

**КАСПИЙ:
ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА И СТРАТИГРАФИЯ
(Сообщение первое)**

В.Б.АГАЕВ, Г.М.ГУСЕЙНОВ, Ш.Р.БАЛАМЕДОВ, Э.Ф.АМИРОВ

В данной статье рассматриваются вопросы геодинамического развития Каспийского моря в свете тектоники литосферных плит. При этом, основными данными служат стратиграфическое расчленение, тектоника и геодинамизм региона, начиная с юрского периода и по настоящее время.

Выясняется, что южная половина Каспия является остатком Тетиса и начиная с неогена подвергается, хотя и медленно, спредингу и соответственно, южной и северной- субдукции.

Общая характеристика. Каспийское море, представляясь единственным в своем роде внутриконтинентальным бессточным водоемом, находится между Восточной Европой и Малой Азией. Оно до конца образовалось недавно, всего чуть меньше 1 млн.лет тому назад, но его территория прошла очень долгий и сложный путь совершенствования в системе северного Паратетиса. Он имеет четко выраженный шельфовый склон (переходная часть от материковой отмели к материковому подножию), в структурно-геоморфологическом отношении являясь непосредственным продолжением осадочной коры прилегающей суши и разнообразную форму расчленения – ступени (параллельные основанию склона), плоское дно, каньоны, разрывно-складчатые участки и др. Весь этот внешний вид отражен в форме крупного меридионального бассейна, общим размером 394000 кв.км, с наибольшей длиной в 1205 км, шириной – в среднем 554 км и с глубиной до 1018 м. Его объем воды составляет около 77000 куб км при береговой линии до 6380 км, из которых почти 700 км приходится на территорию Азербайджана. Площадь его постоянно меняется, соответственно изменению уровня воды, примерно через каждые 70-100 лет (с 1929 г. этот уровень понизился на 2,5 м, что вызвало сокращение размера с 422000 км² до 385000 км² в 2000 г.). Естественно меняется и расположение дна, которое является основным фактором подразделения Каспия на северный с глубинами до 50 м, средний – до 800 м, сильно расчлененный порог от нулевых метров до 100 м и южный – более 1000 м (рис.). Средний и Южный Каспий считаются самыми глубоководными. В их пределах расположены, соответственно Дербентская, Хачмасская, Ленкоранская и

Шахсеварская котловины, окаймленные 0-200 метровыми глубинами. По краям Каспий окружается горными системами Эльбурса (на юге), Талыша (юго-западе), отрогами Большого Кавказа (на западе) и Туркменбаши, Устюрт, Мангышлака (на востоке). Не срезая окружающий рельеф, он плавно поглощает береговую полосу и соединяется с равнинами Куринской низменности, Поволжья и Западного Туркменистана. Имея морфологическую природу, они в какой-то степени совпали с геологической (рис.).

Материал. Основными данными по азербайджанской части Каспия явились результаты палеонтолого–стратиграфических исследований неогеновых разрезов Кусарско-Астаринского побережья Каспия, выполненных кафедрой палеонтологии и исторической геологии согласно плана научно-исследовательских работ в период с 1981 по 1991 гг., а также изучение верхнекайнозойских отложений крупных морских массивов - Нахичевань, Гюнешли, Чираг и Азери, Шахдениз и более мелких, при этом широко были использованы работы местных геофизиков-нефтяников и зарубежных инвесторов.

Тектоника и геодинамика. Наиболее крупным, и в то же время мелководным, является Северный Каспий –Астраханско-Гурьевский и частично Мангышлакский район, с которого и начинается плоскодонный Каспий (до 50 м). Он перекрыл стабильную часть Скифско-Туранской плиты с типичной континентальной корой и тесно связался с Прикаспийской впадиной (синеклизной или авлакогенной структурой), сложенной мощной складчато-метаморфизированной толщей фанерозоя, образованной на протерозойско-вендском основании Русской платформы. Он содержит ряд представительных структурно-тектонических элементов соляно-купольного типа, расположенных в пределах водных границ – Астраханский свод, Приморское поднятие, Северо-Каспийское поднятие, иногда включающиеся в ряд Эмбенских выступов. В административном порядке всецело находится за пределами страны (рис.).

Средний Каспий начинается с Махачкалинско-Мангышлакского района средних глубин (в основном 300 – 600 м). На севере его располагается кряж Карпинского с Бузачинским выступом, ограниченный региональным разломом. Южнее протягивается Манычская зона прогибов, закрывающаяся на востоке Мангышлакским поднятием, а на юго-востоке, Средне-Каспийским сводом, затем своеобразно раскрывающиеся в Северо-Туркменские зоны опусканий. С юга отчетливо выступает Карабогазкий свод. Все указанные структуры расположены на Скифской плите, отдельными элементами на самом далеком юге его, протягивается, разобщенный краевой прогиб единый Терско-Каспийский.

Подписи к рис.

