

УДК 551.248+551.24.01

ТРИФОНОВ В. Г.

НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
КОНЦЕПЦИИ

Неотектонические данные свидетельствуют о преобладании горизонтальных смещений в земной коре; о тектоническом расслоении литосферы на пластины и блоки с разным стилем нарушений, разделенные зонами высокоградиентных движений; о деформируемости литосферы в широких подвижных поясах. Согласно этим данным, источником деформаций земной коры являются движения в мантии, которые отражаются в верхней части коры опосредованно и не полностью и направлены в целом от океанических рифтовых систем и континентам, представляющим областями сгущивания литосферы. В результате таких движений на активных окраинах и внутри континентов образуются орогенические пояса с дифференцированными по глубинам тектоническими деформациями и нарушениями и преобладающими сдвиговыми смещениями в верхнекоровом слое.

ВВЕДЕНИЕ

Важная роль неотектоники в современной геологической науке определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, проявления на земной поверхности тектонических движений новейшего (неоген-четвертичного) этапа и особенно его последней стадии — голоцена могут быть изучены, измерены и датированы гораздо точнее, чем подобные проявления геологического прошлого, и в отличие от них не искажены последующими процессами. Во-вторых, сейсмичность и геофизические поля позволяют сопоставить неотектонику земной поверхности с современным строением и преобразованием недр и построить объемную модель тектонического развития литосферы. Поэтому неотектоника служит экспериментальной базой для создания и проверки многих положений современных тектонических концепций.

Сейсмологические и неотектонические данные о глубинном строении, о кинематике активных зон, а также палеомагнитная характеристика и корреляция разрезов новейших отложений сыграли важную роль в становлении концепции тектоники литосферных плит, занявшей ведущее место в современной геологической науке. Основные положения тектоники плит сформулировали в 1965—1970 годах Дж. Уилсон, В. Морган, Кс. Ле Пшон, Дж. Дьюи и Дж. Берд, У. Диккинсон, Б. А. Айзекс и др. [16]. Они опирались на представления о дрейфе континентов и связи с ним деформаций земной коры, развивавшиеся Ф. Тейлором, А. Вегенером, Э. Арганом, А. Холмсом и дополненные выводами Г. Хесса и Р. Дица о спрединге — разрастании океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и ее субдукции — поглощении в областях островных дуг и активных континентальных окраин. Решающим доказательством спрединга явилась интерпретация Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом полосовых магнитных аномалий в океанах.

Согласно концепции тектоники плит, литосфера, охватывающая как земную кору, так и верхи мантии, состоит из нескольких жестких недеформируемых плит, которые движутся по верхнемантийному слою пониженной вязкости — астеносфере, раздвигаясь в одних местах и сближаясь в других. В зонах раздвигания происходит наращивание литосферы, и в частности океанической коры, а в зонах сближения плит одна из них пододвигается под другую и погружается в мантию, что сопровождается деформацией краев плит, их магматическим и метаморфическим преобразованием, приводящими к формированию складчато-

го пояса. Кровля погружающейся плиты отмечается глубинной сейсмофокальной зоной, с расположением и наклоном которой связано закономерное изменение состава и металлогенической специализации извергаемых пород вкрест простираения островной дуги или активной континентальной окраины, а также формирование парных — низкотемпературного высокотемпературного и высокотемпературного метаморфических поясов. Движение плит отражает конвекцию мантийного или по крайней мере верхнемантийного вещества Земли.

Таким образом, концепция тектоники плит сложилась в целостное учение, объясняющее с единых позиций большое количество известных фактов и, что особенно важно, сплотившее усилия геологов, геофизиков, геохимиков и петрологов для решения общих задач, заметно повысив тем самым эффективность их исследований.

Вместе с тем за 15—20 лет, истекшие со времени, когда были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит, появились новые факты, заставляющие изменить или дополнить некоторые из этих положений. В предлагаемой статье они рассматриваются в сопоставлении с неотектоническими данными. Одно из таких положений — вертикальная однородность плит в отношении латеральных перемещений и деформаций.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Еще в 1967 г., т. е. одновременно со становлением концепции тектоники плит, А. В. Пейве показал возможность дифференцированных латеральных перемещений отдельных слоев литосферы — ее тектоническую расслоенность [18]. Развивая это представление, А. В. Пейве писал: «Можно сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т. е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то не с меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее» [19, с. 7].

