УДК 551.243

СТРЕСС-ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ[1]

В. И. Попков[2]

THE STRESS-TECTONIC OF LITHOSPHERE'S PLATES

Popkov V. I.

The review insiding strains derivated under effect of forces of side compression is resulted. The given type of a structure are known practically on all young and ancient platforms, and also on ocean plates. Their analysis testifies that the platforms periodically are subjected tangential stressies, presenting to origin in their cover of dislocations. The morphology last is as a whole similar to structures of horizontal compression areas, that speaks about the close mechanism of shaping.

На современном этапе развития теоретической геологии одной из первоочередных фундаментальных проблем является изучение внутриплитной тектоники, уступающей по своему значению только проблеме механизма перемещения плит [1]. В отличие от межплитных складчатых сооружений, где крупные шарьяжи и надвиги наглядно иллюстрируют ведущую роль горизонтального сжатия в формировании их структуры, происхождение внутриплитных дислокаций обычно связывается с вертикальными движениями блоков фундамента. Однако в последние годы появляется все больше доказательств существования в осадочном чехле литосферных плит дислокаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. В данной статье предпринята попытка обобщения материалов по данному типу структур, обнаруженных как в пределах разновозрастных континентальных платформ, так и океанских плит.

1. Молодые платформы

Складчато-надвиговые дислокации обнаружены к настоящему времени в пределах всех без исключения молодых платформ. Особенно показательны в этом отношении материалы по Туранской плите, где установлены не только отдельные структуры, но и целые области, имеющие сложное чешуйчато-надвиговое строение. Достоверно доказано широкое развитие надвигов в пределах Центрального Мангышлака, Восточно-Мангышлакских дислокаций, Бузачинского свода и Южно-Бузачинского прогиба, Северо-Устюртской синеклизы, Центрально-Устюртского выступа, северного борта Южно- Мангышлакского прогиба, где они определяют общий стиль тектоники доюрского осадочного комплекса, а также перекрывающего мезозойско-кайнозойского ортоплатформенного чехла (рис. 1). Вне этих зон определяющее значение приобретают региональные сдвиги с амплитудой горизонтального смещения до нескольких десятков километров. Описанию дислокаций данного типа посвящены специальные работы автора [2–6].

Особенно широко развиты дислокации бокового сжатия в южной части Туранской плиты, прилегающей к сооружениям Альпийского пояса. Так, в целом субгоризонтальное

[1]Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (Е00-9.0-59).

[2]Попков Василий Иванович, академик РАЕН, д-р геол.-минерал. наук, профессор, заведующий кафедрой региональной и морской геологии Кубанского государственного университета..

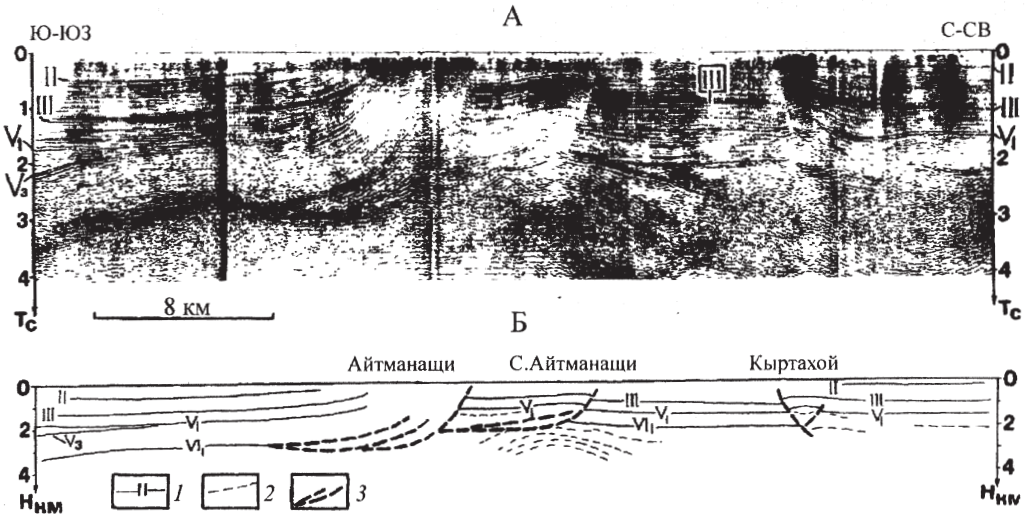


Рис. 1. Фрагмент временного сейсмического разреза (А) и сейсмогеологический (Б) разрез, иллюстрирующий надвиговую природу антиклинальных зон Восточного Мангышлака.
1 — отражающие горизонты: II — подошва сенон-турона, III — подошва мела, V_1 — подошва юры, V_3 — подошва среднего триаса, VI_1 — кровля доверхнепермского палеозоя; *2* — отражающие площадки; *3* — надвиги

