

погрешностей, полученных при оцифровке записей и т. д. Следующая операция обработки должна заключаться в построении амплитудных спектров Фурье и спектров реакций. Для обработки и анализа записей необходимо иметь библиотеку программ. Публикация, размножение и распространение информации – одна из важнейших функций службы сильных движений. Для этих целей необходимо предусмотреть выпуски соответствующих периодических изданий, в которых будут публиковаться полученные материалы.

Исследования сейсмологического, сейсмогеохимического режима на проектируемом сейсмополигоне и установление закономерностей их изменения в процессе геодинамического развития имеют фундаментальное и прикладное значение. Организация исследований по краткой программе, приведенной выше, позволит разработать наиболее точные методики по оценке сейсмической опасности и прогнозу землетрясений. Накопленный фактический материал позволит приступить к моделированию современных тектонических процессов Восточного Кавказа. Построенные модели позволят решить многие фундаментальные геологические задачи, наиболее обоснованно определять зоны ВОЗ, приступить к обновлению карты сейсморайонирования и микрорайонирования городов и крупных населенных пунктов республики.

Но реализация выше изложенных задач по организации сейсмомониторинга, возможна лишь при условии необходимого финансирования на приобретение современного оборудования и проведения полевых работ.

Литература

1. Служба сильных движений Таджикистана. Негматуллаев С.Х., Роджан К., Лунев А.А., Золотарёв А.И. Душанбе: «Дониш». - 1987. - 152 С.
2. Инженерно-сейсмометрическая служба СССР /Под ред. Хачияна Э.Е. М., Наука.- 1987.- 94 С.
3. Н.И. Кригер. Основные черты геологии и сейсмоструктуры района Кавказских минеральных вод и соседних территорий. -В кн.: Сейсмическое микрорайонирование территорий со сложными инженерно-геологическими условиями. М., Стройиздат.- 1985.- С. 3 – 10.
4. Совершенствование системы наблюдений за колебаниями зданий /Г.Р. Болтиев, Е.Ю. Карташов, Ф.А. Валиев и др.: Госстрой СССР. ЦНИИСК им. В.А. Кучеренко.- М., Стройиздат.- 1986.- 80 С.
5. Рекомендации по организации и эксплуатации станций инженерно-сейсмометрической службы (ИСС) /Госстрой СССР. ЦНИИСК им. В.А. Кучеренко.- М., 1984.- 74 С.
6. Сейсмостойкие здания и развитие теории сейсмостойкости /Под ред. С.В. Полякова, А.В. Черкашина. М., Стройиздат.- 1984.- 255 С.
7. Мамаев С.А. Оценка статистической модели здания и статистической модели сейсмического воздействия на основе инженерно-сейсмометрической информации. Дисс. на соиск. уч. степени к.т.н. М.- 1991.- 119 С.
8. Дорофеев В.М. Математическая задача оптимизации сети станций инженерно-сейсмометрической службы страны //Исследование по теории сейсмостойкости сооружений. М., ЦНИИСК.- 1983.- С. 9-104.
9. Дорофеев В.М., Денисов Б.Е. Организация инженерно-сейсмометрических наблюдений на основе метода оптимального планирования //Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. Вопросы инженерной сейсмологии, Вып. 23. М., Наука.- 1982.- С. 145-148.
10. Смирнова М.Н. Доюрское основание Терско-Каспийского прогиба. Дисс. на соиск. уч. степени д-ра г.-м.н. –М.- 1975.- С. 290.
11. Иванова Т.Г., Пономарева О.Н., Штейнберг В.В. Ускорение колебаний грунта при землетрясениях //Оценка сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 24. М., Наука.- 1983.- С. 39-51.
12. Крамынин П.И. Методические основы количественной оценки сейсмической опасности в сейсмоактивных областях //Вестник ДНЦ РАН. Вып. 8.- Махачкала.- 2000.- С. 40-45.
13. Крамынин П.И. Расчёты прогнозных параметров сейсмического воздействия на Дагестанском участке трассы нефтепровода //Материалы междунар. симп. Влияние сейсмической опасности на трубопроводные системы в Закавказском и Каспийском регионах. М.- 2000.- С. 266.
14. Дорофеев В.М. Мониторинг состояния зданий и сооружений существующей застройки городов, подверженных катастрофам природно-техногенного характера //Проблема безопасности при чрезвычайных ситуациях М.: ВИНТИ, 1998, Вып.б.- С. 16-26.
15. Организация инженерно-сейсмометрической службы в Республике Дагестан. Далгатов Д.М.-З., Черкашин В.И., Дорофеев В.М., Крамынин П.И., Мамаев С.А., Магомедов Р.А., Никуев Р.Ю. // Вестник Дагестанского научного центра №14. Махачкала 2003. С. 25-33.

Особенности тектоники дагестанского клина в связи с проблемой его происхождения

*А.К. Васильев
ИГ ДНЦ РАН*

Впервые термин Дагестанский клин употребил Н.С. Шатский (1929). Под этой структурой он понимал ту часть нагорного северо-восточного Кавказа между Владикавказом и Каспием, которая широким углом вдаётся к северу в прилегающую равнину. Выдвигание мезозойского массива происходит вследствие появления новых меловых брахиантиклиналей в вершине этого клина, а также от того, что мезозойские складки, параллельные в Южном Дагестане третичным отложениям и имеющие северо-западное простирание далее к северо-западу, выгибаясь слабыми дугами, погружаются под толщу третичных пород между реками Терек и Сулак с западо-северо-западным простиранием. Дагестанский клин, по мнению этого исследователя, имеет длинную и сложную историю и окончательно сформировался лишь в позднейшие тектонические фазы.

Отличие области Известнякового Дагестана (части Дагестанского клина) от смежных территорий Н.Н. Ростовцев (1948) видит в особенности его геологического развития в юрское время. Эта особенность заключается в непрерывности процесса осадконакопления с верхнеалейского по меловое время включительно, что не имело места в смежных с ней территориях. Причину же образования самого

выступа мезозойских пород к северо-востоку и дугообразного его обтекания третичными складками Н.Н. Ростовцев объясняет наличием в пределах Нагорного Дагестана песчаниковой «глыбы» нижней юры мощностью до 6 км, послужившей упором для масс третичных пород, испытавших движение со стороны платформы в направлении внутренней части геосинклинали.

Давший тектоническую характеристику области Нагорного Дагестана, который он отождествлял с Дагестанским клином, В.Е. Криволицкий. (1954) выделяет в его поперечном сечении 4 крупных, протяжённых, параллельных друг другу антиклиналей и столько же синклиналей.

Одной из характерных черт современной структуры Известнякового Дагестана является однообразное высотное положение складок в пределах всей этой территории, сопоставляемое по шарнирам любого слоя, например, ниже-барремских отложений, Так, участки наибольшего подъёма шарниров подавляющего числа антиклиналей по этим породам находятся по абсолютным высотам приблизительно от 2000 до 2300 м при вертикальной амплитуде складок в 2-2,5 км.