Эта идея получила подтверждение при изучении тектонических покровов, возникших, как удалось доказать, в результате отслоения и латерального перемещения горных масс на разных уровнях земной коры и верхов мантии [21, 27]. Движение и скупивание отслоенных пластин играет решающую роль в аккреции континентальной коры [20]. Однако изучение офиолитовых комплексов показало, что тектоническое расслоение проявлялось в них и раньше аккреции континентальной коры — на стадии спрединга океанической литосферы или образования краевых морей. На это указывает резкая структурная дисгармония мантийной дунит-гарцбургитовой ассоциации и вышележащего разреза, а также габброидов по отношению к дайковому комплексу и базальтам [27].

Подобно тому как в становлении концепции тектоники плит большое значение имели результаты неотектонических и сейсмологических исследований, эти исследования внесли вклад и в развитие представлений о тектонической расслоенности литосферы. Важнейший инструмент изучения тектонической расслоенности — выявление различий между новейшими, т. е. одновременно формирующимися структурными планами на разных уровнях земной коры и верхов мантии [5, 10, 11, 28, 30]. Для изучения такой дисгармонии использовался комплекс аэрокосмических, геологических, структурно-геоморфологических и геофизических данных. Наиболее ярко структурно-динамическая дисгармония между слоями земной коры выражена в Памиро-Гималайском регионе. Но проявления ее обнаружены и во многих других горных сооружениях Альпийско-Азиатского и Краинно-Тихоокеанского новейших подвижных поясов, причем не только в структурах сжатия, но и в зонах сдвиговой тектоники, иногда сочетающейся с растяжением.

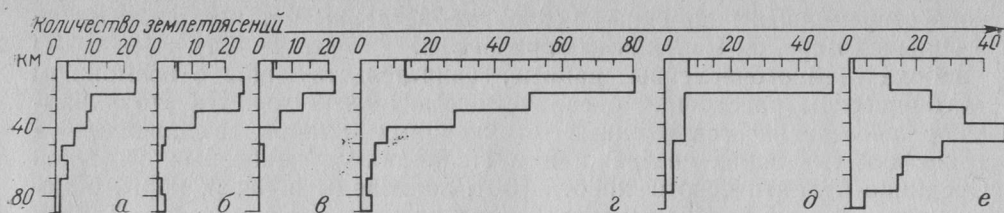


Рис. 1. Гистограммы распределения по глубинам до 90 км гипоцентров землетрясений СССР и сопредельных территорий с магнитудами не менее 6: а — Ближний и Средний Восток, Кавказ, Копетдаг; б — Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань; в — Алтае-Саянская область, Байкал, Забайкалье, Монголия и соседние районы Китая; г — континентальная часть СССР и приграничные зарубежные территории в целом; д — Камчатка; е — Курилы и Северная Япония [17]

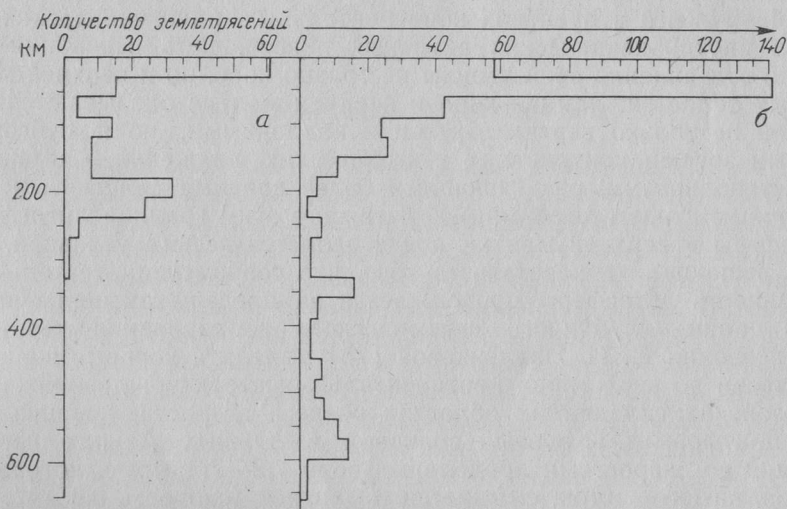


Рис. 2. Гистограммы распределения по глубинам гипоцентров землетрясений с магнитудами не менее 6: а — Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань; б — Курилы, Северная Япония, Охотское и Японское моря [17]

Доказательства дисгармонии новейших структур разных уровней земной коры дополняются данными о коровых волноводах и субгоризонтальных сейсмофокальных зонах. Показательна общая особенность распределения гипоцентров сильных мелкофокусных землетрясений: ниже 20—30 км их количество резко уменьшается (рис. 1). Эта особенность характерна для всех внутриконтинентальных и окраинно-континентальных активных зон, а также островных дуг с развитым гранитно-метаморфическим слоем, но пропадает в тех островных дугах, где последний развит слабо или отсутствует. Очевидно, нижняя часть именно континентальной коры наиболее отличается по деформационным свойствам от ее более высоких горизонтов.