залегание чехла Мургаб-Герирудского блока в ряде случаев нарушается складками, деформированными независимо от основания. На принадвиговых крыльях пласты залегают очень круто, нередко с запрокидыванием, в то время как другое крыло их очень пологое и более широкое. Все складки вытянуты на северо-восток, достигая по простиранию десятков километров.

В пределах Сурхобского выступа прослеживается серия субпараллельных дугообразных надвигов, определяющих общий его облик. По ним происходит надвигание древних (включая верхнепалеозойские) отложений на более молодые, вплоть до неогеновых, при амплитуде смещения до 3–4 км. В ряде мест наблюдается срыв чехла с комплекса основания и смятие его в независимые складки. Аналогичные дислокации установлены в чехле Афгано-Таджикской депрессии [3].

Сейсморазведкой и глубоким бурением доказана складчато-надвиговая природа Каракульско-Смушковской зоны дислокаций кряжа Карпинского. Протяженность ее составляет более 300 км, ширина от 35 км на западе до 80 км на востоке. В плане надвиги располагаются дугообразно и обращены выпуклой стороной к Прикаспию. Отдельные надвиги образуют кулисы, контролирующие основные антиклинальные поднятия района. Надвиговыми дислокациями кряжа Карпинского перекрыта и южная часть Астраханского свода, а подсолевые сейсмические отражающие горизонты прослеживаются на расстоянии 70–75 км под складчатыми сооружениями северной части Скифской плиты, т.е. примерно половина кряжа находится в аллохтонном залегании.

Крупнейшей структурой Скифской платформы является система поднятий, включающая Азовский, Каневской и Березанский валы, образующие дугообразную структурную форму протяженностью более 500 км, обращенную выпуклой стороной к северо-востоку [5]. Первые два из них располагаются на стыке с Украинским щитом и Ростовским выступом древней Восточно-Европейской платформы. Южные крылья валов (для Березанского — юго-западное) пологие и широкие, северные (северо-восточное — Березанский вал) крутые и короткие, оборванные крупными разрывами типа надвигов с амплитудой вертикального смещения до 1,5–1,8 км. На сейсмических разрезах в ряде случаев наблюдается отчетливое чешуйчатое строение разлома, плоскости отдельных со-

ставляющих его разрывов наклонены к югу при резком выполаживании с глубиной и слиянии в единую поверхность субгоризонтального срыва. Амплитуда горизонтального смещения достигает многих километров.

Широко развиты надвиговые дислокации на северо-западной границе Рейнского массива, входящего в состав варисцийских дислокаций Западной и Центральной Европы. Наиболее выражена надвиговая тектоника в зоне северной окраины Арден. Этими надвигами смещаются на значительные расстояния породы палеозоя и фундамента. Установлен также надвиговый характер сочленения Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. Известная линия Тессейра-Торнквиста представляет собой зону нарушений, имеющих чешуйчато-надвиговое строение. Сейсмическими исследованиями доказано, что основными структурными формами Тимана и Печёрской синеклизы являются надвиги, поверхности которых выполаживаются с глубиной. Надвиги развивались длительное время, в том числе и на платформенном этапе, что привело к образованию в их фронтальных частях пликативных дислокаций, объединенных в протяженные тектонические валы. Многие надвиги пересечены скважинами. Особо стоит отметить результаты бурения скважины 17-Т на восточном склоне Тиманской гряды, вскрывшей под геосинклинальными рифейскими породами отложения нижней перми, что свидетельствует об аллохтонной природе данного тектонического сооружения.

Появляются доказательства существования подобного типа структур в осадочном чехле Западно-Сибирской платформы (Заполярное, Медвежье, Пурпейское, Северо-Пурпейское, Хамбатейское, Шугинское, Ярудейское, Шугуровское, Арчединское, Орьебашское, Каменноложское, Абрамовское и другие поднятия). В одних случаях они картируются сейсморазведкой, в других подтверждены бурением, как, например, на Щербаковской, Северо-Варьяганской, Тальнинской и других антиклиналях. Среди них выделяются дисгармоничные и бескорневые поднятия, формирование которых связывается с нагнетанием пластичных пород в своды складок под воздействием сил горизонтального сжатия.