- I. Древняя Русская плита с вендским основанием под чехлом более молодых отложений.
 - II. Молодая Скифско-Туранская плита с герценским консольным основанием: а - кряж Карпинского; б – Бузачинский выступ; в – Северо-Туркменская система прогибов; г – Среднекаспийский свод; д – Карабогазский свод; е - Кизлярско-Каракумская система поднятий; Терско-Каспийский передовой прогиб с локальными инверсионными структурами (ж₁ – Дагестанское молассовое опускание, ж₂ - Азербайджанское, ж₃ – Туркменское)
 - III. Транскаспийская субдукционная система: а – Большекавказская складчато-покровная зона; б – Апшеронско-Прибалханская зона поднятий (1 – северная структурно-фациальная подзона, 2 – центральная, 3 – южная); в – Большебалханско-Копетдагская складчато-покровная зона.
 - IV. Южнокаспийский междуговой бассейн: а – Бяндованский блок; б – Нефтечалинский блок.
 - V. Астаринско-Шахсеварская субдукционная система, замаскированная молассовым прогибом.
 - VI. Эльбурская активная островная дуга.
- О – границы крупных сдвигов: 1 – Мумра-Дурневский (главный северный разлом), 2 – Чеченско-Кызылачватский, 3 – Самурский, 4 – Сиазаньско-Северобалханский, 5 – Аджичайско-Огурчинский, 6 – Малобалханско-Гасанкулийский, 7 – Восточно-Азербайджанско-Горганский.



- осевая линия Ленкоранского грабена рифта, преобразованного в действующую конвергентную зону.

Весь разрез Скифской плиты свидетельствует об отсутствии каких-либо прямых признаков существования крупных возвышенностей на рубеже формирования ее чехла. Этот период оказался просроченным, что объясняет выделения промежуточного этапа, охватывающего конец позднего палеозоя и ранний мезозой. Дальнейшая ее геологическая история показывает на согласованный характер смены динамических обстановок при активизации Большекавказского орогена, особенно обнаруживающаяся с позднего миоцена, когда начинают закладываться вокруг него крупные молассовые бассейны. В дальнейшем общий размах новейших движений на всей Скифской плите резко увеличивается и завершается накоплением мощной толщи (до 4 км) осадочных образований, чему способствовало также и погружение кристаллическо-метаморфического основания до 9 км.

В пределах Северо-Восточного Азербайджана она занимает прибрежную полосу и часть акваториальной поверхности, именуемая Кусарско-Дивичинским наложенным прогибом. В последнее время эта структура реанимируется как синклинорий, что является очевидной ошибкой. Наоборот, самые относительно нестарые данные (В.Е. Хаин, 1982; 2001) показывают, что он входит в состав Предкавказской (Скифской) плиты,

являясь ее наиболее подвижным «живым» склоном. Расположившись на консольном герцинском основании, представленное выступами сильно измененных и дислоцированных образований палеозоя, преимущественно девонско-пермского возраста, она начала формироваться с юрского периода. Более древние отложения в составе плиты не известны, что характерно для всего Кавказа, поскольку байкало-каледонский этап его оказался незавершенным или просто в состоянии квазиplatformенной стабилизации. Это был тот самый момент, когда на долго спаялись Африкано-Аравийская и Евро-Азиатская плиты. Тем не менее в недрах региона шло накопление энергосил, в дальнейшем способствующих оживлению и активизации земной коры, размытую и складчатую поверхность которой (герциниды) покрыли осадочные формации раннего мезозоя. Последние, в свою очередь, оказались местом формирования больших по размерам прогибов – Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского, состоящих из отдельных структурных элементов, эпизодически приобретающих самостоятельное (автономное) развитие. Один из них, вышеотмеченный Кусарско-Дивичинский прогиб, занимая и часть зоны прибортовых третичных складок Дагестана (до р. Гюльгеричай), с севера ограничился субмеридиональным древним Самурским глубинным разломом, с юго-запада – Ашагимакинско-Сиазанским, а с северо-востока, раскрываясь в сторону Каспийского моря - Кубадагским. К этой раме приурочен ряд погребенных тектонических блоков – Яламинский, Худатский, Хачмасский и Кусарский. Восточнее, все они не прерываясь распространяются в пределы бассейна, где участвуют в строении дна, под названием Ялама-море, Худат-море, Агзыбирчала-море и др. Их обнаружение было выявлено благодаря гравиметрической съемке и подтверждено сейсморазведкой, которые к тому же показали неоднородность строения прогиба – отсутствие преемственности между мезозойской и кайнозойской складчатостью, стратиграфической корреляции разрезов, единой глубины залегания юрских и меловых отложений, различие в мощностях отдельных стратиграфических единиц, их уменьшение в местах незначительного распространения или поднятий, и конечно, заполнение межвыступов неогеновыми образованиями. В юго-восточном направлении, прогиб резко расширяется и выполняется мощным верхним кайнозоем, представляясь небольшой, но глубокой мульдой. Здесь, основание ломкой коры фиксируется под земной поверхностью на границе 9-10 км, юго-восточнее оно резко сокращается до 2,5 км, ограничиваясь глубинными разломами и приобретая дугообразную форму. Мощность юрских отложений в первом случае доходит до 5 км, во втором - до 0,5 км. Все это свидетельствует о многоблоковой структуре самого фундамента, который в дальнейшем покрывался своеобразным чехлом, соединивший их в одну систему.

