastern Transcaucasia. Assessment and management of natural risks. Materials of the All-Russian conference "Risk-2003". V. 1, The Peoples' Friendship University of Russia. Moscow, 2003, pp. 37-42 (in Russian).

Budagov B.A. Main geographical problems of environmentally balanced development of the Republic of Azerbaijan. BSU News, A series of Natural Sciences, Geography, № 1, 1999, pp. 164-189 (in Russian).

Guliyev R.Y. Methods of determining and regularizing the regional distribution of indicators of Talysh ecogeomorphological tensions. BSU News, A series of Natural Sciences, Geography, № 2, 2007, pp. 159-165 (in Russian).

сти экогеоморфологической обстановки. Вестник БГУ, серия естественных наук, география, № 3**,** 2006, с. 151-158.

Кулиев Р.Я. Приемы определения и закономерности регионального распределения показателей экогеоморфологической напряженности Талыша. Вестник БГУ, серия естественных наук, география, № 2, 2007, с. 159-165.

Лихачева Э.А., Кичигин А.Н., Пашенко В.П., Тимофеев Д.А. Свойства рельефа: экологические, инженерные, эстетические (приглашение к дискуссии). Геоморфология, № 4, 2003, с. 33-39.

Любимов М.П. Об относительности строгих рамок и определений терминов свойств рельефа: экологических, инженерных, эстетических (продолжение дискуссии). Геоморфология, № 1, 2005, с. 19-23.

Мамедов С.Г. Эколого-геоморфологические особенности бассейнов Гирдыманчая и Вельвеличая и их анализ в ГИС-формате. Автореф. дис…канд.геогр.наук. Баку, 2007, 20 с.

Танрывердиев Х.К., Сафарова С. Эколого-геоморфологические исследования Малого Кавказа. Вестник БГУ, серия естественных наук, география, № 1, 2006, с. 160-166.

Халилов Г.А. Экологическая геоморфология и интеграция наук. Вестник БГУ, серия естественных наук, география, № 1, 2002, с. 210-215.

Guliyev R.Y. To the methods of morphometric assessment of the intensity of the ecogeomorphological situation. BSU News, A series of Natural Sciences, Geography, № 3, 2006, pp. 151-158 (in Russian).

Khalilov G.A. Ecological geomorphology and science integration. BSU News, A series of Natural Sciences, Geography, № 1, 2002, pp. 210-215 (in Russian).

Likhacheva E.A., Kichigin A.N., Pashenko V.P., Timofeev D.A. Terrain properties: ecological, engineering, aesthetic (invitation to discussion). Geomorphology, № 4, 2003, pp. 33-39 (in Russian).

Lyubimov M.P. On the relativity of strict frameworks and definitions of the terms of relief properties: environmental, engineering, aesthetic (continuation of the discussion). Geomorphology, № 1, 2005, pp. 19-23 (in Russian).

Mamedov S.G. Ecological and geomorphological features of the Girdimanchay and Velvelechay basins and their analysis in GIS-format. Abstract of dissertation of the cand. of geog. Sciences. Baku, 2007, 20 p. (in Russian).

Tanriverdiyev K.K., Safarova S. Ecological and geomorphological studies of the Lesser Caucasus. BSU News, A series of Natural Sciences, Geography, № 1, 2006, pp. 160-166 (in Russian).

Zhidkov M.P., Likhacheva E.A. The Alps and the Caucasus – relief aesthetics. Geomorphology, № 3, 2002, pp. 61-73 (in Russian).

МОРФОМЕТРИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭКОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМОРФОСИСТЕМ МЕЖДУРЕЧЬЯ ПИРСААТ И ЧИГИЛЬЧАЙ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Мехбалиев М.М.
Бакинский государственный университет
AZ1148, г.Баку, ул. З.Халилова, 23: mehbaliyevmehman@gmail.com

Резюме. В статье дана морфометрическая оценка экогеоморфологической напряженности междуречья Пирсаата и Чигильчая. Площадь исследуемого объекта составляет 2392,83 кв.км. Здесь расположены бассейны рек Пирсаат, Гозлучай, Чигильчай и Джейранкечмез. Рельеф исследуемого региона горист. Исследовательская работа выполнена на основе топографической карты масштаба 1:100 000. На карте выделены 425 склонов. Определены их уклон, горизонтальная и вертикальная расчлененность, экспозиция, которые оценены по пятибалльной шкале. Разработана классификация склонов по экогеоморфологической напряженности: очень слабая, слабая, средняя, высокая и очень высокая. На ее основе составлена карта-схема морфометрической оценки экогеоморфологической напряженности склонов междуречья Пирсаата и Чигильчая в масштабе 1:100 000 способом картограммы. Анализ морфометрических и картометрических показателей и карто-схемы показывает, что на исследуемой территории преобладает зоны со средней экогеоморфологической напряженностью. Они занимают 42,13% этой площади. Выявлено также, что в междуречье Пирсаата и Чигильчая существует высотная зональность в статистическом распределении склонов с различной экогеоморфологической напряженностью и исследованы ее особенности.

Ключевые слова: *морфометрия, экогеоморфология, рельеф, крутизна, склон, напряженность*

PİRSAAT VƏ ÇİQİLÇAY ÇAYLARARASI SAHƏDƏ GEOMORFOSİSTEMLƏRİN EKOGEOMORFOLOJI GƏRGİNLİYİNİN MORFOMETRİK QİYMƏTLƏNDİRİLMƏSİ (BÖYÜK QAFQAZIN CƏNUB-ŞƏRQ HİSSƏSİ)

Mehbalıyev M.M.
Bakı Dövlət Universiteti
AZ1148, Bakı şəh., Z.Xəlilov küç., 23: mehbaliyevmehman@gmail.com

Xülasə. Tədqiqat işinin əsas məqsədini Pirsaat və Çiqilçay çaylararası sahədə geomorfosistemlərin ekogeomorfoloji gərginliyinin morfometrik qiymətləndirilməsi təşkil edir. Tədqiqat obyektinin sahəsi 2392,33 kv.km-dir. Burada Pirsaat, Qozluçay, Çiqilçay və Ceyrankeçməz çaylarının hövzələri yerləşmişdir. Tədqiqat rayonu dağlıq relyefə malikdir. Tədqiqat işi 1:100000 miqyaslı topoqrafik xəritə əsasında yerinə yetirilmişdir. Xəritə üzərində 425 yamac ayrılmış, onların meyilliyi, üfüqi və şaquli parçalanması, baxarlığı 5 ballıq sistem üzrə qiymətləndirilmişdir. Ekogeomorfoloji gərginliyə görə yamacların təsnifatı işlənib hazırlanmışdır: çox zəif, zəif, orta, yüksək, çox yüksək. Bu qiymətləndirmə əsasında Pirsaat və Çiqilçay çaylararası sahənin geomorfosistemlərinin ekogeomorfoloji gərginliyinin xəritə-sxemi 1:100000 miqyasında kartoqram üsulu ilə tərtib edilmişdir. Morfometrik və kartometrik işlərin, xəritənin təhlili göstərir ki, tədqiq olunan ərazidə orta dərəcədə ekogeomorfoloji gərginliyə malik ərazilər geniş yayılmışdır. Onlar tədqiqat ərazisinin 42,13%-ni əhatə edir. Müxtəlif ekogeomorfoloji gərginliyə malik yamacların yüksəklik qurşaqları üzrə paylanma xüsusiyyətləri tədqiq edilmiş və müəyyən olunmuşdur ki, yamacların paylanmasında şaquli zonallıq mövcuddur.