2. Древние платформы

Наиболее хорошо изучены складчато-надвиговые дислокации восточной части Восточно-Европейской платформы (Жигулевская дислокация, Карлово-Сытовская, Сызранская антиклинали и др.) В пределах располагающейся южнее Бузулукской впадины картируется серия чешуйчато-надвиговых дислокаций, во многом определяющих структурные особенности осадочного чехла. Наиболее крупным является субширотно ориентированный Булатовский надвиг, поверхность которого наклонена к югу. По данным сейсморазведки фиксируется надвигание отдельных блоков фундамента друг на друга с амплитудой горизонтального смещения до 1 000 м.

Многочисленные складчато-надвиговые дислокации установлены в районах, прилегающих к Татарскому своду. К их числу относится Бавлинский и Усть-Икский валы, Туймазинская и Ромашкинская антиклинали, Сотниковский выступ и другие структуры, являющиеся отражением в платформенном чехле крупных чешуйчатых надвигов фундамента, возрожденных в герцинском и альпийском циклах тектогенеза. Детально они описаны в работе [7].

Наиболее характерными структурными формами для северо-западной окраины Сибирской платформы являются разномасштабные надвиги, сопряженные со сдвигами, фронтальные поднятия, передовые и тыловые впадины. Основным структурным элементом данного района является Енисей-Хараелахский надвиг, служивший длительное время тектоническим швом между платформой и Енисей-Хатангским прогибом. Погребенная Малохетская система антиклиналей, осложненных надвигами, повторяет дугообразную форму основного надвига.

Типичными принадвиговыми антиклиналями являются дислокации Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 2). Протяженность складок до 150 км, ширина 1–4 км, амплитуда 700–750 м. Они осложнены продольными, поперечными и диагональными разрывами. В процессе формирования складок широко проявилось послойное проскальзывание слоев в более жестких карбонатных породах, послойное течение и нагнетание высокопластичных глинистых и соленосных пород в своды поднятий.

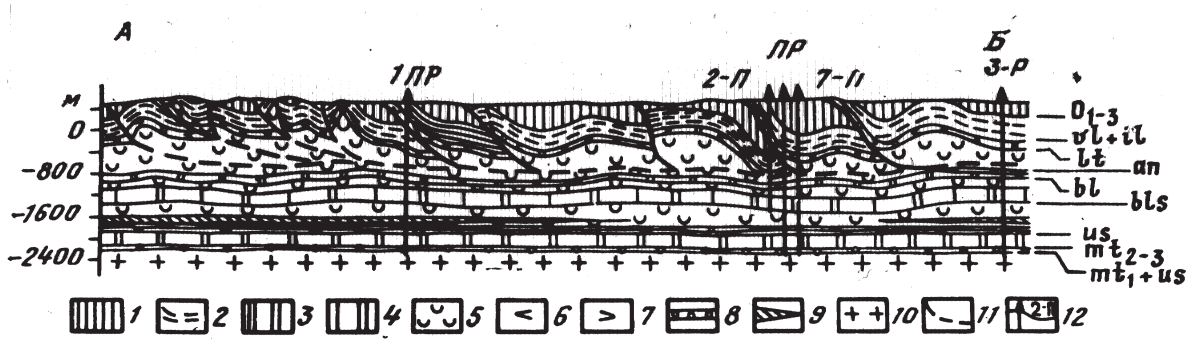


Рис. 2. Геологический разрез Непской зоны, по М. А. Дубровину (1979).
1 — аргиллиты, алевролиты, мергели, песчаники, доломиты, известняки; *2* — мергели, алевролиты, песчаники, аргиллиты, доломиты; *3* — доломиты; *4* — доломиты, известняки; *5* — каменная соль, доломиты, ангидрито-доломиты; *6* — ангидриты; *7* — гипсы; *8* — аргиллиты, алевролиты, песчаники; *9* — траппы (долериты); *10* — граниты, гранодиориты, сланцы, гнейсы; *11* — разрывные нарушения; *12* — скважина и её номер. O_{1-3} — отложения нижнего, среднего и верхнего ордовика, объединенные; *vl+il* — верхоленская и илгинская свиты, объединенные; средний — верхний кембрий: *lt* — литвинцевская свита нижнего – среднего кембрия; *an, bl, bls, us* — ангарская, булайская, бельская и усольская свиты нижнего кембрия; mt_{2-3} — средне- и верхнемотская подсвиты нижнего кембрия; mt_1+us — нижнемотская подсвита и ушаковская свита, объединенные, венд