Постепенно к Западному Туркменистану, по направлению к полуострову Дарджа, происходит резкое сближение зональных разломов и Кусаро-Дивичинский прогиб превращается в вид грушевидного клина и под

воздействием Большекавказско-Апшероно-Прибалханской субдукции раздробляется, а более пластические массы его выжимаются, и, не доходя до Краснодарского прогиба, значительно утоняется и полностью исчезает. В более широком обзоре, геофизические данные свидетельствуют о его значительном опускании и последующей, после подъема денудации, сокращении гранитного слоя и воздымании поверхности базальтового слоя, в южных и северо-западных частях, которые помимо изостатических причин, связаны и с их расположением на узлах пересечения действующих глубинных разломов различного направления - субмеридионального (герцинского) и субширотного (альпийского). В первом случае, это деформации Западно-Каспийского разлома (Восточно-Азербайджанский, по Э.Ш.Шихалибеги, 1996), (иногда называемая «антикавказская волна»), в другом – Главнокавказская («близкавказская волна»). Тем не менее, прогибание и, естественно, движение по разрывным нарушениям, шло неравномерно. Если взять весь Терско-Каспийский прогиб, то в целом он интенсивно и регионально углубляется в начальной стадии – олигоценовой и кавказской, с мощностью осадков более 1 км. Затем он превращается в область относительного поднятия, накопив в миоцене всего 300 м терригенных образований и вновь в позднем плиоцене регенерируется прежний режим, даже с еще большим размахом, когда только акчагыльский и апшеронский века характеризуются отложениями, мощностью 1,5 км. Весь этот путь Кусаро-Дивичинский прогиб контролируется Сиазанским разломом, а затем вновь в Западной Туркмении выступает в виде предгорного прогиба.

После миоцена на рубеже с ранним плиоценом, прогиб теряет свои прежние контуры. В это время формируется один из крупных поперечных поднятий Кавказо-Дагестанский клин, с юга причлененный к Центральному поднятию Главного Кавказского хребта, а с севера, у верховьях р. Сулак, своей суженной стороной напирается на махачкалинскую часть прогиба, придав ему скошенное положение. На продолжении осевой части поднятия от г.Каспийск до г.Лагодехи вдоль основных разломов наблюдается значительная насыщенность вулканитами и колчеданными рудопроявлениями. Предполагается, что Филлизчай-Кызылдаринская полоса месторождений связана именно с этим выступом.

В среднем миоцене, и возможно в позднем, в результате образования устойчивых поднятий, произошла консолидация всех мезозойских и палеогеновых положительных структур в единую Кавказскую островную дугу. С этого момента начинается прогрессивное расширение суши, которое привело к превращению ее в крупный Кавказский полуостров, с выдающимися Каспийским и Ставропольскими частями. Все это продолжалось и позднее, в особенности в продуктивный век, когда произошло почти полное осушение региона и преобразования его в континентальный Кавказский перешеек между Каспийским и Черным морями. По существу этим закладывается меридионально направленная речная сеть, унаследо-

ванная современной артерией – от Мазымчая на западе, до Дамирапаранчая на востоке. В то же время гидросеть северо-восточного Азербайджана – междуречье Кусарчай-Сумгаитчай резко меняет путь развития на юго-восточное. Тем самым начинается своеобразная дельтовая постройка для скопления углеводородных соединений и формирования нефтегазовых месторождений, с одной стороны в пределах Куринского межгорного прогиба, с другой – Апшеронского. С этого момента земная кора Азербайджана, становится ареной асимметрично-складчато-надвигового коллюзионного орогена. Наступает решающая фаза закрытия Тетиса, резко воздымается Кавказ, образуются горные цепи и молассовые бассейны. Наконец, в конце плиоцена возникает сам Каспийский бассейн с Апшеронским полуостровом. Все это находится в прямой зависимости от динамики окружающих плит. Активно расширяется Красноморский рифт и Оманский залив, приведшие к столкновению Анатолийско-Иранской плиты с Понтийско-Каспийской, давлению и нажиму Лутской плиты восточного Ирана на Южный Туркменистан с образованием крутоизогнутого Копетдага. Эти сложные движения приводят к разнонаправленным и разноскоростным перемещениям отдельных литосферных глыб и на территории Азербайджана, что объясняет его узорчатое строение и возникновение специфических тектонических названий, типа – слэб, террейн, индентор и др. А они в свою очередь требуют дополнительных палинспастических усилий при реорганизации труднодоступных стратиграфических результатов. Сказанные тесным образом связаны и с Каспийским морем, где наличие океанической коры и ее движение содействовало прибавлению новых терминов - спрединг, желоб, субдукция, обдукция и др., которые имеют свои геологические законы, как например, последовательность латерального расположения стратонов, удревнение их от оси к “плечам” (иначе от центра к краям), обратный ход горообразования (раний этап), зарождение новой литосферы и многое другое, характерное для океанов.