Складки смежных с Известняковым Дагестаном областей находятся на иных гипсометрических уровнях. Так, в области третичных предгорий складки по нижнему баррему располагаются на 2 км ниже, чем названные выше. Переход Известнякового Дагестана в сторону осевой зоны Кавказского хребта, то есть в область Сланцевого Дагестана, связан также с резким скачком в высотном положении складок. Таким образом, обнаруживается ступенчатое строение Дагестанского клина. Переход от одной ступени к другой происходит через флексуры, вероятно, связанные с разломами фундамента. В тектоническом отношении ступень Известнякового Дагестана представляет собой крупную структурную террасу, в пределах которой слои смяты в целую серию складок коробчатого типа. Такое же ступенчатое строение выявляется и при переходе Известнякового Дагестана вдоль простирания складок в область Джуфидагского антиклинория. Шарниры складок Известнякового Дагестана как-то: Мугринской антиклинали, Хаджалмахинской синклинали, Дейбукской антиклинали, Акушинской синклинали, Уллучаринской антиклинали и Шунудагской синклинали испытывают сильное поднятие в юго-восточном направлении, в результате чего кровля ааленских отложений поднимается с 500-1000 м в области Известнякового Дагестана до 2500-3000 м на территории Джуфидагского антиклинория. Этот ступенчатый переход связан, вероятно, с поперечным Гамриозеньским разломом фундамента.

В области Предгорного Дагестана такой же уступ по линии разлома наблюдается и в шарнирах антиклинальных складок Западной и Восточной антиклинальных зон. Так, на участке сочленения брахиантиклиналей западной зоны Гаща и Селли кровля верхнемеловых отложений в осевой части поднятия Гаща вскрыта на отметке - 1746 м, а на северо-западной перекикали в Селли - 1209 м. Это означает, что амплитуда ступени равна 537 м, хотя между крайними северными скважинами в Селли и Гаща всего 6 км (Несмеянов, 1959).

Далеко к северо-востоку в зоне Гамриозеньского разлома по оси Восточной антиклинальной зоны между поднятиями Избербаш и Каякент отмечается аналогичный уступ шарнира этой зоны по кровле майкопских и верхнемеловых отложений величиной соответственно 1500 и 1000 м. (Куприн, 1959). Различные высоты уступов в зоне разломов свидетельствуют о неоднократном вертикальном перемещении блоков фундамента, сочленяющихся по разлому.

Следов горизонтального смещения в поверхностной структуре отложений в зоне разлома не имеется. Оси Уллучаринской, Кубачинской и Мугринской антиклиналей в пределах этой зоны в блоке Джуфидагского разлома прямолинейны. Также прямолинейна и не испытывает горизонтального смещения ось Селлинско-Гашинской структуры. Имеющееся горизонтальное смещение оси Восточной антиклинальной зоны на участке сочленения поднятий Инчхе-Каякент можно объяснить существованием в Каранайаульской впадине структуры центрального типа, которую вынуждена «обтекать» Восточная зона на Избербаш-Инчхейском участке.

Таким образом, нет оснований полагать, что на юго-восточной границе Известнякового Дагестана, которой является Гамриозеньский разлом, происходило перемещение Дагестанского клина в северо-восточном направлении.

Юго-западная граница Дагестанского клина совпадает с границей Известнякового Дагестана, отделяющей его от Сланцевого Дагестана и связана с глубинным Ушкортско-Чирахским разломом, являющимся восточным продолжением южной ветви Пшекиш-Тырныузской зоны разломов, отделяющей юрский геосинклинальный трог Дагестана от Скифской плиты. Граница Дагестанского клина протягивается вдоль названного разлома от р. Чанты-Аргун до верховий р. Чирах-чай. Вдоль этой границы проходит зона сочленения выходов на поверхность верхнеюрских и среднеюрских отложений. В структурном отношении граница выражена внутренней антиклинальной зоной Известнякового Дагестана, представленной с востока на запад линейными антиклиналями: Уллучаринской, Хиндахской и Ассабской (Несмеянов, 1959.).

Характерной особенностью этой антиклинальной зоны является дугообразный изгиб её оси со слабой выпуклостью на северо-восток. Такой же дугообразный изгиб имеет и сочленяющаяся с ней вдоль юго-восточной границы Агвалинская наклонная терраса, сложенная среднеюрскими породами и окаймляющая с северо-востока юрский трог. Использование (Нефтегазообразование... 1990) этой особенности в качестве доказательства смещения Дагестанского клина на северо-восток нельзя считать правильным. Такие же изгибы, параллельные изгибу оси Внутренней антиклинальной зоны, имеют и в це-

лом ступень Известнякового Дагестана вместе с Джуфидагским антиклинорием и ступень Предгорного Дагестана. Природа этого изгиба находится, по всей вероятности, в характере строения региона, в частности, в присутствии в области Восточного Кавказа и Закавказья в верхней части мантии крупной, округлой в плане астеносферной линзы. По всей длине Уллучаринской антиклинали (50 км) вдоль её юго-западного крыла проходит разрыв, по которому находятся в тектоническом контакте ааленские отложения, развитые в ядре этой структуры, с байосскими в смежной синклинали, то есть происходит взброс в юго-западном направлении. Участок максимальной амплитуды взброса находится в зоне Гамриозеньского разлома. В этой же зоне находятся и все выше перечисленные складки южной части Известнякового Дагестана. К югу от этой зоны происходит постепенное затухание Мугринской антиклинали. Постепенно разглаживается и Кубачинская складка. Выплаживаются и слаборазвитые в байосбатских отложениях складки так называемого

Бейбулагского синклинория в который в верховьях рек Чирах-чай и Курах-чай переходит Агваллинская наклонная ступень. По сути южная часть Мугринской ступени, включающая Джуфидагский антиклинорий вместе с Бейбулагским синклинорием представляет собой почти не деформированную слабонаклонную структурную террасу. Всё это наряду с более высоким гипсометрическим положением по сравнению с Известняковым Дагестаном и сильно дислоцированным смежным участком ступени Сланцевого Дагестана свидетельствует об автономном развитии Мугринской ступени. Присутствие на юге этой ступени на оси Салатау-Мугринской антиклинальной зоны, связанной с одноимённым разломом фундамента, локального структурного осложнения в виде Чолакского поднятия в данных тектонических условиях можно связать с глубинной структурой центрального типа. Наличие выхода самородной ртути на поверхности подтверждает это предположение.