Принадвиговый характер имеют и другие структуры осадочного чехла юго-западного фланга Сибирской платформы в полосе кембрийских отложений вдоль северо-восточного обрамления Шарынжалгайского блока от истоков Ангары до Тайшета. Их возникновение связывается с воздействием горизонтального сжатия при встречном движении Сибирского кратона и Саянской складчатой области.

Надвиговые структуры различных масштабов известны в кристаллическом основании и палеозойско-мезозойском осадочном чехле в зоне эпиплатформенного орогенеза Центральных и Южных Скалистых гор Северо-Американской платформы. В этой же зоне выделяется ряд глубоких впадин и разделяющих их поднятий. Поднятия имеют пологие своды, а впадины — плоское дно с горизонтально залегающими слоями. Надвиги и сопряженная с ними складчатость развиваются на границах поднятий и депрессий. При этом надвиги погружаются под поднятия, а крутые крылья складок обращены в сторону впадин.

В угленосных толщах пенсильвания южной части Иллинойского бассейна обнаружены пологие (30–45) взбросы и надвиги амплитудой от десятков сантиметров до 3 м преимущественно меридионального простирания. В горных выработках фиксируется стресс широтного направления, на основании чего надвиги считают результатом современных сжимающих тектонических напряжений. Судя по имеющимся данным, они унаследованы от напряжений, сформировавших меридиональную складчатую структуру угленосных толщ [8].

Известная разломная система Пьюласки юго-западной Виргинии представляет собой сложную серию надвигов, формирование которой связывается с рамповым перемещением по поверхности тектонического срыва с более низкого уровня в формации Роум в зону срывов формации Маккарти, залегающую на более высоком структурном уровне. Палинспатические реконструкции показали [9], что амплитуда горизонтальных смещений составляет 100–110 км.

Складчато-надвиговые структуры обнаружены в протерозойских комплексах чехла в широкой полосе вдоль северной окраины Северо-Американской платформы [10]. Надвиги представлены сложной системой листрических разломов, выполаживающихся вдоль поверхности срыва на границе чехла и архейского фундамента. Они охватывают толщи протерозоя, залегающие ниже недислоцированных палеозойских и верхнепроте-

розойских отложений, и прослеживаются до глубины 15 км. Суммарное перемещение блоков по пологим срывам составляет не менее 90 км. Надвиговые дислокации известны также в пределах впадины Вичеста и на Канадском щите (горст Бутия).

Имеются отдельные сведения о наличии надвиговых структур в пределах Китайской платформы, в частности, в центральной части провинции Хэнань, где в районе Люшань установлено надвигание гнейсового комплекса Тайхуа на осадочные образования протерозойского и палеозойского возраста с перекрытием угленосной толщи пермо-карбона.

В центральной Австралии надвиговые дислокации фундамента обнаружены на границах кратонов Аранта и Масгрейв-Манн с осадочными бассейнами Нгалия и Амадиес, причем породы фундамента образуют шарьяжи, перекрывающие осадочные толщи. На северной границе бассейна Нгалия сейсмическими работами зафиксирован надвиг гранитоидов, слагающих краевую часть архейского щита Аранта, на выполняющие бассейн верхнедокембрийские и фанерозойские осадочные отложения. Горизонтальное смещение по надвигу более 5 км, угол наклона 25–30° [11].

3. Океанские плиты

В последние годы появляются многочисленные доказательства существования структур горизонтального сжатия и в пределах океанских плит. Так, сейсмическими исследованиями в районе Срединно-Атлантического хребта в третьем слое коры обнаружена целая серия полого наклоненных на восток поверхностей, представляющих собой поверхности срыва. Зона таких деформаций прослеживается вкрест простирания хребта не менее, чем на 200 км.

Покровно-надвиговые структуры выявлены в пределах хр. Горриндж (Северная Атлантика). Обстановка сжатия в этом районе подтверждается сейсмологическими данными. Подводный хребет тектонического происхождения имеет ширину порядка 100 км и представляет собой систему из 3-4 коровых пластин, надвинутых друг на друга. Структуры горизонтального сжатия известны и в других районах Срединно-Атлантического хребта, в частности, в пределах ряда поперечных хребтов, Азорских островов, а также во многих глубоководных котловинах Атлантического океана (рис. 3) [12, 13].