Açar sözlər: *morfometriya, ekogeomorfologiya, relyef, diklik, gərginlik*

ANAS Transactions Earth Sciences 2 / 2018

Investigations of young scientists and PhD students

http://www.journalesgia.com

QAFQAZ (AZƏRBAYCAN) ƏRAZİSİİNİN LİTOSFERİNDƏ GƏRGİNLİK-DEFORMASİYA ŞƏRAİTİNİN ANALİZİ

Əhmədova E.V.
Bakı Dövlət Universiteti
AZ1148, Bakı şəh., Z.Xəlilov küç. 23: elnare.isayeva.88@mail.ru

ANALYSIS OF STRESS-STRAIN STATE IN CAUCASUS LITHOSPHERE (AZERBAIJAN)

Akhmadova E.V.
Baku State University
Z.Khalilov Str., 23, Baku, Azerbaijan, AZ1148: elnare.isayeva.88@mail.ru

Keywords: *stress field, topographic anomaly, crystalline basement, Moho surface, HyperMesh*

Summary. The study of topographic anomaly effects on the stress-strain state at different depths of lithosphere with CASMO approach of the "World stress map" project is a critical. The main purpose of the paper is to study the effects of topographic anomalies in Caucasus (Azerbaijan) on the stress-strain state at different lithosphere depths. This study researches the topography, Moho depth and crystalline basement that affect stress-strain of the crust and the Earth's sphere. As an initial step, Moho and crystalline basement maps were digitized and the ETOPO5 was used for topography. At various stages, HyperMesh™ was used for meshing the study area and Abaqus™ was applied for horizontal stress axes calculation. The results of the stress vectors distribution characterizing the stress-strain in Caucasus region demonstrate that the effects of right-lateral compression in the southern part of the Caspian Sea has eventually sub-meridional direction and stress-strain distribution over the study area is irregular.

© 2018 Earth Science Division, Azerbaijan National Academy of Sciences. All rights reserved.

GİRİŞ. "World stress map" layihəsi çərçivəsində, CASMO proqramı üzrə, zəlzələ ocaqları mexanizminin tədqiqi məlumatlarına əsasən, topoqrafik anomaliyaların litosferin müxtəlif dərinliklərində gərginlik-deformasiya halının formalaşmasına təsirinin öyrənilməsi aktual problem hesab edilir. Strateji obyektlərin, neft-qaz boru kəmərlərinin (BTC və digərləri), neft-qaz terminalları və yeraltı konstruksiyaların (şaxtalar, tunellər, yeraltı boru xətləri) inşasında da belə tədqiqatların aparılması mühüm əhəmiyyət daşıyır (Heidbach et al., 2004).

Müxtəlif regionlarda litosferin gərginlik halının formalaşmasına topoqrafik xüsusiyyətlərin təsiri bir çox tədqiqatçılar tərəfindən araşdırılmışdır (Zoback, Mooney, 2003; Bada et al., 2005; Ismail-Zadeh et al., 2005; Yamasaki, Seno, 2005; Протосеня, Беляков, 2011; Ребецкий и др., 2013; Kreemer et al., 2014; Randolph et al., 2015).

Belə tədqiqatlar aparılarkən yer qabığının gərginlik-deformasiya halının formalaşmasına təsir edən digər faktların da (Moxoroviçiç və kristallik bünövrə səthlərinin dərinlik qiymətləri, Yerin sferikliyi) nəzərə alınması zəruri şərtdir.

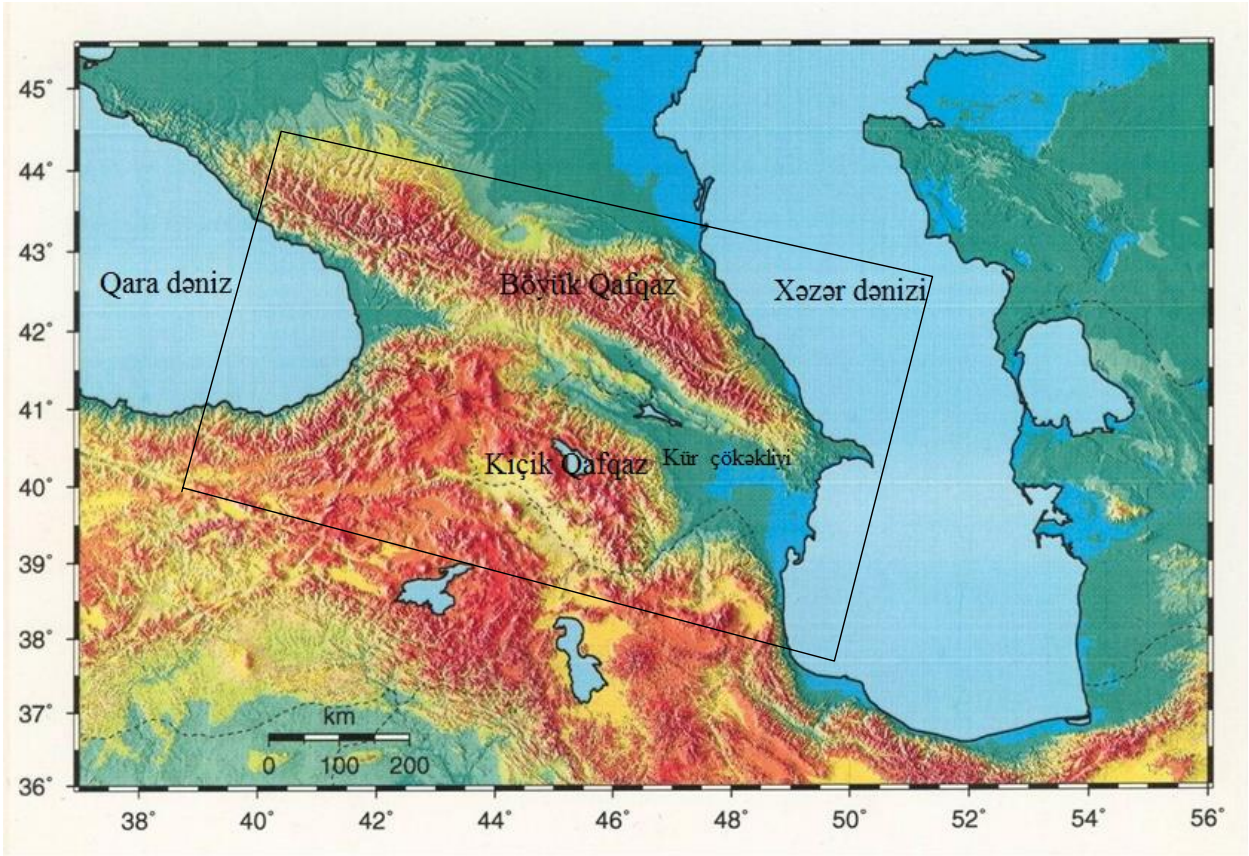
Aparılmış tədqiqatların əsas məqsədi Azərbaycanın timsalında Qafqaz regionunun topoqrafik anomaliyalarının litosferin müxtəlif dərinliklərində gərginlik-deformasiya halının formalaşmasına təsirinin öyrənilməsindən ibarətdir.