Приморская тектоническая ступень, опущенная относительно Мугринской по региональной флекуре несмотря на большую удалённость от наиболее сжатой и дислоцированной зоны Главного Кавказского хребта, построена сложнее, чем Мугринская ступень. Она дифференцирована на ряд локальных антиклиналей и куполовидных поднятий, что свидетельствует о напряжённой тектонике, которую можно объяснить положением на границе Среднекаспийского и Дагестанского жёстких массивов земной коры. Первый предположительно связан с одноимённым астенолитом, второй - с треугольным в плане останцом коры, зажатым между Среднекаспийским и подобным ему астенолитом в основании Терско-Кумской изометричной впадины. Дагестанский клин собственно и является этим жёстким останцом, выполняющих его рифейских пород, покрытым незначительно деформированными фанерозойскими отложениями.

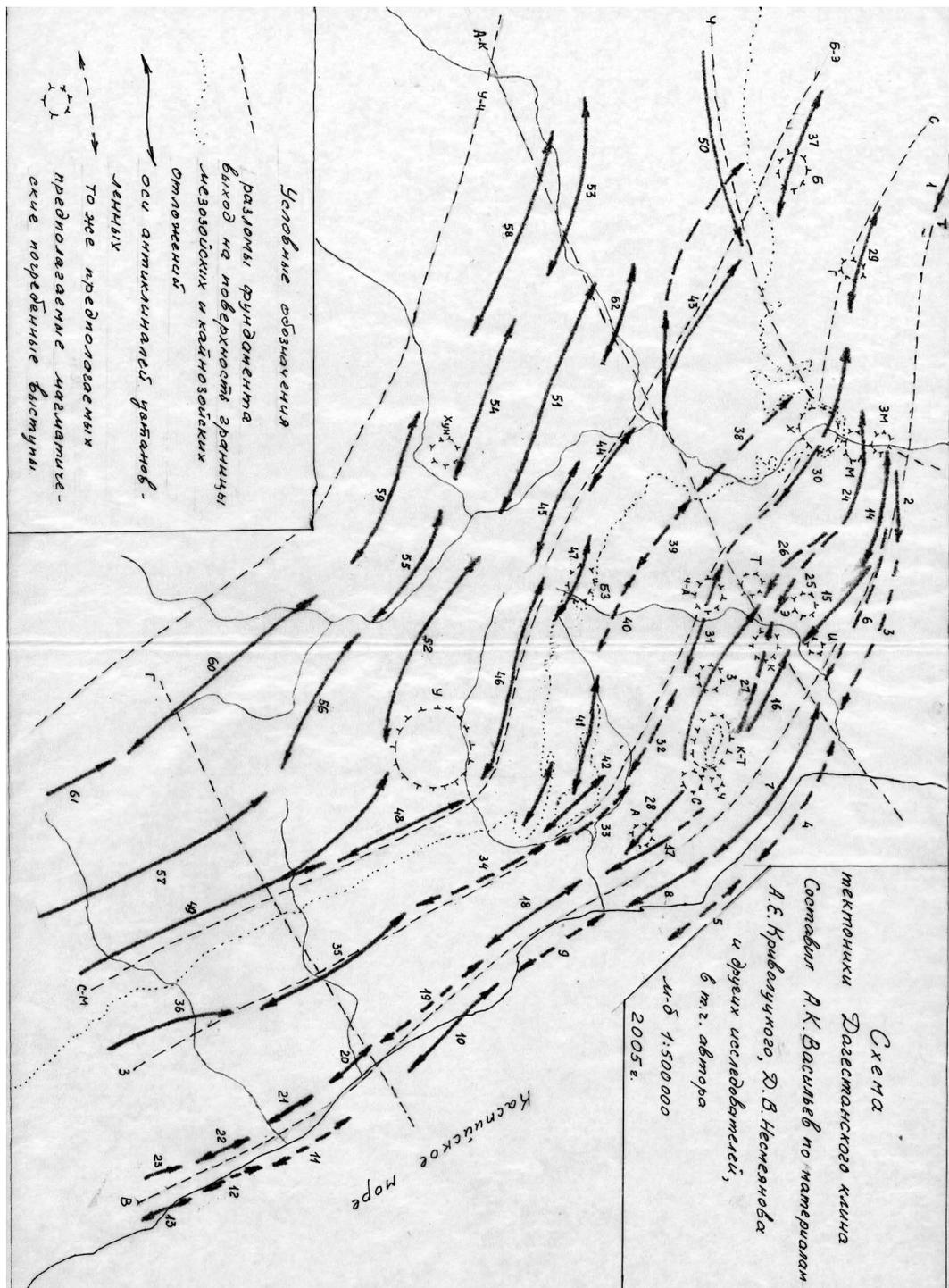


Рис.

Антиклинали: 1 - Вост. Гудермес; 2 - Чирюрт; 3 - Сафарали; 4 - Сев. Махачкала; 5 - Турали; 6 - Алмало; 7 - Махачкала; 8 - Димитрове; 9 - Ачису-море; 10 - Избербаш-Инче; 11 - Берикей-море; 12 - Дузлак-море; 13 - Дагогни-море; 14 - Шамхалбулак; 15 - Истису; 16 - Ленинкент; 17 - Айри-Тюбе; 18 - Ачису; 19 - Зап. Избербаш; 20 - Каякент; 21 - Берикей; 22 - Дузлак; 23 - Дагогни; 24 - Миатлы; 25 - Вост. Миатлы; 26 - Акайтала; 27 - Вост. Капчугай; 28 - Канабурбаш; 29 - Гиляны; 30 - Хадум; 31 - Чубар-арка; 32 - Мискинбаш; 33 - Карабудахкент; 34 - Салтабак; 35 - Гаша-Селли; 36 - Балхасхунук; 37 - Беной; 38 - Чиркей; 39 - Сунт; 40 - Буглен; 41 - Эльдама; 42 - Иргартбаш; 43 - Салата; 44 - Гимры; 45 - Ирганай; 46 - Кадар; 47 - Базалайтау; 48 - Губден; 49 - Мугры; 50 - Шаранды; 51 - Аракмеэр; 52 - Кулимеэр; 53 - Тлох; 54 - Хунзах; 55 - Турклитау; 56 - Айлитимахи; 57 - Дейбук; 58 - Куанхидатль; 59 - Хиндах; 60 - Уллучара; 61 - Кунки; 62 - Хунтли.

Разломы: Т-Терский; В-Восточный; С-Сунженский; 3-Западный; Б-Э-Бенойско-Эльдаровский; С-М-Салатау-Мугринский; У-Ч-Уллучарийский; Ч-Черногорский; А-К-Андийско-Кумгоркалинский; Г-Гамриозейский.

Магматические выступы: Г-Гиляны; Б-Беной; ЗМ-Зурамакент; М-Миатлы; Х-Хадум; И-Истису; Э-Экибулак; К-Капчугай; Т-Тепсели; Ч-А-Чубар-арка; 3-Заузанбаш; К-Т-Кукурттау; Ч-Черкесозень; С-Санаторский; А-Айри-Тюбе; БЗ-базалайтау; У-Урма; Хун-Хунзах.