Аналогичные дислокации имеют место и в Тихом океане. Надвиговые дислокации обнаружены в сводовой части западного (Прикомандорского) блока хр. Ширшова и в Алеутской котловине. Они прослежены как в самых верхах осадочной толщи, так и в фундаменте. Сам же хр. Ширшова сложен серией чешуйчатых надвигов, образовавшейся в условиях мощного горизонтального сжатия.

Надвиговые дислокации изучены также в зонах разломов Эльтанин, Кларион и Нова, поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава. Присутствуют структуры бокового сжатия в межразломных зонах, в частности, между разломами Кларион и Клиппертон, где выделяются значительные по площади зоны торошения и тектонического дробления. Поверхности разрывов выполаживаются с глубиной, где они сливаются в единую поверхность срыва.

Весьма наглядны дислокации Бенгальского конуса выноса в Центральной котловине Индийского океана [14] и в районе Восточно-Индийского хребта. Анализ данных по распределению эпицентров землетрясений в сочетании со структурными данными свидетельствует о наличии на севере Индийского океана широкой полосы (1 000–1 500 км), где формируются структуры сжатия. Чрезвычайно высокая сейсмическая опасность данного региона подтверждена катастрофическими землетрясениями, произошедшими 26.12.2004 г.

4. Происхождение надвиговых дислокаций

Приведенные выше далеко не полные сведения о структурах бокового сжатия, известные сегодня в различных регионах мира, свидетельствуют о том, что данный тип дислокаций достаточно типичен как для внутренних районов континентальных платформ (независимо от их возраста), так и для океанских плит. Рассмотрим процесс формирования этих структур на примере запада Туранской плиты, где автором уже проводились исследования и накоплен обширный фактический материал.