Bununla əlaqədar olaraq, tədqiqat ərazisi kimi seçilmiş Qafqaz (Azərbaycan) regionu topoqrafiyasının, Moxoroviçiç və kristallik bünövrə səthlərinin xüsusiyyətlərini nəzərdən keçirək.

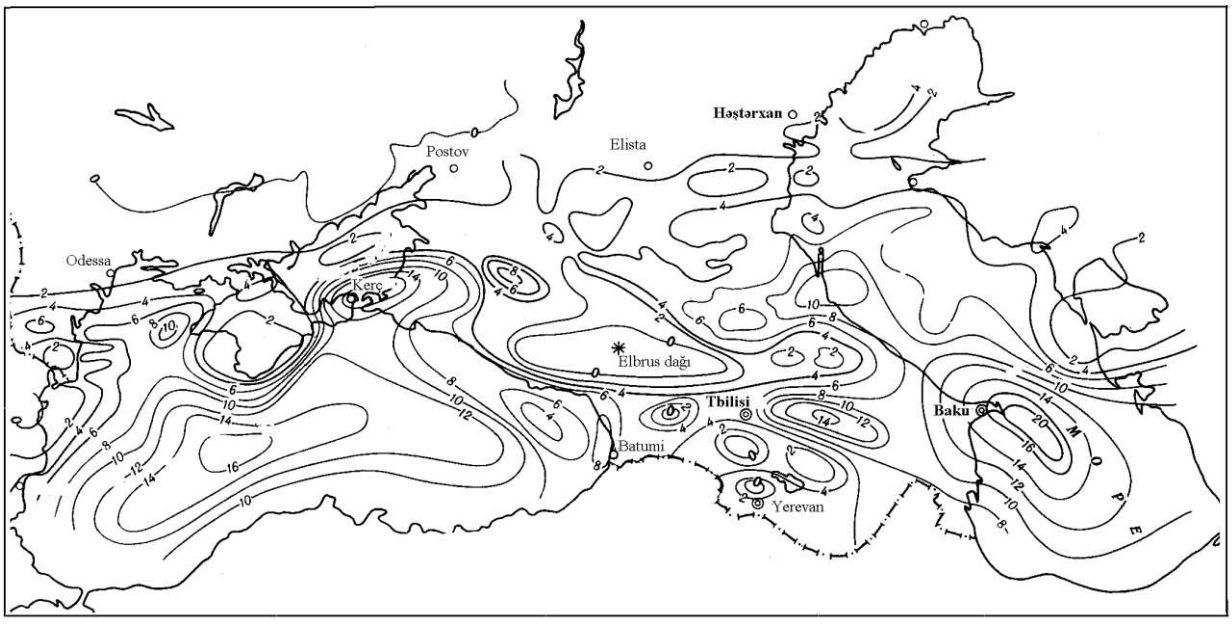
Tədqiqat ərazisinin topoqrafiyası, kristallik bünövrə və Moxoroviçiç səthlərinin xüsusiyyətləri. Tədqiq olunan Qafqaz (Azərbaycan) regionunun topoqrafiyası mürəkkəb və müxtəlifdir (1-ci şəkil). Azərbaycanın relyefinin orta hündürlüyü 400 m-dir. Böyük Qafqazın cənub-şərq hissəsi hündürlüyü 4466 m-ə qədər olan iki dağ silsiləsi ilə səciyyələnir (Alizadeh et al., 2016). Cənub-qərbə doğru silsilələrin hündürlükləri tədricən 1000-700 m-ə qədər azalır. Kiçik Qafqaz Azərbaycan ərazisinin mürəkkəb struktura malik alçaq yüksəklikli cənub-qərb və qərb hissələrini əhatə edir. Azərbaycanın cənub-şərq hissəsində yerləşən Talış dağlarının maksimal hündürlüyü 2477 m-dir. Kür çökəkliyində düzənliklər və alçaq

dağlığa keçən yüksəkliklər üstünlük təşkil edir. Topoqrafiyadakı belə kəskin dəyişikliklər (hündürlüklərin kəskin fərqi, yüksəklik və çökəklik sahələrindəki relyef dəyişmələri) regionda gərginlik halının formalaşmasına əhəmiyyətli dərəcədə təsir göstərə bilər.

2-ci şəkildə Qafqaz ərazisində kristallik təməlin dəniz səviyyəsinə görə yatım dərinliyinin paylanmasının xəritə-sxemi verilmişdir (Балавадзе, 1975; Шенгелая, 1984).



1-ci şəkil. Qafqaz regionunun (Azərbaycan) topoqrafiyası



2-ci şəkil. Qafqaz ərazisi üçün kristallik təməlin dəniz səviyyəsindən yatım dərinliyinin sxematik xəritəsi

Sxematik xəritədən görünür ki, bu dərinlik 20 km-ə qədər dəyişir. Ən böyük kristallik bünövrə dərinliyi Abşeron yarımadası arxipelaqında müşahidə edilir. Kür depressiya zonasında kristallik bünövrə dərinliyi 15 km-ə qədər dəyişir.

3-cü şəkildə Qafqaz regionunun Moxoroviçiç səth dərinliyinin paylanması öz əksini tapmışdır (Балавадзе, 1975; Шенгелая, 1984). Moxoroviçiç səth dərinliyinin sxematik xəritəsi aşağıdakı xüsusiyyətlərlə xarakterizə olunur. Bu səthin ən böyük dərinlikləri Böyük Qafqazın qırışıqlıq zonasında müşahidə edilir. Qafqazönü, Böyük və Kiçik Qafqaz dağları arası depressiya zonalarında isə Moxoroviçiç səth dərinliyi azalır, başqa sözlə, burada Moxoroviçiç səthi yüksəlir. Böyük Qafqazın qırışıqlıq zonasında Moxoroviçiç səthinin dərinliyi 55 km-dir. Cənubi Xəzər çökəkliyində bu səth 35 km-ə qədər yüksəlir, Kiçik Qafqaz qırışıqlıq zonasında 45-50 km aralığında dəyişir. Qara dəniz ərazisində də Moxoroviçiç səth dərinliyi 25 km-ə qədər yüksəlir. Yer qabığının təsnifatına görə, Qara dəniz və Cənubi Xəzər çökəkliyi subokeanik tipə aid edilir.

Qafqaz regionunun (Azərbaycan) gərginlik-deformasiya şəraitinin analizi. Qafqaz regionunun (Azərbaycan) gərginlik-deformasiya halının "World stress map" layihəsi proqramlarından istifadə edilməsi güclü zəlzələ ocaqlarının mexanizm parametrlərinin də başlanğıc məlumat olaraq hesablama prosesinə daxil edilməsini nəzərdə tutur.