Внутри Приморской ступени наиболее дифференцирована Восточная антиклинальная зона, генетически связанная с одноимённым глубинным разломом, подвижки по которому и обусловили раздробленность и высокую проницаемость надразломных образований, свидетельством чего является присутствие мантийного гелия в газах, выходящих вдоль зоны.

Как уже было сказано выше, основание Дагестанского клина связано с границей между Известняковым и Сланцевым Дагестаном. Если первый представляет собой слабodeформированное плитное образование, почти горизонтальное, сложенное с поверхности верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями, то Сланцевый Дагестан - всецело геосинклинальная структура (эвгеосинклинальная), представленная многокилометровой толщей юрских пород и связанная с зоной кавказских планетарных глубинных разломов на стыке Скифской и Закавказской плит.

Проходящая по границе Известнякового и Сланцевого Дагестана Агвалинская наклонная ступень связана с глубинной крупной флексурой, по которой ступень Известнякового Дагестана опущена относительно ступени Сланцевого Дагестана. Флексура является отражением в осадочных слоях Ушкортско-Чирахского глубинного разлома. Поскольку ширина и угол наклона смыкающего крыла флексуры сильно изменяются вдоль её простираия превышения Сланцевого Дагестана над ступенью Известнякового Дагестана изменяется от 500 м до 1,5 км. В сущности Агвалинская наклонная ступень, осложнённая мелкими стулообразными флексурами, отчего часто и называется Агвалинской зоной флексур, представляет собой остаток северо-восточного крыла регионального сводового поднятия, занимающего площадь развития юрских отложений от р. Аргун до р. Самур. По-видимому, первоначально поднятие в плане было округлым, повторяя форму создавшего его мантийного диапира, но затем при сближении и сдавливании Закавказской и Скифской плит стало овальным. Зона флексур в зависимости от расположения участков, которые она занимает по периметру поднятия, имеет различные ширину и угол наклона.

Так, на участке междуречья Аварское-Кара Койсу, граничащим с центральной наиболее сжатой частью Известнякового Дагестана зона флексур имеет наибольшую ширину 15-16 км, включает в себя ряд флексур, а наклон самой ступени (крыла) достигает 45-50 ° (Шолпо, 1964). К западу и востоку от этого участка крыло выполаживается, зона флексур становится узкой, а затем совсем исчезает. По Андийскому Койсу ширина зоны 4 км. В сущности здесь она является просто крылом крайней северной коробчатой антиклинали и пласты имеют угол наклона 20°. Здесь в этой полосе никаких осложнений не наблюдается.

К востоку от Аварского Койсу также происходит сокращение зоны флексур - в сечении по р. Кара-Койсу ширина её 12 км. В этом сечении в зоне флексур присутствует лишь одна пологая ступень с углом наклона 15-20 ° (Шолпо, 1964). Дальше к востоку зона флексур ещё больше сужается и в районе горы Шунудаг она переходит в крайнюю западную из трёх пологих антиклиналей Бейбулакского синклинория, плавно по дуге меняя простираение с юго-восточного на юго-юго-восточное, трассируя положение Ушкортско-Чирахского разлома, с которым она генетически связана.

При анализе тектонических и геологических карт Восточного Кавказа выявляется одна важная особенность. Участок наибольшего развития флексур Агвалинской зоны на останце моноклинали северо-восточного крыла Дагестанского сводового поднятия находится в полосе северо-восточного простираия шириной до 50 км, в которую входят: на юге Цурибская кольцевая структура, севернее - участок наиболее напряжённой тектоники Известнякового Дагестана, а ещё далее на север аналогичный по тектонической напряжённости участок Предгорного Дагестана. Выделенная, на основании космоснимков, В.Д. Скарятиним (1976) Цурибская кольцевая структура диаметром до 50 км располагается в междуречье Аварское Койсу - Казикумухское Койсу и совпадает с наиболее тектонически напряжённым участком зоны флексур, имеющий здесь наибольшую ширину. В Известняковом Дагестане это - наиболее узкий и сжатый участок ступени. Антиклинальные зоны здесь сближаются местами синклинали между ними сильно сужаются и даже раздавливаются, как это происходит с Урминской синклиналью в её северо-западной части в районе селения Аракань. В ядре некоторых антиклиналей таких, например, как Ирганайская и Араканская, принадлежащие соответственно Внешней и Центральной антиклинальным зонам юрские слои сильно сжаты и образуют вторичные изоклинальные складки.

По мнению Е.Е. Милановского происхождение Цурибской кольцевой структуры связано с ростом одного из мантийных диапиров в зоне Бокового и Главного хребтов. Прямое выражение этих структур в рельефе объясняется развитием их на неотектоническом этапе. Подъём диапира при одновременном движении масс с юго-запада, со стороны юрского осевого трога, привёл к выдвигению зоны флексур на северо-восток на 5-6 км и к дугообразному изгибу в том же направлении оси Внутренней антиклинальной зоны. В то же время аналогичная структура примерно тех же размеров (Буйнакский диапир, о котором ниже) развивалась в области Предгорной тектонической ступени в междуречье Шура-озень - Губден-озень. Подъём этой структуры в послесарматское время привёл к расширению вмещающих пород во всех направлениях, в том числе на юго-запад, навстречу движению масс со стороны Цурибского диапира. В результате северная ветвь (ребро) Внешней антиклинальной зоны, состоящее из антиклиналей: Салатауской, Гимринской, Ирганайской и Кадарской выгнулось слабой дугой выпуклостью на юго-запад. Ось этой зоны сместилась в том же направлении относительно Салатау-Мугринской флексуры (разлома) на 5-6 км. В результате и произошло отмеченное выше сдавливание складок Центральной антиклинальной зоны и южной ветви Внешней зоны. Аналогичное явление только с обратным знаком произошло в области северной периферии диапира. Здесь в результате его подъёма и расширения вмещающих пород образовалась дугообразная Нарат-Тюбинская зона взбросов и надвигов со стороны Терско-Каспийского передового прогиба.

В северо-восточной части Известнякового Дагестана в районе селения Губден происходит резкий поворот в простирании оси Внешней антиклинальной зоны с широтного на участке Кадарской антиклинали на юго-восточное в районе Губденской структуры, причём это происходит не плавно по дуге, как этого следовало бы ожидать при перемещении Дагестанского клина на северо-восток, а резко, под тупым углом.