Что же касается верхней мантии, то сведения о ее тектоническом расслоении ограничиваются областями промежуточных и глубокофокусных землетрясений. В общем виде на него указывает вертикальная неоднородность в распределении гипоцентров землетрясений (рис. 2). Для Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны на основе анализа графиков повторяемости землетрясений Г. А. Востриков [32] выявил изменения напряженного состояния, эффективной сейсмической вязкости и скорости сейсмических деформаций на разных уровнях верхней мантии. Попытка воспроизвести объемную картину распределения продольных сейсмических волн, предпринятая А. В. Николаевым и И. А. Саниной [13] для Памиро-Гиндукушского региона, также показала значительные вертикальные и латеральные неоднородности. Вероятно, тектоническое расслоение и дифференцированные по глубинам тектонические перемещения и деформации, обнаруженные в земной

коре современных подвижных поясов, свойственны в такой же, если не в большей мере, их мантийным горизонтам.

Пока немногочисленны данные, свидетельствующие о возможном тектоническом расслоении океанических активных зон. На это указывают несогласия современных структурных планов, выявленные в трансформных зонах севера и юга Исландии и некоторых участков Срединно-Атлантического хребта [30], волноводы в низах коры, обнаруженные в этом хребте севернее Азорских островов, на востоке Тихого океана и в других местах, а также пологие поверхности отражения сейсмических волн, установленные в третьем океаническом слое Срединно-Атлантического хребта на 20° с. ш. и прослеженные вкrest его простираения на 200 км [24].

Таким образом, проявления современного тектонического расслоения и дифференцированных перемещений на разных уровнях земной коры обнаружены в пределах континентальных, приокеанических и некоторых внутриокеанических активных поясов. Есть основания полагать, что эти явления свойственны не только коре, но и верхней мантии активных областей. Земная кора и верхняя мантия оказываются нарушенными не только вертикальными и наклонными, но и субгоризонтальными зонами контрастных тектонических движений — астенослоями и астенолинзами, разделяющими более прочные пластины и блоки с различным стилем деформаций. В связи с этим граница литосферы и астеносферы в верхней мантии представляется весьма условной.

Нет решающих доказательств того, что современная тектоническая расслоенность литосферы продолжается за пределы активных поясов. Анализ данных глубинного сейсмического зондирования территории СССР позволил Н. И. Павленковой [25] выделить коровые волноводы практически во всех типах континентальных структур: древних щитах, фанерозойских складчатых областях разного возраста, древних и молодых платформах. Коровый волновод в Южных Альпах перекрыт пластиной со скоростями продольных волн 7,2—7,38 км/с, которая, погружаясь на юго-восток, смыкается с мантией (скорость 8,3 км/с). Немногочисленные обнажения мантийной пластины в зоне Ивреа — Вербано представлены лерцолитами. В данном случае достаточно очевидно, что инверсия скоростей связана с надвиганием мантийной пластины и залегающего на ней разреза Южных Альп на Пеннинскую и Восточно-Альпийскую зоны [21].

Новые данные о природе коровых волноводов дало непрерывное сейсмопрофилирование методом отраженных волн. Изучение этим методом разломов кристаллического фундамента Украинского щита показало систематическое изменение их наклонов от крутых у самой земной поверхности через средние (30 — 35°) на глубинах от 2 до 15 км до пологих и почти горизонтальных на уровне кровли корового волновода [33].

Данные по Кольской сверхглубокой скважине [6] позволяют связывать уменьшение плотности пород и скоростей сейсмических волн на глубине 4,5 км (признаки корового волновода) не с изменением первичного состава пород, а с увеличением расщеливания при переходе от зеленосланцевой к эпидит-амфиболитовой фации метаморфизма; возрастание трещиноватости обуславливает повышенную обводненность.