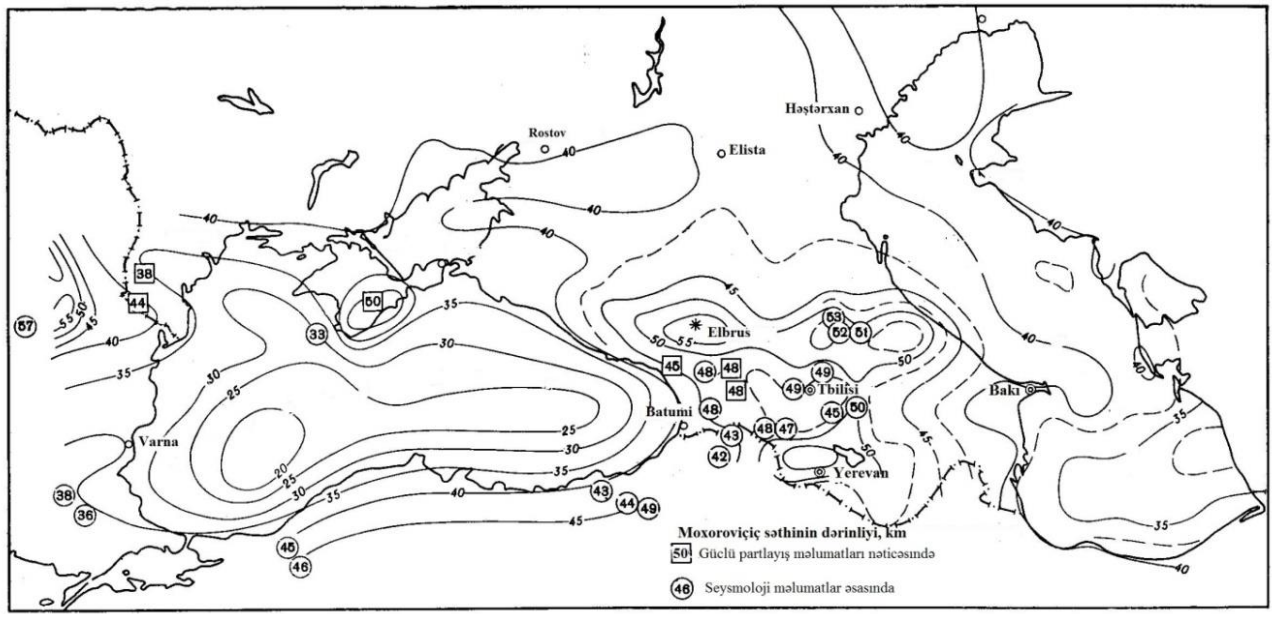
Respublika Seysmoloji Xidmət Mərkəzinin məlumatlarından istifadə edilərək Azərbaycan ərazisində 2003-2016-cı illər ərzində baş vermiş, maqnitudası M≥2 olan zəlzələlərin episentrlərinin paylanma xəritəsi 4-cü şəkildə verilmişdir.

Zəlzələlərin çoxu Böyük Qafqazın şərq hissəsinin cənub yamacında və Xəzər dənizində baş verir. M>2,0 maqnitudalı zəlzələlərin xeyli hissəsi dağ silsilələri boyu episentrlər zənciri əmələ gətirir (Kadirov et al., 2009, 2012, 2015; Babayev, 2009; Кадиров и др., 2013; Telesca et al., 2013; Yetirmishli et al.,2013). Episentrlərin paylanma xəritəsi ayrı-ayrı zəlzələlərin dağarası çökəkliklərdə yer qabığında da baş verdiyini göstərir.

Qafqaz ərazisində baş verən, maqnitudası M>5,0 olan bəzi güclü zəlzələlərin "Harvard Centroid Moment Tensor" üsulundan istifadə edilərək hazırlanmış ocaq mexanizmləri 5-ci şəkildə öz əksini tapmışdır.

Litosferdə gərginlik-deformasiya şəraitinin formalaşmasına topoqrafik anomaliyaların təsirinin hesablanması tədqiqatlarda tətbiq olunan metodika ilə (Fleitout, Froidevaux, 1982; Molnar, Lyon-Caen, 1988; Lanbo, Zoback, 1992; Bada et al., 2001; Zoback, Mooney, 2003) yerinə yetirilmişdir. Bu tədqiqatlara görə, qravitasiya gərginliyinin yaranmasına relyefin topoqrafik xüsusiyyətləri, dağ massivlərinin sıxlığının variasiyası və yer qabığının qalınlığı səbəb olur.

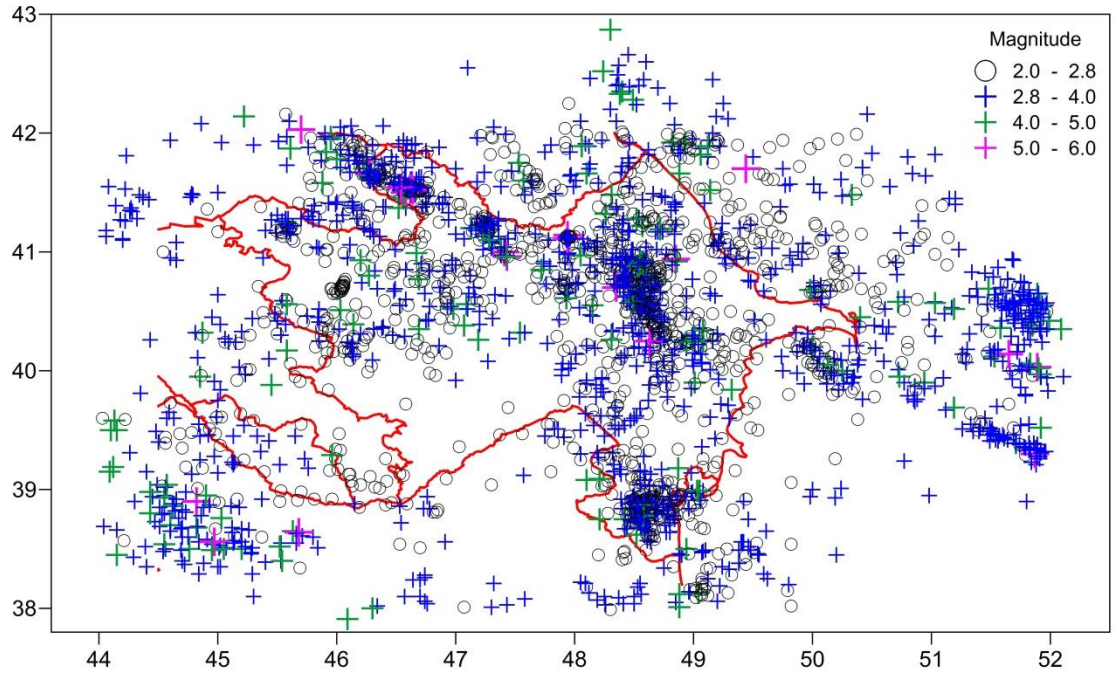
Topoqrafik xüsusiyyətlərin təsiri altında gərginlik sahələrinin modelləşdirilməsi sonlu elementlər üsulu ilə elastik-plastik mühitin tarazlığı tənliyinin ədədi həllini nəzərdə tutanYer litosferinin üçölçülü gərginlik sahəsinin hesablama alqoritminə əsaslanmışdır. Bu yanaşma gərginliklərin paylanmasının qlobal modellərinin qurulmasına müvəffəqiyyətlə tətbiq olunmuşdur (Hashimoto,1982; Molnar, Lyon-Caen, 1988; Bada et al., 2001, 2005; Zoback, Mooney, 2003; Ismail-Zadeh et al., 2005; Yamasaki, Seno, 2005; Беляков, 2010; Протосеня, Беляков, 2011; Коптев, Ершов, 2011; Ребецкий и др., 2013; Randolph et al., 2015).