Южную, широтную часть Урминской синклинали, которая по Д.В. Несмеянову (1959) является прогибом в своде расширяющейся здесь Внешней антиклинальной зоны можно объяснить присутствием на данном участке отражённой в меловых слоях в виде купола структуры центрального типа диаметром 10-12 км, которую огибают звенья Внешней зоны: с юга восточная часть Кулимеэрской антиклинали, с востока Губденское поднятие. На них разветвляется в районе селения Мекеги Мугринская антиклинальная складка. Это предположение подтверждает тот факт, что в Кулимеэрской антиклинали северное крыло, а в Кадарской - южное, то есть обращённые к Урминской синклинали, являются более пологими, чем противоположные крылья этих складок. Глубинный диапир, которым, по-видимому, является структура центрального типа, первоначально при своём подъёме выдавил свод в антиклинальной зоне, а затем при погружении в новейшее время, на месте свода образовался прогиб с бортами более пологими, чем противоположные крылья смежных антиклиналей.

Таким образом, особенности строения рассмотренного участка Дагестанского клина, которые невозможно связать с перемещением последнего в северо-восточном направлении, хорошо объясняются локальными причинами.

Центральная антиклинальная зона состоит из пяти следующих с юго-востока на северо-запад линейных антиклиналей: Кубачинской (Дейбукской), Айлитимахинской, Гергебельской (Турклитауской), Хунзахской и Куанхидатльской. Кубачинская антиклиналь почти на всём своём протяжении (90 км) сложена среднеюрскими породами и, что примечательно, как и Мугринская складка имеет прямолинейную ось, ориентированную под азимутом 340° в северо-западном направлении параллельно юго-западному борту Среднекаспийского массива, что свидетельствует об их генетической связи. Остальные четыре антиклинали также располагаются на одной почти прямолинейной оси, протягивающейся с юго-востока на северо-запад под азимутом 290° .

Таким образом, в Центральной антиклинальной зоне имеются два разноориентированных участка, находящихся в различных тектонических условиях. Если образование первого (Дейбукская антиклиналь) обусловлено боковым сжатием со стороны Среднекаспийского массива, то второй образовался в результате приложения горизонтальных сил в результате расширения юрского трога, вызванного подъёмом глубинного диапира в осевой зоне Кавказского хребта. При общем движении масс, происходившем с юго-запада на северо-восток, на отдельных участках в результате активизации локальных диапиров, расположенных на севере региона (Буйнакский диапир) возникли условия для образования складок, не характерных для соответствующей тектонической обстановки. В таких условиях оказались Гергебельская и Айлитимахинская антиклинали, в которых юго-западные крылья более крутые, чем северо-восточные.

Своеобразным строением, связанным с расположением в её пределах структуры центрального типа, обладает Хунзахская антиклиналь. В районе между селениями Голотль и Большой Гочатль на своде складки в нижне барремских известняках находится куполовидное поднятие (Несмеянов, 1959), которое можно интерпретировать как поверхностное проявление глубинной структуры центрального типа. Присутствие этой структуры, очевидно, повлияло на характер строения складки, выразившись в образовании вдоль плоского свода антиклинали двух «рёбер». Одно из них (северо-восточное) протягивается до селения Ахалчи, где выполаживается и исчезает. Юго-западное «ребро» продолжается далее на северо-запад и постепенно превращается в самостоятельную антиклиналь. Кулисообразно сочленяющаяся с нею Куанхидатльская антиклиналь в районе селения Ботлих испытывает изгиб оси к юго-западу.

Важнейшей особенностью тектоники Дагестанского клина является присутствие в его северо-западной части структур поперечной к ранее рассмотренным северо-восточной ориентировки. Это основные крупные складки: Варандинская антиклиналь, а также Ансалтинская и Цилитльская синклинали. Блок (Андийский), в который кроме основных входит ряд менее значительных складок такой же ориентировки имеет ширину 30 км, длину видимой части 120 км и ограничен с юго-востока региональным Андийско-Кумторкалинским разломом. Этот блок, имеющий дугообразную форму (в плане) по всей вероятности является частью разломной зоны, которая по дуге ограничивает с юго-востока предполагаемый по ряду признаков Терско-Кумский астенолит. Характерной особенностью складок, замыкающих на западе региона рассмотренные антиклинальные зоны, является или затухание их, или изгибание окончаний на юго-запад по мере того, как они вступают в пределы Андийского блока. Изгибаются и продолжают на юго-запад уже названная Куанхидатльская складка, а также Глохская, Хунтлинская и Гимринская антиклинали. Последняя на участке юго-западного простирания именуется Чиркатинской антиклиналью. Затухают Аракмеэрская, Данухская и Салатауская антиклинали.

О продолжении вышеназванной разломной зоны на запад в область юрского трога свидетельствует остаток Кириламской антиклинали протяжённостью до 5-6 км в районе селения Ансалта. Основная часть складки с западной периклиналью, очевидно, перекрыта и переработана юрскими складчатыми структурами трога.

Крутое, местами до 90° северо-западное крыло Варандинской антиклинали представляет северо-западный борт Дагестанского клина. В месте пересечения складки р. Аргуном ось её испытывает небольшой изгиб к северу, после чего продолжается к западу в виде Сюретского выступа, а ещё далее, следуя вдоль Черногорской моноклинали, соединяется с Датыхским куполом. Причина горизонтального изгиба оси антиклинали, по всей вероятности, заключается в присутствии в районе селения Шатой мульды в палеогеновых отложениях именуемой Шатойской синклиналию. С большой долей уверенности можно предполагать, что округлая в плане мульда диаметром 6-7 км имеет в основании магматическую структуру центрального типа. В пользу этого предположения, кроме морфологических особенностей, говорит тот факт, что по данным бурения в разрезе верхнеюрских отложений присутствует толща каменной соли мощностью в несколько сот метров. Объяснить накопление такой мощной толщи галогенов можно только непрерывным проседанием данного локального участка при осадкообразовании.

Выклинивание майкопских отложений на северо-западном крыле Варандийской антиклинали в районе селения Беной свидетельствует о существовании этого поднятия в палеогеновое время.

В верхнемеловое время Андийский блок, ориентированный с юго-запада на северо-восток, а вместе с ним и Варандийская антиклиналь испытывали сильное погружение. Накопилось до 1400 метров известняков (Москвин, Семихатов, 1956). В то же время на остальной большей части территории Дагестанского клина мощности верхнемеловых отложений находятся в основном в пределах 500-600 метров. По геофизическим данным (Джабраилов и др., 1993) на месте современной Варандинской антиклинали в палеозое также существовало поднятие северо-восточного простирания. Всё это говорит о древности Дагестанского клина и автономном развитии в его пределах Андийского блока. Автономность блока обусловлена существованием по его границам следующих разломов фундамента. Вдоль юго-западной границы проходит Ушкортско-Чирахский разлом; вдоль северо-западной - Черногорский разлом. Северо-восточная граница связана с Салатау-Мугринским разломом и, наконец, юго-восточная - с Андийско-Кумторкалинским. Таким образом в плане Андийский блок представляет собой слегка изогнутый четырёхугольник.