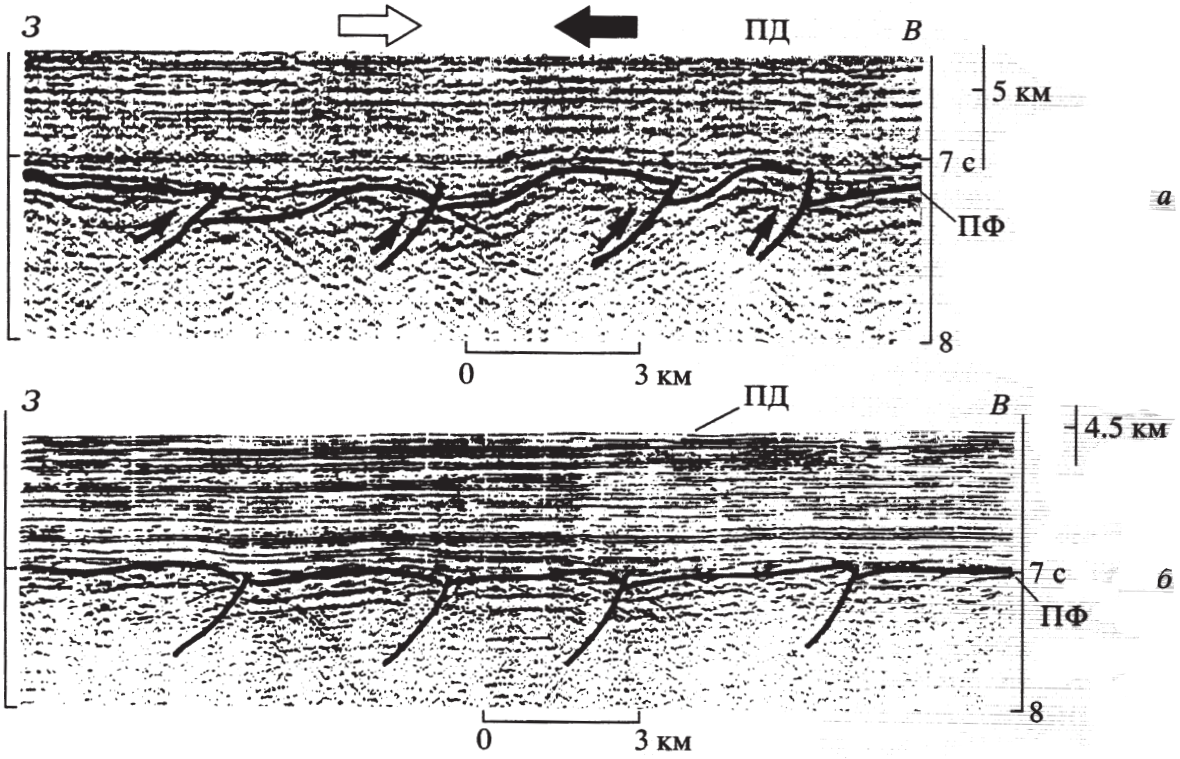


Рис. 3. Фрагменты сейсмических профилей МОГТ, иллюстрирующие типичное строение второго слоя океанической коры в Ангольской котловине в районе 9–12° ю.ш. [13]: *а*, *б* — блоковые структуры, *в* — чешуйчатая структура. ПД — поверхность дна, ПФ — поверхность 2-го слоя. Наклонные стрелки — направления доседиментационного смещения блоков. Вертикальная шкала — двойное время прохождения сигнала в секундах. Белая горизонтальная стрелка — направление доседиментационного сжатия, черная — более позднего сжатия

Процессы сжатия в пределах запада Туранской плиты достоверно фиксируются, начиная с позднего палеозоя, и связаны с формированием континентальной коры Средиземноморского пояса. Эти процессы проявлялись неоднократно, например, в конце триаса, когда молодая платформа получила мощный импульс сжимающих сил, направленных с юго-запада в результате закрытия Палеотетиса. В сферу кардинальной структурной перестройки на обширной территории молодой платформы оказался вовлеченным не только осадочный чехол, но и палеозойский фундамент и, возможно, более глубокие горизонты земной коры. В это время произошло закрытие пермско-триасовых прогибов с образованием на их месте складчатых интракратонных сооружений. Сокращение площади платформы сопровождалось формированием или обновлением крупных сдвигов и надвигов.

Осадочный чехол реагировал на тангенциальный стресс образованием послойных срывов и пластин, формированием в их лобовых частях зон смятия и чешуйчатых надвигов. Наиболее масштабно эти процессы проявились в пределах раннекиммерийских прогибов, выполненных мощными призмами осадочных образований верхней перми и триаса. В ряде случаев они были выжаты за пределы прогибов и по пологим (10–15°) срывам надвинуты на 15–20 км на одновозрастные образования смежных областей.

Образовавшись в предъюрское время, большинство надвиговых дислокаций оставались активными и позже, однако масштабы горизонтального сжатия и, как следствие, подвижки по разрывам были менее значительными. Амплитуда смещения по отдельным надвигам в юрском и меловом периодах, а также в кайнозое редко превышала первые сотни метров, достигая в отдельных случа-

ях 700–800 м. Для перекрывающих отложений не свойственны мощные зоны приразломного (принадвигового) смятия горных пород, что, в отличие от доюрского осадочного комплекса, явилось следствием снижения величины горизонтальных подвижек. Здесь чаще происходит развитие фронтальных асимметричных антиклиналей, группирующихся в цепочки и валы.

Фронтальные поднятия, как и контролирующие их надвиги, развивались импульсивно и преимущественно за счет постседиментационных движений, что запечатлено в виде несогласий, перестроек структурного плана территории, смене осадочных формаций [3]. В эти промежутки геологической истории, несмотря на их малую продолжительность, складчато-надвиговые дислокации набирают до 65–80% современной амплитуды. Между периодами активизации отмечаются паузы относительного тектонического покоя с постепенным замедлением подвижек по надвигам, вплоть до полного прекращения, и, соответственно, роста поднятий. Отражение многих складок и надвигов в современном ландшафте, а в ряде мест дислоцированность плиоцен-антропогеновых толщ в зонах разрывов, приуроченность к ним очагов землятресений и сейсмидислокаций, свидетельствует о продолжающейся их жизни и в настоящее время.

Закономерная приуроченность линейных антиклиналей к фронтальным зонам надвигов, зависимость морфологии складок от направления падения поверхностей разрывов, обуславливающая асимметричность их крыльев, совпадение времени активного роста поднятий и контролирующих разрывов указывают на то, что надвиговые структуры являются первичными, а складчатые — вторичными, подчиненными надвиговым. Последующее качественное изменение формы залегания слоистых толщ в условиях возрастающего действия бокового сжатия приводит к формированию в лобовых частях тектонических пластин мощных зон приразломного сжатия. Сами разрывы в верхних частях разреза близвертикальны, с глубиной они выполаживаются, переходя в субгоризонтальные срывы. По мере разрастания процесса происходит сближение фронтальных зон с образованием в итоге альпинотинных складчатых зон (например, Центрально-Мангышлакская система дислокаций).