Приведенные факты указывают на тектоническую, дислокационную природу слоя пониженных скоростей в земной коре. Согласно представлениям В. Н. Николаевского и С. И. Шермана [14, 34], достаточно мощная земная кора, подвергающаяся воздействию тангенциальных тектонических напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатического давления, т. е. глубины. Если в верхне-коровом слое развиваются сколовые нарушения, то в более глубоких горизонтах развиваются многочисленные мелкие трещины, переходящие ниже в милонитизацию и бластез. На промежуточной глубине объемное разрушение приводит к разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн [15]. Таким образом,

расслоение коры с возникновением дислокационного волновода является закономерным результатом приложения к ней тангенциальных тектонических усилий. Перемещение горных масс вдоль волновода по субгоризонтальным разрывам и трещинам облегчается его повышенной обводненностью. В более низких горизонтах коры преобладают квази-пластические деформации. При наличии вертикальной вещественной неоднородности коры картина дислокационного расслоения усложняется.

Описанное расслоение коры вне активных областей обусловлено древними тектоническими процессами, но оно создает потенциальную возможность для дифференциации по глубинам и новейших латеральных перемещений. Поэтому рассчитанные в тектонике литосферных плит направления и скорости их относительных новейших перемещений характеризуют лишь коровые, а в областях с достаточно мощной корой — лишь верхнекоровые пластины литосферы, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубинных литосферных масс.

ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Второе важное положение тектоники плит — их жесткость и пренебрежимо малая деформируемость. На рис. 3 представлены крупнейшие разломы Срединной Азии, активные в голоцене. Подтверждаются ранее сделанные выводы о преобладании амплитуд горизонтальных смещений над вертикальными, и в частности о сближении горных масс Аравии и Индостано-Памира с более северными районами Евразии. На это указывают левые сдвиги на западных и северо-западных флангах Аравии и Индостано-Памира и правые сдвиги на их северо-восточных флангах. Субширотные сдвиги Северной Анатолии, Ирана, Афганистана и Таджикской депрессии, Тибета, Куньлуня и Алтынтага отражают процессы отжимания горных масс в стороны от движущихся к северу Аравийских и Индостано-Памирских литопластин [29, 30, 38]. Вместе с тем выясняются два новых обстоятельства.

Во-первых, проявления относительных перемещений крупных литопластин охватывают подвижные пояса шириной в сотни километров. Следовательно, краевые части сближающихся плит испытывают значительные деформации и внутренние смещения. Памиро-Гималайская краевая область голоценовых деформаций соизмерима с относительно слабо деформированной частью Индостанского субконтинента. Восточнее подвижный пояс становится все шире. Кинематику многочисленных разнонаправленных активных разломов, сочетающихся со складчатыми деформациями чехла и фундамента, правильнее рассматривать не как результат взаимодействия жестких плит и микроплит, а как проявление деформации литопластин.

Во-вторых, среди активных разломов Азии преобладают сдвиги. Большинство разломов простирается вдоль границы хребтов и соседних впадин. Очевидно, и это подтвердили полевые исследования, по разломам происходят вертикальные движения, поддерживающие относительный рост гор. Но многие из таких пограничных разломов имеют сдвиговую компоненту голоценовых смещений, которая соизмерима, а чаще больше одновозрастной ей вертикальной компоненты. Рассчитанные скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений измеряются миллиметрами, а порою превосходят сантиметр в год (таблица). Продольные сдвиги играют, таким образом, гораздо большую кинематическую роль, чем им отводилась прежде, что, возможно, связано с энергетической экономностью сдвиговых перемещений, при которых не преодолевается сила тяжести.

По сравнению с областями распространения сдвигов площади, отличающиеся, с одной стороны, преимущественно складчато-надвиговыми голоценовыми нарушениями (типа Внешней зоны Памира или Гималаев), а с другой — сбросораздвиговыми (типа Байкала или грабе на Шаньси), невелики. Любопытна и еще одна особенность: вертикаль-