По гравиметрическим данным (Смирнова, 1974) в пределах Дагестанского клина в его северо-западной части выделен жёсткий рифейский массив, который будучи расколот Андийско-Кумторкалинским разломом обусловил существование Андийского блока. Вертикальные дифференцированные подвижки этого тектонического элемента на протяжении мезозойско-кайнозойского времени создали современный структурный план.

К северо-востоку от Андийского блока в вершине Дагестанского клина находится Сулакский выступ. Разделяет эти тектонические элементы Салатау-Мугринский разлом фундамента, который является непрерывным продолжением Бенойско-Эльдаровского разлома. В Сулакском выступе среди поля кайнозойских пород выходят мезозойские отложения. Причина этого, по всей вероятности, заключается в существовании здесь глубинных структур магматического происхождения.

Как уже отмечалось, границей Дагестанского клина на северо-западе является дугообразный в плане Черногорский глубинный разлом. По геофизическим данным (Смирнова и др., 1985) по этому разлому произошло пододвигание смежной с запада Чеченской глыбы Терско-Кумского массива вдоль северо-западного крыла надразломной Варандинской антиклинали под Андийский блок Дагестанского клина. В плио-плейстоцене, возможно в связи с выдвиганием к северо-востоку Андийского блока, разлом сместился на несколько километров к северо-западу. Вдоль него в нижние слои осадочного чехла проникли магматические образования (батолиты и штокообразные интрузии), образовавшие в приповерхностных слоях ряд куполовидных выступов, в том числе Бенойский и Гилянский. В местах пересечения этого разлома с диагональными Бенойско-Эльдаровским и Сунженско-Гилянским, образовались антиклинальные складки Бенойская и Гилянская, а сам разлом слился с восточным продолжением Терского глубинного разлома. Древняя же разломная зона к северо-востоку от Варандинской антиклинали в настоящее время оказалась скрытой под наложенной на неё крупной, округлой в плане структурой центрального типа (Верхнесулакской), очевидно, глубинного происхождения, связанной возможно, с батолитом. С юга, востока и севера структура ограничена соответственно хребтом Салатау, долиной Сулака и дугообразной в плане Хадумской антиклиналью. С запада её граница связана с Черногорским разломом. За пределами этой кольцевой структуры разломная зона, видимо, продолжается тектонической линией, к которой приурочены связаны локальные купола на Хадумской, Миатлинской и Шамхалбулакской антиклиналях, предположительно, надинтрузивные, существовавшие уже в начале позднего мела (Хадумский) и в раннем палеогене (Шамхалбулакский). Кроме того, с этой линией связаны выходы нефти, газа, воды с сероводородом, радоном, редкими газами и структурные осложнения.

Характер отложений и их мощности указывают на то, что Хадумский купол, расположенный в вершине Сулакского выступа, независимо от окружающей тектонической обстановки прерывисто поднимался в течение позднего мела и большей части палеогена. Этот факт, наличие локального максимума в гравитационном поле в его пределах, аномально высокое гипсометрическое положение, структурные особенности складки в мезозойских слоях, сформированной в связи с ростом купола, мощный выход сероводородного газа в его ядре - всё это позволяет сделать предположение о магматическом происхождении этого поднятия (Васильев, 1993). В строении площади в непосредственном соседстве севернее Хадумского купола имеется ряд особенностей, которые также можно отнести на счёт магматических про-

цессов. Это — известные глубинные Зурамакентские термы с повышенным содержанием радона; признаки новейшего поднятия на участке их выходов, которые нельзя связать с Шамхалбулакской складкой; куполовидный характер Миатлинской антиклинали; присутствие глубинных элементов в воде скважины № 3 Восточные Миатлы. Учитывая всё это можно допустить, что здесь в палеозойском основании имеется относительно жёсткая масса, которую вынужден был обогнуть Черногорский разлом после его слияния с Терским.

По ряду признаков в западной и восточной частях вершинного (апикального) участка Дагестанского клина можно выделить две структуры центрального типа, которые являются отражением, судя по их размерам, особенностям строения и выходам глубинного гелия, мантийных диапиров. Западный - Сулакский диаметром 60 км в плане занимает территорию среднего течения Сулака и его притоков Андийского и Аварского Койсу. На составленной Е.А. Рогожиным (Шолпо и др., 1993) космогеологической карте он имеет округлую форму купола, разбитого тремя радиальными космофотолинеаментами, сходящимися в районе восточного окончания антиклинали Салатау - наиболее высокого гипсометрически участка. Эти линеаменты, один из которых проходит вдоль нижнего течения р. Андийское Койсу, второй - вдоль верхнего течения Сулака и третий - вдоль р. Каракойсу являются по всей вероятности разломами в нижней части коры. Северная граница диапира на северо-западе, севере и северо-востоке. (Междуречье Акташ-Шура-озень) чётко проявляется дугой окружности, орографически выраженной хребтом Нарат-Тюбе и выходами вдоль него границ горизонтов миоценовых отложений. Структурно - это зона сжатия, в которой в меловых породах сформировалась протяжённая Шамхалбулакская антиклиналь. Восточную границу диапира намечают три параллельные и отстоящие друг от друга на 5 км дугообразные зоны крупных космофотолинементов, протягивающихся от Араканской антиклинали до широты Буйнакса. Южная граница совпадает с Буцринской синклиналью и связана в приповерхностных отложениях с взбросо-надвигом с севера на юг, свидетельствуя тем самым о подъёме диапира в новейшее время. Значительную часть площади диапира занимает упомянутая выше Верхнесулакская структура центрального типа.

На остальной части территории в области Предгорного Дагестана имеется несколько куполов предположительно магматического происхождения, среди которых можно назвать Чубараркинский и Истисинский. Есть также признаки аналогичных образований, проявивших себя в новейшее время как отрицательные тектонические элементы. Это Экибулакская и Тепселитауская мульды. Подъём Верхнесулакской кольцевой структуры, известной как Сулакский выступ, произошёл в плейстоцене - апшеронские галечники ныне находятся на высоте 1500 м.

В раннем палеогене диапир уже существовал примерно в тех же границах, что и сейчас, о чём свидетельствует Шамхалбулакский купол с размытыми палеоценовыми отложениями. Незначительное смещение с севера на юг произошло, вероятно, в плиоцене (надвиг в скв. 17, 20 Шамхалбулак). Этим, видимо, и объясняется надвигание на юг в области Буцринской синклинали.