Само море, являясь остатком Тетиса, настоящий вид принял 0,6 млн. лет тому назад, на рубеже плиоцена и плейстоцена. Тем не менее формирование некоторых его частей (северной и южной ванн) происходило одновременно, в условиях неоднократного растяжения и сжатия. Вопрос в том, где, когда и как все это происходило, и особенно геометрия раскрытия?

Механизм перемещения относительно безграничной коры вглубь Земли, по законам трехмерного погружения – близ поверхностного, промежуточного (60-300 км) и глубокофокусного – по степени напряжения отчетливо определяются характеры линеаментов. Самые мощные, именуемые зоной Вадати-Заварицкого-Беньофа, часто просто Беньофа, проникают внутрь от 600 и более км, до контакта плиты с мантией, что вызывают большие сотрясения и разрушительные землетрясения. В пределах нашей республики эта субдукция относится к нормальным и находятся на глубинах 20-40 км, иногда еще меньше, т.е. в пределах начальной стадии.

А это гарантирует относительное спокойствие.

Наиболее сильные движения земной коры Азербайджана, сопровождающиеся ощутительным горообразованием и повсеместными опусканиями краевых и межгорных впадин, а также субареальной вулканической деятельностью, приходится на поздний сармат и весь меотический век. Этот рубеж датируется как допонтический, возраст которого не намного превышает 11-12 млн. лет, принятый по результатам изучения андезитов и дацитов из Лок-Агдамской зоны (М.М.Рубинштейн и др., 1974). Учитывая и последние данные по различным точкам Альпийско-Гималайского пояса (Г.Д.Афанасьев и др., 1983; германские исследователи Н.Я.Липпoldt и др., 1983), несколько уменьшается неотектонический этап развития и начиная с 13,6 млн. лет детализируется окончание островодужного режима и переход к созданию современных морфоструктур - наложенных и унаследованных. В это время существенные фазы поднятия приходится на продуктивный век ($5,6 \pm 0,2$ млн. лет назад) и, в меньшей мере, на апшеронский (1,65 млн лет). Регрессия продуктивного века способствовала сильному падению уровня Каспийского бассейна - в среднем на 600 м, и резкому опреснению в пределах 8-15 %. Корреляция этих событий по обнажениям Кавказского региона свидетельствует о повсеместно-синхронном проявлении положительных движений, совпадающих по времени с увеличением скорости северного перемещения Аравийской плиты, начиная с 5 млн. лет. Примерно с этого века и по настоящее время усиливается грязевой вулканизм, связанный с действием перемещающихся массивов, контролируемые полого наклоненными близповерхностными разломами, фиксируемые на западной окраине Каспия, в пределах Бакинского и Апшеронского архипелагов. Подобное явление на противоположной стороне не наблюдаются. И, наоборот, при приближении к Иранской части плиты, резко возрастают углы наклона и размах близэльбурского опускания, что вызывают и более сложные геодинамические явления. Мы сейчас можем говорить о полном изменении формы и географическом расположении территории нынешнего Каспийского бассейна - от широтного к меридиональному, начиная с неогена, причем эта конфигурация продолжает действовать и развиваться. Процесс роста и сдвливания Главного Кавказского хребта начался одновременно с конца ранней юры - 177 млн. лет назад. Это были первые пассивные островные дуги, большая часть которых были подводного характера. Постепенно динамика сближения Гондваны и Лавразии увеличивается и наиболее ее сильные моменты приходится на кавказский век - 25+ 1 млн. лет, с которого и проводятся дальнейшие отсчеты субдукционно-обдукционных событий, приведшие к образованию орогена Большого Кавказа и опрокидыванию его на юг, с перекрытием более молодых образований. Пик стрессовых движений фиксируется с позднего миоцена - 18,6 млн. лет до позднего плиоцена (3,4 млн. лет), и наоборот, относительное расширение морских условий с конца ачкагыльского века - 2-1,9 млн. лет тому назад. Каждая фаза сжатия со-

проводилась фазой быстрого погружения, как например Кусаро-Дивичинского прогиба. А поднимающийся Большой Кавказ все больше и больше подвергается аккреции и коллюзии фрагментов континентальной и океанической коры, вблизи края Восточно-Европейской платформы. К юго-востоку он постепенно сокращаясь (суживаясь), представляется в виде двух – Североапшеронской и Южноапшеронско-Кобыстанской структурно-фациальных зон. Происходит слияние древних структур Северного и Южного склонов Главного Кавказского хребта и резкое их погружение по Яшминскому глубинному разлому и далее в море, в виде полосовых структур от меридиана Сумгаит-дениз, Куркачидаг-дениз и до блока Кяпаз-Вургун. Именно здесь зафиксированы значительные мощности осадочного чехла, достигающие в юго-восточной части Апшеронского полуострова и на южном погружении складчатой зоны Бакинского архипелага до 25 км.

В структурном плане выделяются 2 этажа – юрско-меловой, на консольном герцинском и олигоцен-плейстоценовый, на киммерийском складчатом миогеосинклинальном основании.