Геологическими и геофизическими исследованиями доказано широкое развитие и важная роль листрических разломов в строении разновозрастных складчатых областей [15]. При сопоставлении приведенных ниже сейсмических разрезов, иллюстрирующих строение разрывов и сопровождающих их пликативных дислокаций складчатых областей (рис. 4) и складчато-надвиговых дислокаций запада платформенных территорий, нетрудно заметить принципиальное подобие их морфологии. Поскольку и те, и другие образовались в обстановке тангенциального сжатия, то можно говорить о близком механизме их формирования, но с поправкой на масштаб этих явлений в пределах платформ и складчатых областей.

Вполне естественно возникает вопрос об источниках тангенциального стресса, который неоднократно испытывают платформы в процессе своего развития. В качестве «генератора» сжатия, по мнению ряда исследователей, выступают смежные с платформой складчатые пояса, откуда в тело платформы передаются постепенно затухающие напряжения. Эта закономерность, как известно, была подмечена еще А. П. Карпинским, а затем развита Н. С. Шатским, который отмечал, что «влияние движений в Уральской складчатой области на движения платформы несомненно». Позднее Ю. М. Пущаровский заостряет внимание на явлениях передачи на большие расстояния в сторону платформы тектонических напряжений, «индуцированных процессами, протекающими в смежных геосинклинальных областях», поэтому им было введено понятие о резонансных структурах. Поддерживая эти взгляды, В. Е. Хаин указывает еще на один возможный источник напряжений — спрединг в прилегающих океанах, вызывающий компенсационное сжатие на кратонах [1]. Нельзя, по-видимому, исключать и наличия местных (внутриплатформенных) полей напряжений, ответственных за образование складчато-надвиговых дислокаций.

Однако процессы сжатия в складчатых областях и на платформах являются следствием более общих причин, формирующих глобальную структуру литосферы. Наиболее вероятной причиной возникающих напряже-

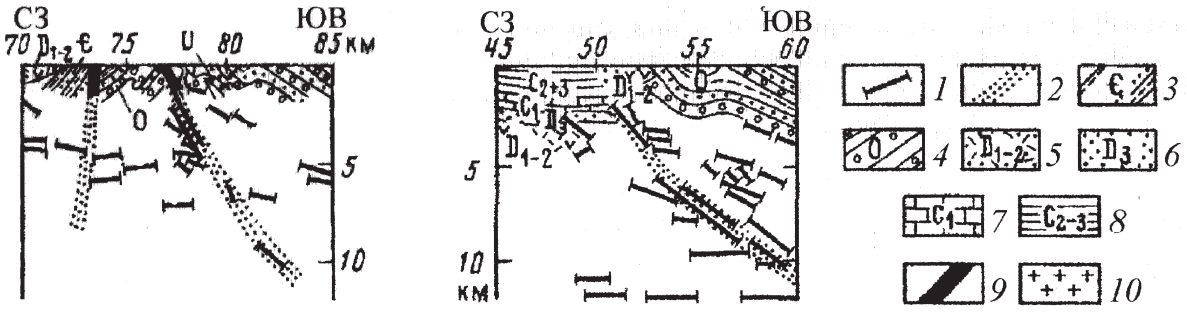


Рис. 4. Сейсмогеологические разрезы Жалаир-Найманской зоны. Центральный Казахстан [15]
1 — отражающие площадки; *2* — зоны разрывных нарушений по данным МОВ и ГСЗ; *3* — кембрийские осадки, преимущественно песчаники; *4* — ордовикские терригенные отложения: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков и туфов; *5* — нижнее- и среднедевонские эффузивно-осадочные образования; *6* — верхнедевонские наземные терригенные осадки; *7* — нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения; *8* — средне- и верхнекаменноугольные терригенные отложения; *9* — ультраосновные и основные породы; *10* — гранитоиды

ний в верхних слоях литосферы могут служить конвективные течения в мантии, реальность существования которых признается сейчас многими геофизиками и геологами. Возникающие при этом напряжения способны приводить как к расколу литосферы с образованием рифтовых систем или даже океанов, так и к формированию межплитных и внутриплитных деформаций.