Зона максимальных мощностей майкопских отложений (верхний палеоген-нижний миоцен) в области Дагестанского клина, связанная со структурной полосой: Восточные Миатлы-Кизилбулак-Заузанбаш является прямым и непрерывным продолжением аналогичной зоны Терской структурной линии. Это, очевидно, связано с раздвигом в олигоцене блоков фундамента поднадвиговым покровом Сулакского выступа, установленного сейсморазведкой, что в свою очередь свидетельствует об отсутствии горизонтального смещения корня Терского разлома с олигоцена до настоящего времени. Существование в то же время Шамхалбулакской антиклинали в нескольких километрах к северу от разломной зоны объясняет существование тогда же ограничивающего и огибающего Сулакский диапир ответвления раскола, происшедшего, вероятно, в верхних слоях коры и имеющего вид листрического разлома. Такая форма разлома позволяет объяснить периодические импульсивные подвижки как вертикальных, так и горизонтальных наддиапирового комплекса пород. Наряду с подъёмом происходило и горизонтальное выдвигание к северо-востоку фронтальной части этого образования до установленного структурно-геоморфологическими исследованиями (Несмеянов и др., 1973) современного положения вдоль железной дороги между Кизилюртом и Махачкалой.

К востоку от Октябрьской антиклинали в Чеченской впадине вплоть до северо-западного борта Сулакского выступа по данным бурения и сейсморазведки намечается продолжение Сунженского разлома фундамента. На борту Сулакского выступа над разломом на основе выделяемых здесь по гравиметрическим данным структур центрального типа, возможно представляющих собою штокообразные интрузии до 5 км в диаметре образовалось куполовидное Гилянское поднятие в мезозойских слоях. В вершине Сулакского выступа это поднятие продолжает также надразломная Хадумская антиклиналь, смещённая однако, в результате горизонтального сдвига по Черногорскому разлому к северу на 5-6 км. Далее к востоку разлом трассируется непрерывно следующими друг за другом Гумбетовской структурной террасой, куполом Чубар-арка, Мискинбашским поднятием, Карабудахкентской погребённой антиклиналью и далее к юго-востоку всеми поднятиями надразломной Западной антиклинальной зоны. Таким образом, в районе Гилян и Хадума происходит соединение Сунженского и Западного разломов фундамента.

Вертикальное смещение по Западному разлому в районе Мискинбашской структуры по данным сейсморазведки достигает в меловых отложениях нескольких сотен метров.

На продольном профиле долины реки Сулак у её выхода из гор на Прикаспийскую низменность, составленном А.В. Кожевниковым (1964) видно, что на протяжении всего четвертичного периода положение границы зон поднятия (Большого Кавказа) и опускания (краевого прогиба) не испытывало изменений. Этот факт подтверждает блоковый характер сочленения Дагестанского клина с Северо-Дагестанским участком прогиба. Сочленение происходит посредством флексуобразного перегиба меловых и третичных слоев (вплоть до апшерона), в результате которого подошва верхнего сармата на расстоянии 8 км погружается к северу более чем на 3 км, подошва верхнего плиоцена на расстоянии в 5 км - почти на 2 км, а подошва антропогена - на 400-500 м. По всей вероятности, флексура была обусловлена дифференцированными движениями блоков палеозойского фундамента по продольному разлому, продолжающему Терский глубинный разлом. К востоку в сторону Махачкалы резкость флексуры постепенно снижается: она делается положе и шире (Милановский, 1968).

Современная граница расположенного к востоку от Сулакского предполагаемого Буйнакского мантийного диапира на северо-востоке чётко очерчивается складчато-надвиговой дугой (частью окружности) орографически выраженной хребтом Канабурбаш и, следовательно, представляет собой зону сжатия. В среднем миоцене это была зона максимальных мощностей отложений, что может служить свидетельством существования диапира уже в то время, когда северо-восточная его граница проходила несколько южнее современной.

Вдоль границы диапира расположены надинтрузивные купола древние: Восточно-Капчугайский, Санаторский, Канабурбашский, Айритюбинский и современный - Кукурттауский. Юго-восточной границей диапира по косвенным признакам можно считать долину р. Губден-озень и её притоков Герга, Халагорк, образованную в зоне растяжения.

К востоку от этого диапира в пределах шельфа Каспия по ряду признаков предполагается присутствие погребённых и погружённых в плейстоцене Северо-Махачкалинского и Восточно-Туралинского аналогичных по генезису глубинных образований меньших по размерам (возможно батолитов). Взаимодействие вертикальных и горизонтальных подвижек блоков фундамента над этими образованиями способствовало формированию крупного Махачкалинско-Димитровского сложного поднятия в юрско-меловых отложениях и распределению в них нефти, газа и газоконденсата. В целом Буйнакский диапир в осадочных слоях представляет собой структуру прогибания, осложнённую двумя выступами: Талгинским и Эльдамским, по-видимому, такого же глубинного генезиса.

Талгинский выступ в структурном отношении представляет собой сложное антиклинальное поднятие, которое состоит из нескольких разно ориентированных и разновозрастных линейных антиклинальных складок (гемиантиклиналей) и куполовидных поднятий. Центральную часть этой структуры занимает слегка вытянутое с восток-юго-востока на запад-северо-запад выходящее на дневную поверхность куполовидное Кукурттауское поднятие. С северо-запада к нему кулисообразно под небольшим углом причленяется погребённая Восточно-Капчугайская гемиантиклиналь; с юго-востока под значительным углом - Канабурбашская гемиантиклиналь, которую в свою очередь, причленяясь с востока продолжает Айритюбинская гемиантиклиналь. В совокупности обе последние складки составляют антиклинальное поднятие протяжённостью в 20 км, известное в литературе как «юго-восточное окончание Талгинской антиклинали».

Таким образом, на площади развиты четыре антиклинальные структуры, из которых только одна - Кукурттауская куполовидная имеет оба периклинальных окончания: запад-северо-западное очень короткое и ещё более короткое, по-видимому, обрезанное поперечным разрывом восток-юго-восточное. Все эти особенности строения казалось бы единой антиклинальной структуры, невозможно объяснить только боковым сжатием. Несомненно они являются результатом совокупного действия как горизонтальных, так и вертикальных тектонических усилий. Очевидно, что последние на локальных участках в данной тектонической обстановке могут быть связаны только с подъёмом интрузивных тел.

Кукурттауский купол, судя по характеру размещения олистостромов в миатлинской толще Майкопа, зародился в хадумское время. О магматическом происхождении купола свидетельствуют огромные массы поступающей из глубин горячей сероводородной воды с редкими элементами; наличие трубообразного канала в центре купола, через который ещё недавно изливались эти воды, отложившие на поверхности большие массы серы; аномально большая высота купола в верхнемеловых отложениях; локальность и шарнирный характер диагонального разрыва в своде купола, не выходящего за пределы этого поднятия. Всё это позволяет связывать образование купола с внедрением в мезозойские слои штокообразной интрузии, как это произошло в Минераловодском районе (Пятигорские лакколиты).