В первом случае, имеются визуальные разрезы на Большом и Малом Кавказе Азербайджана, где под конгломератами основания юры залегают зеленовато-серые сильно измененные глинистые сланцы карбонового возраста (р.р. Катехчай, Белоканчай, Асрикчай), что можно распространить на всю республику и считать его предспрединговой стадией Неотетиса. В другом - тектонически представляется новообразованной структурой на погребенной части антиклинория Бокового хребта, который здесь, благодаря резкому сближению с антиклинорием Главного Кавказского хребта и их дальнейшим погружением сжимается, в результате чего разрушаются и с поверхности исчезают Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий, Шахдагско-Хизинский синклиний, Тфанский антиклинорий, Закатало-Ковдагский синклиний, Вандамский антиклинорий и частично Шамаха-Кобыстанский синклиний и появляются новые структуры. В таком виде они фиксируются и в море на значительной глубине, составляя более сложную часть Апшероно-Прибалханского коридора. Последний отчетливо разделяет Средний Каспий от Южного, располагаясь между Сиазаньско-Балханско-Предкопетдагским и Аджичайско-Западно-Туркменским разломами. Он представляет собой наиболее изученную часть Каспия. В азербайджанском секторе порога известны около 70 автономных перспективных структур - поднятий, из которых более 28 являются нефтегазоносными месторождениями, сосредоточенные в продуктивной свите в Азербайджане и в челекенской в Туркмении. Различие между ними заключается в том, что первая является сероцветной, а вторая-пестроцветной. Их непосредственное соотношение фиксируется примерно в 100 км восточнее п-ова Челекен, где обычно расположенные в линию фронтальные брахиантиклиналы вначале скрыты, но затем под действием смещения и сближения основных глубинных разломов, более широко и активно разруша-

ются и в создавшихся напряженных участках столкновения разнородных массивов – Апшероно-Прибалханского и Терско-Каспийского, резко оживляются процессы обдукции, уничтожаются отдельные фрагменты разреза, в конечном итоге нарушается последовательность напластований. Тем не менее, континентально-лагунные их остатки встречаются в северной части Западно-Туркменской низменности (район п-ова Челекен), где мощность по данным скважин колеблется от 500 до 3000 м. К тому же отсутствие подстилающих отложений ограничивает более широкое представление о их геологической позиции. Но постепенно к району горы Балхан, выясняется их геологический статус, залеганием континентальной кюрянской свиты на юре, меле и палеогене и перекрытием морского акчагыла. Возможно эта свита является долгоживущим базальным основанием. Сложность построения сводной стратиграфической схемы плиоцена заключается еще и в том, что здесь соседствуют две аналогичные толщи по литологическому составу и цветовой характеристике. Одна распространяется к Челекенскому п-ову и развивается в Прибалханском районе (северная часть Западно-Туркменской низменности). Эта челекенская свита содержит плиоценовую остракодовую фауну и переотложенные из более древних отложений фораминиферы, но не имеет нижнего контакта (не вскрыта). Иногда она называется также красноцветной или пестроцветной. Другая свита развивается рядом на п-ове Туркменбаши (ранее Красноводский) и на Большом Балхане. Это вышеотмеченная кюрянская свита пролювиального происхождения, надстилаящая непосредственно средний миоцен и даже магматические образования п-ова Дарджа, куда тянется Кубадагская антиклиналь. Последняя сочленяется с Кусарско-Дивичинским прогибом, имеющей в своем основании такой же, но погребенный, вулканит. Именно в этом разрезе полуострова в кровле свиты неоднократно обнаруживалась акчагыльская фауна, что полностью исключает присутствие сходных образований и приближает к нашему мнению о ее базальном генезисе. Таким образом, продуктивный региярус и челекенская свита являются одновозрастными и в течении 3-2,2 млн. лет концентрировали в себе крупные углеводородные скопления. Самые древние породы, слагающие морское дно порога, являются нижнеплиоценовыми, точнее понтическими, а самыми распространенными продуктивными и апшеронские, без учета каспийского регияруса (плейстоцена). Все они составляют акваториальную часть Апшеронского п-ова и тянутся от Киялинской косы через банку Гоша Даш к острову Пираллахи и в район Нефт дашлары. Примыкающие к ним острова Бакинской бухты - Наргин и Песчаный слагаются из акчагыльских, апшеронских и плейстоценовых отложений.

Выделяемые между Большекавказско-Копетдагским мегантиклинорием и Скифско-Туранской плитой краевые прогибы окончательно сформировались примерно в одинаковое время - олигоценно-миоценовую эпоху, но пути их дальнейшего историко-геологического развития резко ра-