5. Выводы

1. Складчато-надвиговые дислокации являются типичными структурами чехла литосферных плит независимо от возраста последних.

2. Признание горизонтального сжатия в качестве главного структурообразующего фактора для отдельных антиклиналей или зон, зачастую удаленных друг от друга на сотни километров, равносильно признанию его одним из универсальных механизмов внутриплитного дислокационного процесса, поскольку общая организация структуры регионов, в том числе известные закономерности пространственного размещения, морфологии и истории развития складчато-надвиговых дислокаций, не могут быть объяснены локальными явлениями. Следовательно, концептуальная основа традиционных представлений о литосферных плитах, которая основывалась на представлениях о ведущей роли вертикальных движений как основного фактора формирования осложняющих их дислокаций, а также широко распространенное мнение об их жесткости, находятся в серьезном противоречии с конкретными фактическими материалами.

3. Морфологическое подобие структур горизонтального сжатия на платформах и в складчатых областях говорит о близком, в принципе одинаковом механизме их формирования, естественно, с поправкой на масштаб этих явлений, что свидетельствует о достаточно универсальном характере структурообразования в земной коре, основной движущей силой которого служат горизонтальные тектонические движения.

В предыдущих работах [4] было показано, что в зонах внутриплитных дислокаций происходит разрядка глобальных и региональных тектонических напряжений, обуславливающая их высокую сейсмическую активность, локализуется высвобождение значительной части механической энергии, осуществляется её переход в тепловую, резко ускоряются процессы массопереноса на фоне относительно стабильных смежных участков плит. Высвобождение тепловой энергии, стресс-метаморфизм, тектоно-динамические процессы, происходящие в высокомобильных поясах, в том числе в зонах внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций, носящие импульсивный непрерывно-прерывистый ха-

рактер, сопровождаются резким увеличением скорости и масштабов генерации УВ (углеводорода), их выделением в свободную фазу, многократно активируют процессы вертикальной и латеральной миграции флюидов, приводя к формированию зон аномально высокого пластового давления и внедрению УВ в коллектора-ловушки. В пределах таких зон формируется самый разнообразный спектр ловушек УВ, повышается их плотность, емкостные параметры, что с учетом вышеизложенного предопределяет высокую концентрацию и плотность запасов УВ-сырья.

Литература

1. *Хаин В. Е.* Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. № 9. С. 29–37.
2. *Попков В. И.* Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1981. № 2. С. 13–27.
3. *Попков В. И.* Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный мир, 2001. 136 с.
4. *Попков В. И.* Стресс-тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов // Геодинамика нефтегазоносных бассейнов. 2004. С. 209–210.
5. *Попков В. И.* Роль горизонтального сжатия в формировании структуры запада Скифской плиты и современная геодинамика региона // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Материалы XXXVIII Тектонического совещания. М.: Геос, 2005. С. 141–145.
6. *Popkov V. I.* Over thrust — Thrust tectonics of the Black and Caspian sea region // 32-nd international geological Congress. Florence, 2004. P. 947.
7. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Постников Д. В.* Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
8. *Nelson W. J., Bauer R. A.* Thrust faults in southern Illinois basin — Result of contemporary stress? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. Vol. 98. № 3. P. 302–307.
9. *Bartholomew M. I.* Structural evolution of the Pulasku thrust system, southwestern Virginia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. Vol. 99. № 4. P. 491–510.
10. *Cook F. A.* Proterozoic thin-skinned trust and fold belt beneath the interior Platform in northweat Canada // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. № 6. P. 877–890.
11. *King I., Brewer J.* Fault related folding near the Wind River thrust, Wyoming, U.S. // Nature. 1983. Vol. 306. P. 147–150.
12. *Пилипенко А. И.* Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49–61.
13. *Пущаровский Ю. М., Непрочнов Ю. П.* Тектонические неоднородности и глубинное строение глубоководных впадин Южной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 2. С. 15–26.
14. *Илюхин С. Р., Кара В. И., Лебедев В. А. и др.* Тектонические деформации на юге Бенгальского конуса выноса // ДАН СССР. 1984. Т. 278. № 1. С. 171–174.
15. *Паталака Е. И., Хрычев В. А.* Листрические разломы в складчатых областях // Геотектоника. 1988. № 4. С. 8–19.

Статья поступила 1 октября 2004 г.
Кубанский государственный университет
© Попков В. И., 2004