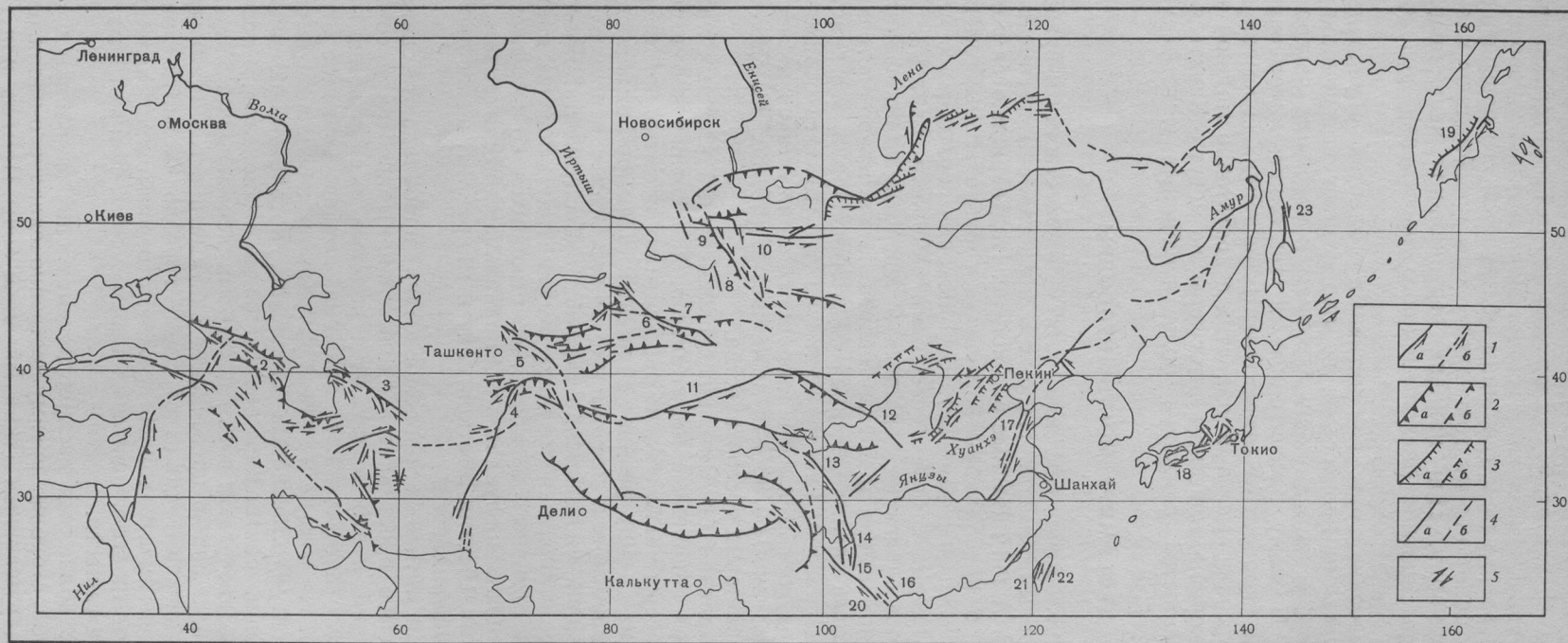


Рис. 3. Разломы Азии между 20 и 60° с. ш., активные в голоцене; составил В. Г. Трифонов по опубликованным данным К. Р. Аллена, М. Берберяна, Н. У. Веллмана, Дин Гуй-ю, А. И. Кожурина, К. Г. Леви, Н. В. Лукиной, В. И. Макарова, А. А. Никонова, Н. Н. Павони, К. Хузита, С. И. Шермана, С. С. Шульца мл. и личным наблюдениям

1—4 — активные разломы (а — достоверные, б — предполагаемые): 1 — сдвиги, 2 — надвиги и взбросы, 3 — сбросы, 4 — с невыясненным направлением смещений; 5 — зоны сдвиговых деформаций. Цифры на карте — активные разломы: 1 — Левантский, 2 — Кобыстанский, 3 — Главный Копетдагский, 4 — Дарваз-Алайский, 5 — Таласо-Ферганский, 6 — Джунгарский, 7 — Северо-Тянь-Шанский, 8 — Эртайский, 9 — Кобдинский, 10 — Хангайский, 11 — Алтынтагский, 12 — Наньюшанский, 13 — Ксяншуй, 14 — реки Зему, 15 — Ксяочан, 16 — Каобанг-Лангшон, 17 — Танлу, 18 — Срединная линия Японии, 19 — Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии, 20 — Красной реки, 21 — Западно-Тайванский, 22 — Восточно-Тайванский, 23 — Восточно-Сахалинский

Скорости сдвиговых перемещений по активным разломам Азии, мм/год

Номер на рис. 3	Название разлома	Левый (Л) или правый (П)	Инструментальные данные	Геолого-геоморфологические данные		Источник
				за поздний голоцен	за позднечетвертичное время	
1	Левантский (Мертвое море/СВ Сирия)	Л		7,5/5		[40]/данные В. Г. Трифонова
2	Кобыстанский	П			1	[30]
3	Главный Копетдагский	П			2	[30]
4	Дарваз-Алтайский	Л		20	10—15	[30]
5	Таласо-Ферганский	П		5—7	7—8	Данные В. Г. Трифонова и С. Ф. Скобелева
6	Джунгарский	П			9—18	[36]
7	Северо-Тянь-Шанский	П	9			[36]
8	Эртайский	П			13—17	[36]
9	Кобдинский	П		5—6		[34]
10	Хангайский	Л		9		[34]
11	Алтынтагский	Л	2		6—7	[36]
12	Наньюшанский	Л			18	[36]
13	Ксяншуй	Л	10		3—9	[36]
14	Реки Зему	Л			9	[36]
15	Ксяочан	Л		5—6		[36]
16	Каобанг-Лангшон	Л			5—10	Данные В. И. Макарова и А. И. Кожурина
17	Танлу	П	0,6		2	[36]
18	Срединная линия Японии	П			5—10	[12]
19	Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии	П			13—15	Данные А. И. Кожурина
20	Красной реки	П			5—10	Данные В. И. Макарова и А. И. Кожурина
21	Западно-Тайванский	Л	6			[36]
22	Восточно-Тайванский	Л	12		≥5	[5, 36]