зошлись, что нашло отражение в их общем строении, осадкообразовании, полноте и объеме разрезов. Например, в Кусарско-Дивичинском прогибе кавказский региярус непосредственно залегает на меловых образованиях и также с перерывом перекрывается верхним плиоценом. Но в пределах Красноводского прогиба кавказский региярус отсутствует и средний миоцен находится в контакте с эоценом и перекрывается уже отмеченной континентальной кюрянинской свитой позднего миоцена и нижнего плиоцена. Все это свидетельствует о том, что позднеальпийские движения способствовали окончательному разделению некогда единого прогиба на более мелкие структуры и последующему их уничтожению, первые признаки которых наметились уже в раннем палеогене, когда уже был полностью сформирован структурно-неустойчивый край эпигерцинской плиты. Этим и сказывается резкое осложнение и отсутствие прямых коррелятивов в сочленении указанных прогибов. Дагестанская часть их, в настоящем выражена зоной прибортовых кайнозойских складок, которая в ранней и средней, и даже в поздней юре, представляла собой лагунно-континентальное окончание плиты, где происходило интенсивное угленакпление, сменившееся гипсоносно-карбонатным. Такое осадконакпление в северо-восточном Азербайджане не наблюдается, что возможно связано с зарождением Самурского поперечного разлома, тянущегося параллельно одноименной реки к Центрально-Каспийскому разлому. На этой территории с севера на юг выделяется система локальных поднятий, имеющие акваториальные продолжения и, составляющие юго-западные подразделения Среднекаспийского кряжа. Указанные поднятия до конца неокома служили источником сноса и своеобразными барьерами небольших погружений. Их глубокозалегающий разрез позволяет выделить четыре структурных этажа. Первый (нижний) слагают отложения средней юры, второй-мела, третий-олигоцен-миоцена, четвертый - конца нижнего плиоцена (продуктивного регияруса) и всего каспийского регияруса. По-видимому, в составе второго структурного этажа к самостоятельным подэтажам могут быть отнесены, с одной стороны образования баррема-апта-альба, с другой – сеномана и раннего палеогена (дата). Юго-восточная периклиналь мегантиклинория Большого Кавказа граничит с краевым прогибом по Сиазанскому разлому, ограничивающему с северо-запада Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий и с юго-востока Апшеронский порог. Затем ее след исчезает, происходит "замыкание" Кусаро-Дивичинского прогиба и всего Предкавказского в условиях моря. И через сложную сеть разноориентированных глубинных разломов с соответствующими массивами продолжается по Северо-Кубадагскому разлому с севера и Северо-Балханскому с юга, вместе ограничивая Красноводский прогиб, восточнее переходящий в Предкопетдагский.

Основанием стратиграфического разреза Кусаро-Дивичинского прогиба служит допермский интрузивно-эффузивный субстрат, образующий протяженную линейную полосу от северо-восточного Азербайджана, в настоя-

шем, глубоко залегающий, более 5 км, до северо-западного Туркменистана, наоборот, значительно приподнятый в виде высоко амплитудного горста. На всем протяжении южного края Скифско-Туранской плиты наблюдается отсутствие верхнепалеозойско-нижнемезозойского (пермско-триасового) комплекса, значительный объем среднеюрского отдела (вскрытая мощность 1200 м), и небольшой верхнеюрского, при трансгрессивном перекрытии его нижнемеловыми породами (до 300 м), сменяющиеся с перерывом неустойчивым по мощности (300-1200 м) верхним мелом. Объем отложений в южном направлении значительно увеличивается в основном за счет пополнения разрезов отсутствующими свитами и особенно мощным плиоценом, что очевидно связано со ступенчатым погружением южного крыла, осложненного флексурами с крутым, местами опрокинутым залеганием.

Отмеченный верхний неоген является наиболее представительным во всем разрезе. Подстилающие его миоценовые образования, сформировавшиеся в континентально-лагунных и, в меньшей мере, морских условиях, имеют всего 1500-1700 метровую мощность, т.е в несколько раз меньше, и отличаются регрессивным характером. Аналогичные условия наблюдаются и в олигоцене. И только в эоцене происходит существенный перелом в осадкообразовательном процессе-при раздвиговых обстоятельствах порождается мощная вулканогенно-осадочная толща- до 4000 м. А чуть раньше, в палеоцене и в дате было сжатие и, как правило, небольшая величина накопления и распространения соответствующих осадков. Это в какой то степени указывает на время активного становления и ставит его в один ряд с молодыми глубоководными впадинами Средиземноморья. В то же время начало первого растяжения территории современного южного Каспия было в юрско-меловую эру, когда уже существовали участки с океанической или утоненной корой, оставшихся после герцинских тектонических движений. Историко-геологическое развитие показывает, что именно они стали местом дальнейшего энергичного спрединга. И еще выясняется, что северная ванна Каспия более древняя, и палеоглубокофокусные разломы типа Вадати-Бениоффа-Заварицкого были еще в палеозое, в настоящем зафиксированные на обеих берегах в виде андезитовых излияний (агзыбирчалинская, красноводская и др. толщи). В более поздние времена они преобразовались в недоразвитые субдукции, действующие и по ныне. Все это свидетельствует, что Каспийское море при изоляции от Тетиса уже имело блоковую структуру, показывающая сложность строения, глубину залегания гранитно-метаморфического слоя и участки его отсутствия. Согласно последних данных геофизических исследований (М.Родкин, 2003; Н.Буваев, В.Пийп, 2004 и др.) они не присутствуют в Южном Каспии, а в Дербентско-Хачмасской котловине он присутствует по периферии или же имеет в других местах небольшую мощность (В.Хаин, 2005). Как показывает геологический анализ окружающей Каспия суши, в свое время он являлся частью крупного прогиба, объединенного в Крымско-Кавказское и незначительно в Копетдагское мезозойское опускание, с

множеством разнофациальных бассейнов, в неогене уменьшившись до Сарматского или Понтического морей.