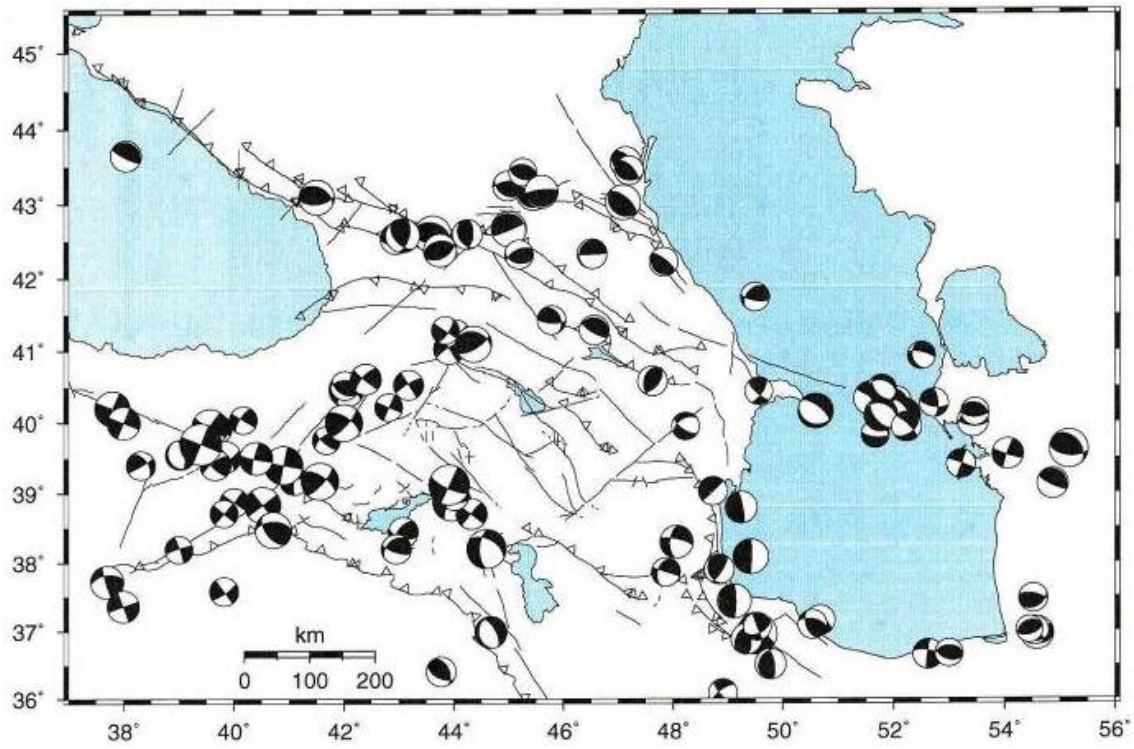
3-cü şəkil. Qafqaz regionunun (Azərbaycan) Moxoroviçiç səth dərinliyinin sxematik xəritəsi (Балавадзе, 1975; Шенгелая, 1984)

İlkin məlumat bazası olaraq, Moxoroviçiç səthinin və kristallik bünövrə səthləri xəritələrinın 50x50 km kvadratlarda rəqəmləşdirilmiş qiymətlərdən, topoqrafik məlumat olaraq isə relyefin ETOPO5 rəqəmli modelindən (National ..., 1988) istifadə edilmişdir. Tədqiqatın müxtəlif mərhələlərində xəritələri rəqəmləşdirmək üçün "Didger" proqramından istifadə olunmuşdur.

Müxtəlif dərinliklər üçün gərginlik-deformasiya halının modellərinin işlənilib hazırlanmasında istifadə olunan yer qatlarının parametrləri cədvəldə verilmişdir.



4-cü şəkil. 2003-2016-cı illər ərzində Azərbaycan ərazisində baş vermiş zəlzələlərin episentrlərinin paylanma xəritəsi (Respublika Seysmoloji Xidmət Mərkəzinin kataloqu)



5-ci şəkil. Qafqaz ərazisində baş verən, maqnitudası M>5,0 olan bəzi güclü zəlzələlərin "Harvard Centroid Moment Tensor" üsulundan istifadə edilərək hazırlanmış ocaq mexanizmləri

Yer qatlarının mexaniki parametrləri

Təbəqələr	Sıxlığı, kq/m^3	Yunq modulu, Pa	Puasson əmsalı	Qalınlığı, km
Kristallik bünövrə	2500	$5\cdot10^{10}$	0,42	25
Yer qabığının alt hissəsi (Moxoroviçiç sərhədinə kimi)	2900	$8\cdot10^{10}$	0,42	55
Üst mantiya	3500	$1{,}5\cdot10^{11}$	0,42	300

Litosfer və üst mantiyada gərginlik-deformasiya modelinin öyrənilməsi üçün seçilən ərazinin ölçüləri şərq-qərb istiqamətində 1092 km və cənub-şimal istiqamətində isə 849 km-dir. Yerin əyriliyi (sferikliyi) nəzərə alınaraq düzəlişlərin daxil edilməsi gərginlik-deformasiya şəraitini real təsvir edən modelin əldə edilməsinə imkan vermişdir.

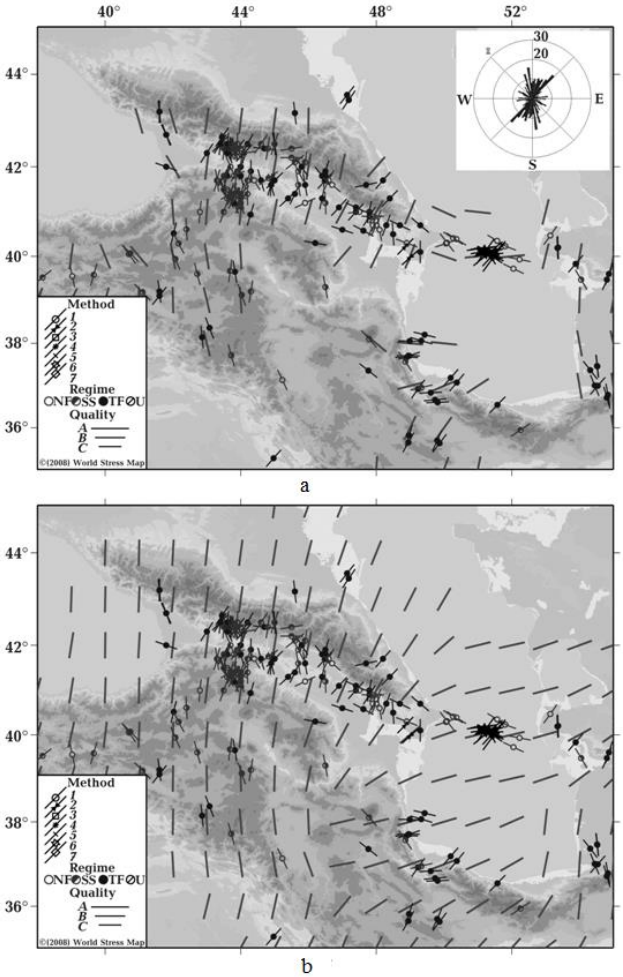
Müşahidə olunan gərginliklərlə modelləşdirmənin nəticələrini müqayisə etmək üçün CASMO fokal mexanizmlər xəritəsinin ("Dünya gərginliklər xəritəsi") (Heidbach et al., 2004) qurulması metodikasından istifadə etməklə seysmoloji məlumatlar üzrə (Agayeva, 2006; Agayeva, Babayev, 2009; Babayev, 2009; Кадиров и др., 2013; Kadirov et al., 2015; Yetirmishli et al., 2013) 1990-2015-ci illər ərzində $M_w \geq 5$ maqnitudalı zəlzələ ocaqlarının mexanizmləri tədqiq olunmuşdur. "World stress map" layihəsi üzrə tədqiq edilən ərazinin gərginlik xəritəsində istifadə edilmiş güclü zəlzələ ocaqlarının P və T əsas gərginlik oxlarının istiqamətləri haqqında informasiya "Dünya gərginliklər xəritəsi" bazasından əldə edilmişdir (Zobak, 1992).