ная компонента смещений по большинству сдвигов Азии оказывается взбросовой независимо от простираения сдвигов. Сбросовой она является лишь в приморских районах востока Азии, в Байкальской рифтовой системе, в районе Лутского массива Ирана и в некоторых других местах. Иначе говоря, большая часть внутриконтинентальных активных зон развивается в обстановке сжатия.

Выделяются пояса преимущественного распространения левых или правых сдвигов. Так, разломы с правосдвиговой компонентой смещений играют важную роль в структуре Северного Тянь-Шаня, Джунгарии, Монгольского Алтая. Другой пояс правых сдвигов протягивается от Восточного Китая (разлом Танлу) до Камчатки (Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии). Между этими двумя поясами расположены пояса левых сдвигов Прибайкалья и Станового нагорья, Монголии, Китая. Простираения сдвигов в пределах поясов существенно варьируют. У правых сдвигов западного пояса они изменяются от запад — северо-западного, почти широтного на южном краю Джунгарской впадины, до север — северо-западного в Монгольском Алтае. Еще более изменчивы простираения в поясе левых сдвигов Южного Китая: от восток — северо-восточного у Алтынтагского разлома до север — северо-западного у разломов Ксяншуй и Ксяочан.

Преимущественно сдвиговый характер голоценовых смещений присущ не только внутриконтинентальным подвижным поясам. На активных окраинах и в островных дугах Тихого океана продольные разломы также имеют нередко сдвиговую компоненту смещений, превосходящую

сбросовую или надвиговую компоненту [5]. Правосдвиговые голоценовые смещения характерны для Восточного фаса Центрально-Камчатской депрессии, Восточно-Сахалинского разлома, Срединной линии и разлома желоба Сагами Японии, Альпийского разлома Новой Зеландии, Атакамского разлома Анд, разлома Сан-Андреас на западе Северной Америки, разломов Аляски и Западных Алеут. Продольные голоценовые сдвиги установлены на Тайване и Филиппинах. Перечисленные области имеют развитую континентальную кору, реже кору переходного типа. Там, где островная дуга имеет кору, близкую к океанической, сдвиговая компонента движений по продольным разломам уменьшается, сдвиги сменяются структурами пододвигания океанических масс под островную дугу или, в областях вулканизма, продольными структурами растяжения. Характерный пример — дуга Тонга—Кермадек на продолжении Альпийского сдвига Новой Зеландии. Вероятно, сдвиговый характер перемещений наиболее характерен для верхней части континентальной коры.

Тот факт, что по сравнению с областями сдвиговой тектоники современные зоны преобладающего сжатия или растяжения охватывают небольшие площади континентальных подвижных поясов, указывает, по нашему мнению, на ограниченную структурообразующую роль сближения и раздвигания верхнекоровых литопластин. Эти пластины, деформируемые многочисленными сдвигами, не могут передавать на значительные расстояния структурообразующие усилия, и сами сдвиги представляются не результатами таких взаимодействий, а скорее отражением перемещений более глубоких литосферных масс¹.

ЗОНЫ КОЛЛИЗИИ И АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Изложенные факты позволяют по-новому подойти к структурообразующим процессам при сближении литосферных масс. Континентальная коллизия приводит на участках максимального сближения литопластин типа Памиро-Гималайского региона к скучиванию горных масс, которое в условиях тектонического расслоения осуществляется неравномерно на разных уровнях. Скучивание является ведущим фактором горообразования, дополняясь изостатическим поднятием, компенсирующим поверхностную эрозию, и другими вторичными процессами. Для верхнекорового слоя таких областей характерно широкое развитие тектонических покровов. На больших глубинах (40—70 км) коровые образования подвергаются частичному плавлению, приводящему к гранитоидному магматизму и метаморфизму вышележащих пород. Остаточные продукты плавления могут со временем эклогитизироваться и благодаря этому приближаться по физическим свойствам к породам мантии. Возможно, именно такие преобразования (наряду с поверхностной эрозией) привели к тому, что современная глубина поверхности Мохоровичича в палеозоидах Евразии, которые, судя по геологическим данным, испытали в свое время скучивание, подобное памиро-гималайскому, обычно не превышает 40—45 км.