Сейсмостратиграфический метод показал, что мощность осадочной толщи Каспия распространена неравномерно, также как и залегание ее основания и фундамента. Известно, что складчато-глыбовые сооружения Большого Кавказа стали воздыматься на рубеже плиоцена и естественно его изостазийским эквивалентом явилась Южно-Каспийская впадина, включающая участки молодых альпийских сооружений, возникшие на ранне-мезозойской консолидации ("постель") с байкало-каледонским метаморфическим основанием. Последние участвовали в строении ее краевых частей, центр которой был составлен океанической корой - новообразованной литосферой. Кайнозойские отложения в свою очередь делятся на два структурных этажа низшего порядка – палеоген-раннеплиоценовый и позднеплиоценовый-каспийский (антропогеновый), которые отделяясь друг от друга региональным перерывом, выполняют брешь и составляют своеобразный чехол базальтового раскрытия.

Верхняя, более глинистая толща (верхний плиоцен, плейстоцен и голоцен) занимает большую часть территории Южного Каспия (почти всю) и трансгрессивно срезает древние залегая на них с размывом. А это означает резкое расширение и значительное углубление дна, начиная с акчагыльского века. Формирование всего этого, хотя и началось с позднего понта, но полнота процесса – образование с современной глубокой котловины приходится на конец плиоцена – примерно 0,75 млн. лет. назад. Обращает на себя внимание большая мощность (до 7 км) самого молодого комплекса разреза Южнокаспийской впадины при глубине моря в 1 км. Оба этих явления свидетельствуют о большой величине опускания – 34 мм в год при раздвиговых перемещениях. К западу и востоку происходит смена молодых толщ более древними - вначале появляются позднекайнозойские, а затем мезозойско-кайнозойские образования. В некоторых местах первые непосредственно залегают на океанической коре, что свидетельствует о неогеновом раскрытии. От краев (плеч) рифта к центру наблюдается постепенное увеличение складчатости и разрывных нарушений, в виде переплетений различного направления и представления узкими грабенами растяжения, названная нами зоной Шихалибейли (Агаев, 2002).

Плиоцен-плейстоценовые образования составляют около 7,5 км (из них более 3-х км приходится на плейстоцен), миоценовые – 5,5-6 км, олигоценные - 3 км, эоценовые до 6 км, палеоценовые – 800 м. Подкоровое вещество находится на различных глубинах – от 40 и более (в юго-восточном Каспии между 38-55 км, по Б. Харикову, 1968) и имеет вид горизонтального цилиндра с радиусом до 45 км. Мощность базальтового слоя в Южном Каспии составляет 15 км, а на других его местах доходит почти до 20 км. Такая же цифра фиксируется на самом юге в Ленкоранско-Шахсеварской котловине. В своем строении она состоит из верхнепалеозойских андезитов, спилитов и возможно их грубообломочных разностей.

Выше них располагаются позднепермско-триасовые морские терригенные образования - аспидные сланцы, песчаники, конгломераты, туфобрекчии, а также метаморфизированные ракушники и темноцветные известняки (до 1500 м). От центра к периферии мощность убывает (до 500 м), вулканогенно-осадочные образования значительно изменяются и на денудированной поверхности их залегают сильно складчатые мезозойско-кайнозойские породы. Последние в срединной части достигают максимальных мощностей и в дальнейшем подвергаются глубокой переработке. Все это накопление происходит по-стадийно и в зависимости от степени изменения геологических условий подразделяется на этапы:

1. Юрско-эоценовый.
2. Олигоценно-раннеплиоценовый.
3. Послепонтическо-плейстоценовый.

Каждый из них может быть подразделен на подэтапы. Первый - мезозойского (с синемюрского века) раскрытия, датско-палеоценового закрытия и эоценового раскрытия;

Второй - вехнеолигоценного - нижнемиоценового закрытия, среднемиоценового-сарматского раскрытия, тарханско-меотического закрытия, понтического раскрытия; третий - бибиэйбатского закрытия, акчагыльско-каспийского раскрытия.

Время действия каждого этапа уменьшается с уменьшением возраста отложений. Наибольший возраст имеет первый - начиная с 208 до 35,4 млн. лет, второй этап начал формироваться с 35,4 млн. лет и завершился 3,4 млн. лет назад, а третий имеет всего 3,4 млн. лет. Но если быть еще детальнее, то присутствуют и еще короткие стадии – так называемые фазы – 0,8 млн. лет и меньше, как например, продуктивная. Таким образом, чем моложе отложения, тем интенсивнее они подвержены трансгрессивно-регрессивным челночным движениям и мощному осадкообразовательному процессу. В современном виде Средний Каспий подвержен более интенсивному осадконакоплению, чем Южный.