Birinci mərhələdə hər üç sərhədin 50x50 km şəbəkədə göstərilən təsviri HyperMesh^{TM} proqramı tətbiq edilərək səthlərin geoloji 3D sonlu-element modeli əldə edilmişdir. Bu qayda ilə əldə edilən və üç səthi nəzərə alan geoloji model yan sərhədlərlə qapanmış olur.

Qafqaz (Azərbaycan) ərazisinin gərginlik-deformasiya şəraitinin öyrənilməsi yuxarıda göstərilən 3D aproksimasiya edilmiş litosferin geoloji modelindən istifadə edilərək Abaqus^{TM} proqram təminatı ilə yerinə yetirilmişdir. Abaqus^{TM} proqramının tətbiqi nəticəsində model üzrə σ_{max} maksimal horizontal gərginlik vektorlarının sonlu-element üsulu ilə yerinə yetirilmiş ədədi hesablanmasından əldə edilən maksimal horizontal gərginlik vektorunun (σ_{max}) litosfer və üst mantiyaya uyğun olan 100 və 200 km dərinliklərdə paylanması 6-cı şəkildə göstərilmişdir.

Qafqaz regionunun gərginlik-deformasiya şəraitini xarakterizə edən gərginlik vektorlarının paylanmasından alınan nəticələrdən görünür ki, Xəzər dənizinin cənub hissəsində sağtərəfli sıxılma təsirləri praktiki olaraq submeridional istiqamətlidir.

Qafqaz regionunun (Azərbaycan) gərginlik-deformasiya halının "World stress map" layihəsi proqramlarından istifadənin təhlili regionda gərginlik-deformasiya halının paylanmasının qeyri-bircins olduğunu göstərir. Böyük Qafqazın qərb və mərkəzi hissələri ŞmŞ-CQ istiqamətli gərilmə şəraitində olur, şərq hissədə isə bu gərilməni intensiv sıxılma əvəz edir. Xəzər dənizinin cənub hissəsi şimal-şərq oriyentasiyaya malik sıxılma halında olur. Ümumi halda zəlzələ hipomərkəzləri və ocaq dərinlikləri Qafqaz regionunun topoqrafik anomaliyalarının təsiri altında formalaşan gərginlik zonalarına uyğun gəlir. Müxtəlif dərinliklərdə gərginliklərin horizontal komponentlərinin paylanmasının öyrənilməsi gərginlik-deformasiya halının sonrakı proqnozu və regionda yer qabığının geodinamik rejiminin dəyişməsini təyin etmək üçün daha etibarlı məlumatlar almağa imkan verir.



6-cı şəkil. 100 km (a) və 200 km (b) dərinlikdə CASMO ("Dünyanın gərginliklər xəritəsi") layihəsinin köməyi ilə qurulmuş ocaq mexanizmləri xəritəsi ilə müqayisə olunan σ_{max} maksimal topoqrafik horizontal gərginliklər vektorlarının paylanması (Babayev və Əhmədova)

Nəticə

– Qafqaz (Azərbaycan) regionu ərazisindəYerin litosferində regional gərginlik sahəsinin formalaşmasında topoqrafik anomaliyaların dominant təsiri müşahidə olunur.

– Qafqaz (Azərbaycan) regionu ərazisində gərginlik-deformasiya parametrinin paylanması qeyri-bircinsdir.

– Böyük Qafqazın qərb və mərkəzi hissələri ŞmŞ-CQ istiqamətli gərilmə şəraitindədir, şərq hissədə isə bu gərilmə intensiv sıxılma ilə əvəz olunur.

ЛИТЕРАТУРА

Балавадзе Б.К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий. Известия АН СССР, Физика Земли, № 2, 1975, с.75-83.

Беляков Н.А. Геомеханическое обоснование параметров крепления железнодорожных тоннелей в условиях Северного Кавказа. Записки Горного института, Т. 186, 2010, с. 99-103.

Кадиров Ф.А., Кадыров А.Г., Бабаев Г.Р., Агаева С.Т., Мамедов С.К., Гарагезова Н.Р., Сафаров Р.Т. Сейсмическое районирование южного склона Большого Кавказа по фрактальным особенностям землетрясений, напряженному состоянию и по данным GPS скоростей. Физика Земли, № 4, 2013, с. 111-119, DOI: 10.7868/S0002333713040 046.

Коптев А., Ершов А. Численное моделирование термального состояния литосферы, распределения внутриплитных напряжений в литосферных складках Черноморско-Кавказско-Каспийского региона. Бюлл. Моск. Об-ва испытателей природы. Отд. Геологии, В. 86, 2011, с. 3-11.

Протосеня А.Г., Беляков Н.А. Определение пространственного напряженно-деформированного состояния временной крепи железнодорожного тоннеля с учетом влияния рельефа земной поверхности. Известия ТулГУ. Науки о Земле, В. 1, 2011, с.158-166.

Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения. Геофиз. журн. Т. 29, № 6, 2007, с. 92-110.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области. Геология и геофизика, Т. 54, № 2, 2013, с.271-291.

Шенгелая Г. Гравитационная модель земной коры Кавказа. Наука. Москва, 1984, 128 с.

Agayeva S. Stress state of the Earth's crust in Azerbaijan. Recent geodynamics, georisk and sustainable development in the Black Sea to Caspian Sea region. Conference proceedings of American Institute of Physics, Melville, New-York, USA. V. 825, 2006, pp. 97-102.

Agayeva S.T., Babayev G.R. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map. . Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 2, 2009, pp. 40-44.

Alizadeh A.A., Guliyev I.S., Kadirov F.A., Eppelbaum L.V. Geosciences of Azerbaijan. Vol. I: Geology. Springer Int. Publ. 2016, 340 p. DOI: 10.1007/ 978-3-319-27395-2.239.