Образование Памиро-Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоны может отчасти объясняться скучиванием холодных верхнемантийных масс, способных к хрупкому разрушению. Однако более вероятной, особенно на значительных глубинах, представляется связь мантийной сейсмичности с концентрацией и соответственно возрастанием скорости тектонических деформаций в ограниченных объемах горных пород (эффект воронки), что наглядно иллюстрируется сравнением площадей, занятых в Памиро-Тянь-Шанском регионе эпицентрами коровых и мантийных сильных землетрясений (рис. 4). Такое же происхождение могут иметь и другие внутриконтинентальные мантийные сейсмофокальные зоны, например зона Вранча в Карпатах.

¹ К аналогичному выводу пришли С. И. Шерман и его соавторы на основе изучения неотектоники зоны БАМ и соседних территорий [4].

С удалением от областей максимального сгущивания стиль новейшей тектоники в верхней части коры подвижных поясов постепенно изменяется. Складчатые деформации все более уступают место блоковым смещениям преимущественно сдвигового характера. Сгущивание верхнекоровых масс происходит и здесь, но осуществляется главным образом путем торошения блоков. При этом не исключено частичное перемешивание коровых и мантийных пород, с чем отчасти может быть связано разуплотнение верхов мантии, предполагаемое, например, под Тянь-Шанем [2].

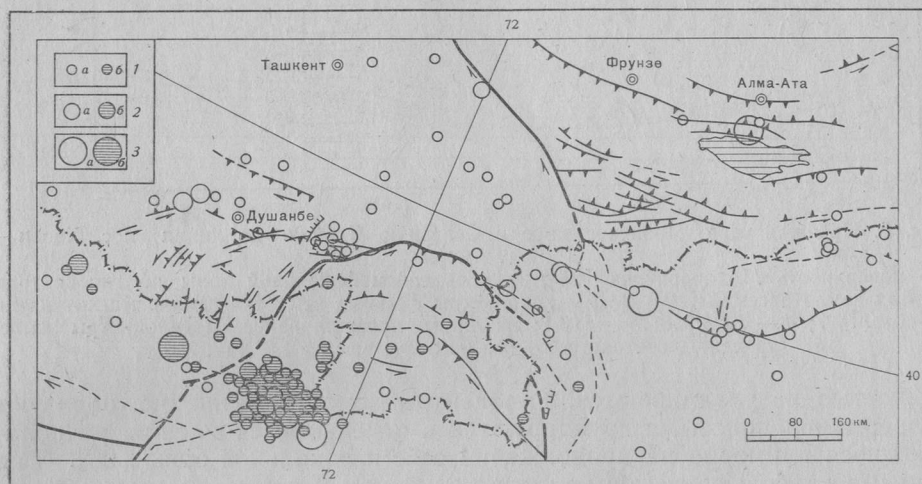


Рис. 4. Активные разломы и эпицентры землетрясений Памиро-Тянь-Шанской области. Эпицентры сильных землетрясений 1900—1974 годов с глубинами гипоцентров $0 < H < 70$ км (а) и $70 \leq H < 300$ км (б) и магнитудами: 1 — $6 \leq M < 7$; 2 — $7 \leq M < 8$; 3 — $M \geq 8$ [17]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3. Крупные разломы выделены толстыми линиями

Иначе представляется процесс новейшего структурообразования в островных дугах и на активных континентальных окраинах. Важную роль здесь играет развитие глубинной сейсмофокальной зоны, наклоненной в сторону континента. Закономерное изменение в этом направлении химизма извергаемых пород свидетельствует о том, что по крайней мере частично их состав обусловлен переработкой погружающейся вдоль сейсмофокальной зоны океанической литосферы, хотя другие факты, и в частности отношения изотопов стронция, скорее указывают на связь продуктов извержений с породами литосферного клина над сейсмофокальной зоной.