По ряду прямых и косвенных признаков можно предполагать, что Восточно-Капчугайское поднятие подобно Кукурттаускому связано с магматической интрузией, отражённой в настоящее время локальной аномалией силы тяжести.

Аналогичные Восточно-Капчугайской структуре предполагаемые Канабурбашский и Айритюбинский купола расположены последовательно друг за другом вдоль оси «юго-восточного окончания Талгинской антиклинали», первое - в районе г. Канабурбаш, второе - в районе балки Зеликака. В верхнемеловых отложениях они проявляются резким выполаживанием погружения шарнира антиклинали. Отражаются эти поднятия в материалах сейсмометрии. О глубинном происхождении куполов свидетельствуют положительные локальные аномалии силы тяжести.

Эльдамский выступ объединяет в себе современные поднятия в меловых слоях: Эльдама со структурной террасой, обрамляющей его с севера, Изатлы, Иргартбаш, Мараул-арка, северное крыло Кадарской антиклинали в её восточной половине. Вертикальные подвижки выступа разных знаков и в разное время, что запечатлелось в распределении мощностей отложений, позволяют предположить его связь с небольшой (25 км в поперечнике) округлой в плане глыбой кристаллического фундамента. Автономное проявление этой микроглыбы становится заметным в позднеюрское время, когда она по Мугринскому разлому поднималась над смежным с юга блоком фундамента и верхнеюрско-неокомские слои в её пределах размывались (Криволицкий, 1954). К баррему смежный с востока палеозойский блок приморского Дагестана был поднят относительно Эльдамской глыбы и надразломная, ныне погребённая Карабудахкентская антиклиналь усиленно размывалась. Размыв здесь достиг верхов аалена. С конца раннего мела глыба снова поднимается. В начале палеогена при усилении бокового сжатия микроглыба раскалывается, над разломом закладывается Эльдамская антиклиналь. Затем микроглыба спаивается с крупной Буйнакской глыбой. В олигоцене при разрядке тектонических напряжений последняя погружается вместе с гипсометрически приподнятым в мезозойских отложениях Эльдамским выступом.

Одним из главных признаков выдвигания Дагестанского клина к северо-востоку считается дугообразность осей развитых в нём антиклинальных зон (Нефтегазообразование ..., 1990). Согласно мнению авторов этой работы все три антиклинальные зоны Известнякового Дагестана, образуют дуги, выпуклые к северо-востоку. Однако, как видно из изложенного это не так. Как отмечалось выше средняя часть Внешней антиклинальной зоны (Ирганайская и Кадарская складки) испытывает горизонтальный изгиб оси с выпуклостью не к северо-востоку, а наоборот - к юго-западу, причём сочленение Кадарской антиклинали с Губденской, входящей в субмеридиональную часть зоны, происходит не плавно по дуге, а резко под тупым углом. Дугообразный изгиб оси Внутренней антиклинальной зоны со слабой выпуклостью на северо-восток, как это отмечалось, можно с большей долей вероятности объяснить характером тектонического строения региона. Ось Центральной зоны в пределах средней части Дагестанского клина прямолинейна. На Предгорной ступени Дагестанского клина в его вершине ось Западной антиклинальной зоны также прямолинейна. На той же территории ось Восточной антиклинальной зоны состоит из двух дугообразных отрезков, огибающих с севера Сулакский и Буйнакский диапиры.

Как видим, привлекать в качестве доказательства продвижения Дагестанского клина на северо-восток характер осей антиклинальных зон нет никаких оснований. Не подтверждают такое предположение северо-восточная ориентировка Варандинской антиклинали и характер строения отдельных антиклиналей в Известняковом Дагестане. Как видно из изложенного наклон крыльев складок на этой территории меняется в зависимости от местной тектонической обстановки. И, наконец, полностью отрицает гипотезу аллохтонности Дагестанского клина присутствие в его недрах глубинных структур центрального типа и отсутствие смещения разломов фундамента при переходе их с территории Чечни на территорию Дагестана. Так, согласно построениям К.О. Соборнова (Нефтегазообразование ..., 1990) купол Кукурт-тау в плио-плейстоцене в результате выдвигания Дагестанского клина перемещён с юго-запада на северо-восток на 35 км. Однако, как указывалось выше, из него в настоящее время изливаются в виде источников горячие воды с сероводородом и редкими газами, в том числе мантийным гелием. Причём образование самого купола произошло в палеогене. В аналогичном положении находятся и древние купола Хадум и Эльдама. Всё это никак не вяжется с выдвигаемой авторами гипотезой.

Литература

1. Васильев А.К. О тектонике Дагестанского клина. // Вопросы геотермии Дагестана. Труды ИГ ДНЦ РАН, вып. 44, Махачкала. 1993.
2. Джабраилов М.О., Коновалов В.И., Кононов Н.И., Пчелинцев П.Е., Талалаев В. Д. Новые данные о глубинной тектонике Восточного Предкавказья. // Геология нефти и газа, 1993, № 1.
3. Кожеников А.В. Террасы р. Сулак в предгорьях Кавказа. // Сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. МГУ, 1964.
4. Криволицкий А.Е. Тектоническая характеристика области Известнякового Дагестана. // Тр. ВНИИ (Всес. Нефте-газ НИИ), 1954, вып. 4.
5. Куприн П.Н. Нефтегазоносность Восточной антиклинальной зоны Дагестана. // Тр. КЮГЭ, 1959, вып. 4.
6. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. Недра, М., 1968.
7. Москвин М.М., Семихатов М.А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. // Изв. АН СССР, геол., 1956, № 10.
8. Несмеянов Д.В. Структурное развитие и нефтегазоносность передовых антиклинальных зон Дагестана. // Тр. КЮГЭ, 1959, вып. 4.
9. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление в Восточном Предкавказье (Соколов Б.А., Корчагина Ю.И., Мирзоев Д.А. Соборнов К. О. и др.), Наука, М., 1990.
10. Розанов Л.Н. Тектоника северо-восточной части Дагестана. // Сов. геология, 1940, №7.
11. Ростовцев Н.Н. О геологической истории юрского периода в восточной части Б. Кавказа. // Изв. АН СССР, геол., 1948, № 3.
12. Скарятин В.Д. Применение метода многоступенчатой генерализации при изучении структур разного масштаба (на примере Сев. Кавказа). // В кн. «Исследование природной среды космическими средствами (геология и геоморфология)», т. 5, М., 1976.
13. Смирнова М.Н., Бражник В.М., Чуприн В.В., Дадашев С.Г., Мамацупев К.А. Геофизические поля и глубинное строение эпицентральной зоны черноморского землетрясения. // Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, 1985, вып. 33.
14. Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Чёрных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Сев. Дагестан). // Тр. Гос. НИ Нефтяного института, 1929, вып. 4.
15. Шолло В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М., 1964.
16. Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М., Наука, 1993.