Babayev G.R. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map, Azerbaijan National Academy of Science. Catalogue of Azerbaijan Republican Seismological Center, 2009, pp. 67-74.

Bada G., Horvath F., Cloetingh S., Coblentz D.D., Tyth T. Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. Tectonics, V. 20, 2001, pp. 343-363.

Bada G., Horvath F., Tyth L., Fodor L., Timar G., Cloetingh S. Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. In: Pinter N., Grenerczy Gy., Weber J., Stein S., Medak D. (Eds). The AdriaMicroplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards. NATO ARW Series, V. 61. Kluwer Academic Publishers. 2005, pp. 385-402.

REFERENCES

Agayeva S. Stress state of the Earth's crust in Azerbaijan. Recent geodynamics, georisk and sustainable development in the Black Sea to Caspian Sea region. Conference proceedings of American Institute of Physics, Melville, New-York, USA, V. 825, 2006, pp. 97-102.

Agayeva S.T., Babayev G.R. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map. Azerbaijan National Academy of Sciences. In: Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 2, 2009, pp. 40-44.

Alizadeh A.A., Guliyev I.S., Kadirov F.A., Eppelbaum L.V. Geosciences of Azerbaijan, Vol. I: Geology. Springer Int. Publ., 2016, 340 p. DOI: 10.1007/ 978-3-319-27395-2.239.

Babayev G.R. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map, Azerbaijan National Academy of Science. Catalogue of Azerbaijan Republican Seismological Center, 2009, pp. 67-74.

Bada G., Horvath F., Cloetingh S., Coblentz D.D. and Tyth T. Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. Tectonics, V. 20, 2001, pp. 343-363.

Bada G., Horváth F., Tyth L., Fodor L., Timár G., Cloetingh S. Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. In: Pinter N., Grenerczy Gy., Weber J., Stein S., Medak D. (Eds.), The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards. NATO ARW Series, V. 61. Kluwer Academic Publishers. 2005, pp. 385-402.

Balavadze B.K. Model building of Earth crust of Caucasus and adjacent areas. Proceedings of AS USSR, Earth Physics, № 2, 1975, pp. 75-83 (in Russian).

Belyakov N.A. Geomechanical substantiation of framing parameters of railway tunnels under North Caucasus conditions. Proceedings of Mining Institute, V.186, 2010, pp. 99-103 (in Russian).

Fleitout L., Froidevaux C. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. Tectonics, V. 1, 1982, pp. 21-56.

Hashimoto M. Numerical modelling of the three-dimensional stress field in Southwestern Japan. Tectonophysics, V. 84, 1982, pp. 247-266.

Heidbach O., Barth A., Connolly P., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Sperner B., Tingay M. and Wenzel F. Stress maps in a minute: The 2004 World Stress Map Release. Eos Trans., V. 85, 2004, pp. 521-529.

Ismail-Zadeh A., Müller B. and Schubert G. Three-dimensional modeling of present-day tectonic stress beneath the earthquake-prone southeastern Carpathians based on integrated analysis of seismic, heat flow and gravity observations. Phys. Earth. Planet. Int., V. 149 (1), 2005, pp. 81-98.

Kadirov, A.G., Agayeva S.T., Aliyev F.A., Mammadov S.G., Babayev G.R., Kadirov F.A. Monitoring and seismicity of collision zone of Azerbaijan part of Greater Caucasus. Azerbaijan National Academy of Sciences. Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 3, 2009, pp. 25-37.

Kadirov F.A., Kadirov A.G., Babayev G.R., Agayeva S.T., Mammadov S.G., Garagezova N.R., Safarov R.T. Seismic zonation of Greater Caucasus South Slope on fractal peculiarities of earthquakes, strain state and on GPS ve-

Fleitout L., Froidevaux C. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. Tectonics, V. 1, 1982, pp. 21-56.

Hashimoto M. Numerical modeling of the three-dimensional stress field in Southwestern Japan. Tectonophysics, V. 84, 1982, pp. 247-266.

Heidbach O., Barth A., Connolly P, Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Sperner B., Tingay M., Wenzel F. Stress maps in a minute: The 2004 World Stress Map Release. Eos Trans., V. 85, 2004, pp. 521-529.

Ismail-Zadeh A., Müller B., Schubert G. Three-dimensional numerical modeling of contemporary mantle flow and tectonic stress beneath the earthquake-prone southeastern Carpathians based on integrated analysis of seismic, heat flow and gravity data. Phys. Earth. Planet. Int., V. 149(1), 2005, pp. 81-98. DOI: 10.1016/j.pepi.2004.08.012.

Kadirov A.G., Agayeva S.T., Aliyev F.A., Mamedov S.K., Babayev G.R., Kadirov F.A. Monitoring and seismicity of collision zone of Azerbaijan part of Greater Caucasus. Azerbaijan National Academy of Sciences: Proceedings of Geology Institute. Nafta-Press. Baku. Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth № 3, 2009, pp. 25-37.

Kadirov F.A., Floyd M.A., Alizadeh A., Guliev I., Reilinger R. E., Kuleli S., King R.W., Toksoz M.N. Kinematics of the Caucasus near Baku, Azerbaijan. Nat.Hazards, V. 63, 2012, pp. 997-1006. DOI: 10.1007/ s11069-012-0199-0.

Kadirov F.A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh Ak.A., Guliyev I.S., Mammadov S.G., Safarov R.T. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan. Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 3, 2015, pp. 3-17.

Kreemer C., Blewitt G., Klein E. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. Geochem. Geophys. Geosyst., V. 15, 2014, pp. 3849-3889. DOI: 10.1002/ 2014GC005407.

Lanbo L., Zoback M. The effect of topography on the state of stress in the Crust: Application to the site of the Cajon Pass scientific drilling project. J. Geophys. Res., V. 97(B4), 1992, pp. 5095-5108.

Molnar P, Lyon-Caen H. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, V. 218, 1988, pp.179-207.

National geophysical data center. ETOPO5 bathymetry and topography data. Data Announce. 88-MGG-02.NOAA. Boulder. Colorado, 1988.

Randolph M., Krasovec M.L., Romer S., Toksoz M.N., Kuleli S., Gillen L., Vergino E.S. The Caucasus seismic information network study and its extension into Central Asia. 27th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies, 2015, pp. 71-78.

Telesca L., Lovallo M., Babayev G., Kadirov F. Spectral and informational analysis of seismicity: an application to the 1996-2012 seismicity of Northern Caucasus-Azerbaijan part of Greater Caucasus – Kopet Dag Region. Physica A: Statistical Mechanics and its Applications, V. 392 (23), 2013, pp. 6064-6078. DOI:10.1016/j.physa.2013.07.031

Yamasaki T., Seno T. High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle. Earth Planet. Sci. Lett., V. 232, 2005, pp. 13-27. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.01. 015.

Yetirmishli G.J., Mammadli T.Y., Kazimova S.E. Features of seismicity of Azerbaijan part of the Greater Caucasus. Journal of Georgian Geophysical Society, Issue (A), Physics of Solid Earth, V. 16 a, 2013, pp. 55-60.

Zoback M. First and second order patterns of tectonic stress: The World Stress Map Project. J. Geophys. Res., V. 97, 1992, pp. 11703-11728.