Свои основные черты Южно-Каспийская впадина получила от недавних складчатых движений и деформаций. Зажатая между поперечными Западно-Каспийским разломом и Малобалханско-Гасангулийским с востока, а с севера близширотным трудноуловимым нарушением, она в какой-то степени отражает и согласуется со структурными изменениями облегающих ее регионов. Для всего Кавказско-Северо-Иранско-Туркменского орогена и возможно несколько шире, характерна одна и та же мозаика малых и промежуточных плит со специфическим строением, формой и скоростью перемещений, пестрый тектонический стиль, практически совпадающий с поднятиями альпийских движений. Последние иногда доходят до 7 см в год, как, например, в случае с Закавказской мини плитой, находящаяся в коллизии с Главным Кавказским хребтом. Почти в таком же направлении, но с большей, скоростью, Южно-Каспийская микроплита воздействует на Апшеронско-Прибалханскую, а с юга на Эльбур-

скую. Все это истолковывается как существование бассейна вторичного рифтового генезиса, оставшегося от древнего Тетиса и в дальнейшем растянутого и укрытого молодыми осадками. Получается, что сохранившаяся субокеанская малая плита стала ареной быстродействующего спрединга, возможно переживший свой последний концентрированный этап, свидетельством чего, является его давление на Иранское побережье, изогнув его в форму полумесяца. Здесь, начиная от окрестностей озера Урмия наблюдается разветвления двух больших складчатых систем - Эльбурса и Загроса. Первая, исходя от Малого Кавказа, окаймляет южный берег Каспия и восточнее смыкается с положительными структурами Афганистана. В начале эта цепь в виде дуги выпуклостью была обращена к югу, а затем и к северу. В ее строении отчетливо проявляется опрокинутость складчатости и разрывной тектоники в сторону Каспийского моря. В своем ядре Эльбурская горная цепь сложена позднепалеозойскими и мезозойскими терригенно-карбонатными образованиями, перекрывающиеся лагунно-морским кайнозойем. Из этого ансамбля особо выделяется угленосная нижняя юра, подобная дагестанской (В.Б.Агаев, 1985). Время и характер их формирования совмещается или вернее отражает ряд орогенетических покровно-складчатых событий. Особенно запечатлелось пфальцское, выраженное открытым несогласием между юрой и триасом или трансгрессивным, через базальные конгломераты мезозойско-нижнеплиоценовый (слабо с верхним палеозоем) и верхнеплиоценово-плейстоценовый. Оба комплекса своим несогласием указывают на различные геологические условия, и в том числе на характер и последовательность раскрытия и скорости движения. Раздвигаясь в сторону северо-западного Ирана, она глубоко вдаётся в Ардебильскую горную систему, провоцируя их рост и вулканическо-сейсмическую деятельность, в то время как, Саваланско-Талышский массив, наоборот движется на север несколько медленнее – со скоростью до 1,2 см в год. Такое разностороннее перемещение связано с наличием Западно-Каспийского глубинного разлома, разграничивающий эти блоки и участвующий в их движении. При общей оценке очевидно, что Южнокаспийская впадина в своем развитии прошла ряд стадий, похожих на Красноморско-черноморский тип, с одной стороны, и Байкальский - с другой. При всем этом, процессы опускания здесь преобладали над поднятиями. Последние были неоднократными, но кратковременными и быстро разрушаемыми, поэтому и часто меняли направление протяженности от южного к восточному. Тем не менее донные осадки здесь накапливались без существенных перерывов, последовательно и полно, чего не скажешь о его прибрежно – шельфовых зонах.

Все это наводит нас к мысли о том, что в геологическом аспекте внутренние континентальные моря, образовавшиеся между Африканско-Аравийской и Русской плитами, являются коллизионными и родственными как по происхождению, генезису, так и времени. Например, Альборанский, Тирренский, Эгейский и др. впадины, имеющие миоценовый возраст.

**XƏZƏR: ƏMƏLƏ GƏLMƏSİ, GEODİNAMİKASI VƏ STRATİQRAFİYASI
(Birinci məlumat)**

V.B.AĞAYEV, H.M.HÜSEYNOV, Ş.R.BALAMMƏDOV, E.F.ƏMİROV

XÜLASƏ

Bu məqalədə yura dövründən hal-hazırkı vaxta qədər stratigrafiya bölgülərə, regionun tektonikası və geodinamizminə əsaslanan məlumatlara əsasən litosfer plitələrinin tektonikası nöqtəyi-nəzərdən Xəzər dənizinin paleotektonik inkişafı məsələlərinə baxılır.

Müəyyən olunur ki, Xəzərin cənub hissəsi Tetisin qalığıdır və neogen dövründən başlayaraq, lakin bir qədər yavaş, spredinqə şimal hissəsi uyğun olaraq subduksiyaya məruz qalır.

**CASPIAN SEA: THE GENESIS, GEODYNAMICS AND STRATIGRAPHY
(the first report)**

V.B.AGAEV, H.M.HUSEYNOV, Sh.R.BALAMMEDOV, E.F.AMIROV

SUMMARY

The questions of paleotectonic development of Caspian Sea are discussed in given article in view of tectonics of lithospheric plates. Thus, the basic data is stratigraphical partition, tectonics and geodynamism of region since Jurassic period to present.

It is found out that the southern half of Caspian sea is the rest of Tethis and it has been spreading since Neogen. Accordingly to that process northern half of Caspian sea has been subducting.