Zoback M., Mooney W. Lithospheric buoyancy and continental intraplate stresses. Int. Geol. Rev., V. 45, 2003, pp. 95-118.

locities data. Earth's Physics. № 4, 2013, pp. 111-119 DOI:10.7868/S000 2333713040046 (in Russian).

Kadirov, F.A., Floyd M.A., Alizadeh A., Guliev I., Reilinger R.E., Kuleli S., King R.W., Toksoz M.N. Kinematics of the Caucasus near Baku, Azerbaijan. J. Nat. Hazards, V. 63, 2012, pp. 997-1006, DOI: 10.1007/s11069-012-0199-0.

Kadirov F.A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh Ak.A., Guliyev I.S., Mammadov S.G., Safarov R.T. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan. Proceedings of NAS of Azerbaijan. The sciences of Earth, № 3, 2015, pp. 3-17.

Koptev A., Yershov A. Numerical modelling of thermal state of lithosphere, distribution of intraplate stresses in lithospheric folds of Black Sea-Caucasian-Caspian region. Newsletter of Moscow Community of Nature Researchers, Geology Section, V. 86, 2011, pp. 3-11 (in Russian).

Kreemer C., Blewitt G., Klein E. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. American Geophysical Union Publication, V.15, 2014, pp. 3849-3889. DOI; 10.1002/2014GC005407

Lanbo L., Zoback M. The effect of topography on the state of stress in the Crust: Application to the site of the Cajon Pass scientific drilling project. Journal of Geophysical Research, V. 97, № B4, 1992, pp. 5095-5108.

Molnar P. and Lyon-Caen H. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. Geological Society of America, Special Paper, V. 218, 1988, pp. 179-207.

National Geophysical Data Center. ETOPO5 bathymetry and topography data. Data Announc. 88-MGG-02. NOAA. Boulder. Colorado, 1988.

Protosenya A.G., Belyakov N.A. Definition of space stress-strain state of temporal support of railway tunnel considering Earth surface relief's effect. Proceedings of TulGU. Earth Sciences, Issue 1, 2011, pp. 158-166 (in Russian).

Randolph M., Krasovec M.L., Romer S., Toksöz M.N., Kuleli S., L.Gulen, Vergino E. S. The Caucasus seismic information network study and its extension into Central Asia. 27th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies, 2015, pp. 71-78.

Rebetskey Yu.L. New data of nature stresses in strong earthquake preparation area. Model of earthquake focus. Geophysical journal, V. 29, № 6, 2007, pp. 92-110 (in Russian).

Rebetskey Yu.L., Kuchai O.A., Marinin A.V. Stress-strain state of Earth's Crust in Altai-Sayansk mountainous area. Geology and geophysics, V. 54, № 2, 2013, pp. 271-291 (in Russian).

Shengelaya G. Gravitational model of earth crust of Caucasus. Nauka. Moscow, 1984, 128 p. (in Russian).

Telesca L., Lovallo M., Babayev G., Kadirov F. Spectral and informational analysis of seismicity: an application to the 1996-2012 seismicity of Northern Caucasus-Azerbaijan part of Greater Caucasus-Kopet Dag Region. Physica-A Statistical Mechanics and Its Applications, Vol. 392 (23), 2013, pp. 6064-6078. DOI:10.1016/j.physa.2013.07.031.

Yamasaki T. and Seno T. High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the mantle. Earth Planet. Sci. Lett., V. 232, 2005, pp. 13-27. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.01. 015.

Yetirmishli G.J., Mammadli T.Y., Kazimova S.E. Features of seismicity of Azerbaijan part of the Greater Caucasus. Journal of Georgian Geophysical Society, Issue (A), Physics of Solid Earth, V. 16a, 2013, pp. 55-60.

Zoback M. First and second order patterns of tectonic stress: The World Stress Map Project. J. of Geophys. Res., V. 97, 1992, pp. 11703-11728.

Zoback M. and Mooney W. Lithospheric buoyancy and continental intraplate stresses. International Geology Review, V. 45, 2003, pp. 95-118.

QAFQAZ (AZƏRBAYCAN) ƏRAZİSİNİN LİTOSFERİNDƏ GƏRGİNLİK-DEFORMASİYA ŞƏRAİTİNİN ANALİZİ

Əhmədova E.V.
Bakı Dövlət Universiteti
AZ1148, Bakı şəh., Z.Xəlilov küç. 23: elnare.isayeva.88@mail.ru

Xülasə. "World stress map" layihəsi çərçivəsində, CASMO proqramına əsasən, zəlzələ ocaqları mexanizminin tədqiqi məlumatlarına görə, topoqrafik anomaliyaların litosferin müxtəlif dərinliklərində gərginlik-deformasiya halının formalaşmasına təsirinin öyrənilməsi aktual problem olaraq öz həllini gözləyir.

Məqalənin əsas məqsədini topoqrafik anomaliyaların litosferin müxtəlif dərinliklərində gərginlik-deformasiya halının formalaşmasına təsirinin öyrənilməsi təşkil edir. Müəyyən edilmişdir ki, Qafqaz (Azərbaycan) regionu ərazisində Yerin litosferində regional gərginlik sahəsinin formalaşmasında topoqrafik anomaliyaların dominant təsiri müşahidə olunur və gərginlik-deformasiya parametrinin paylanması qeyri-bircinsdir.

Açar sözlər*: gərginliklər zonası, topoqrafik anomaliyalar, kristallik fundament, Moxo, HyperMesh*

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА (АЗЕРБАЙДЖАН)

Ахмедова Э.В.
Бакинский Государственный Университет
AZ1148, г.Баку, ул. З.Халилова, 23: elnare.isayeva.88@mail.ru

Резюме. В статье представлены результаты изучения влияния топографических аномалий в Кавказском (Азербайджан) регионе на формирование напряженно-деформированного состояния литосферы на разных ее глубинах. При этом учитывается рельеф поверхности грунта, глубины границ Мохоровичича и кристаллического фундамента, которые оказывают определенное влияние на формирование напряженно-деформированного состояния земной коры и сферичность Земли. В качестве первичной основы были использованы: карты поверхностей Мохоровичича, кристаллического фундамента, которые были оцифрованы и разбиты на сети с квадратами размером 50x50 км, а также топографические данные в виде цифровых ETOPO5 моделей рельефа. На первом этапе по программе HyperMesh^{TM}была получена геологическая трехмерная конечно-элементная модель поверхностей грунта, Мохоровичича и кристаллического фундамента. Также было рассчитано распределение максимальных векторов горизонтального натяжения модели методом конечных элементов на глубинах 100 и 200 км в результате применения программы Abaqus^{TM}. По результатам распределения векторов напряжений, характеризующих напряженно-деформированное состояние в Кавказском регионе, эффекты сжатия в южной части Каспийского моря практически ориентированы субмеридиально, а формирование напряженно-деформированного состояния Кавказского региона (Азербайджан) носит неоднородный характер. Установлено доминантное воздействие топографических аномалий на формирование регионального напряженно-деформированного состояния литосферы на Кавказе (Азербайджан).

Ключевые слова: *зона напряжений, топографические аномалии, кристаллический фундамент, Мохо, HyperMesh*