В разрезе верхней части Японской сейсмофокальной зоны по гипоцентрам слабых землетрясений очерчиваются две ветви: одна, местами разделенная на две близкие параллельные полосы, погружается до глубин 150—170 км, а другая, почти горизонтальная, приурочена к низам коры и верхам мантии [12]. В обеих ветвях количество гипоцентров уменьшается с приближением к области активного вулканизма. Расположение гипоцентров сильных землетрясений (рис. 5) обнаруживает сходные тенденции с той лишь разницей, что большинство их находится в литосферном клине над погружающейся ветвью сейсмофокальной зоны, трассируемой слабыми землетрясениями. До глубин 150—200 км прослеживаются и скоростные неоднородности в мантии, которые можно связывать с разогревом и магматической переработкой пород над сейсмофокальной зоной [1]. Очевидно, до глубин 150—200 км погружение и переработка океанической литосферы в значительной мере определяют тектоно-магматическую эволюцию островной дуги или активной континентальной окраины.

Глубже 200 км латеральные скоростные неоднородности, которые можно связывать с переработкой океанической литосферы, с опреде-

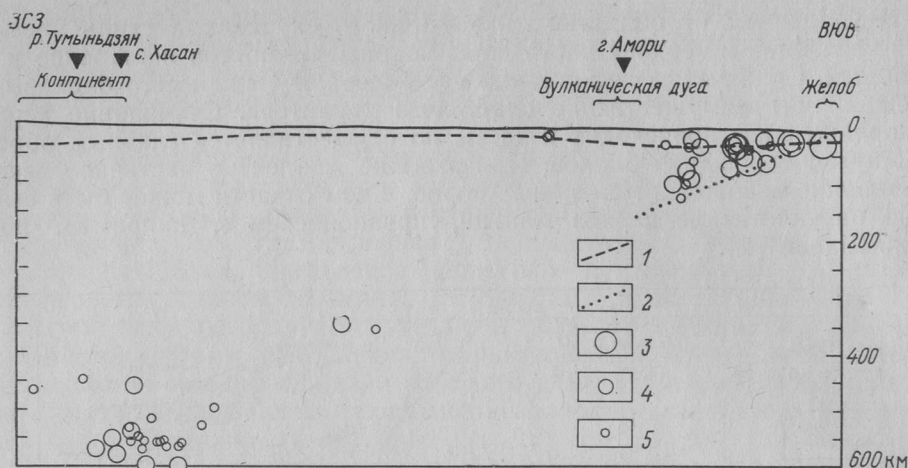


Рис. 5. Профиль через Японское море и Северную Японию по линии пос. Хасан — г. Амори
 1 — поверхность Мохоровичича [26]; 2 — ось сейсмофокальной зоны по гипоцентрам слабых землетрясений [12]; 3—5 — гипоцентры сильных землетрясений с магнитудами: 3 — $6 \leq M < 7$; 4 — $7 \leq M < 8$; 5 — $M \geq 8$; на линию профиля нанесены гипоцентры землетрясений, отстоящие от нее не более чем на $1,5^\circ$ [17, 39]

ленностью не улавливаются. Гипоцентры землетрясений не образуют непрерывной полосы, а группируются в отдельные скопления, располагающиеся примерно на продолжении сейсмофокальной зоны [23]. Так, сильные глубокофокусные землетрясения под Японским морем образуют два скопления: небольшое на глубинах 300—350 км и более крупное на глубинах 500—600 км. Эти особенности позволяют предположить, что значительная часть погружающейся вдоль сейсмофокальной зоны океанической литосферы к глубинам около 200 км перерабатывается настолько, что сближается по физическим свойствам с соседними мантийными образованиями. Землетрясения с более глубокими очагами, фиксируемые скоплениями гипоцентров, могут иметь иную, нежели до 200 км, природу [23] и быть частично обусловлены локальным возрастанием скоростей тектонических деформаций на границе океана и континента².

Вместе с тем субгоризонтальная ветвь гипоцентров, приуроченная в Японской островной дуге к низам коры и верхам мантии, позволяет предположить здесь контрастные латеральные перемещения горных масс. На это же указывает дисгармония между коровыми и более глубинными новейшими структурами активных окраин Тихого океана, выразившаяся, в частности, в преобладании сдвиговых перемещений гранитно-метаморфического слоя, не характерном для более низких уровней литосферы [5]. Все сказанное позволяет допустить, что часть океанической литосферы внедряется вдоль субгоризонтальных зон контрастных тектонических движений под островные дуги и активные континентальные окраины. В целом же эти области представляются не только и, может быть, не столько зонами нисходящего потока вещества, сколько областями тектоно-магматической переработки океанических литосферных масс, вовлекающей их в дальнейшие латеральные перемещения.

Получается, что и активные континентальные окраины, и внутриконтинентальные зоны коллизии не создают нисходящего потока литосферы, достаточного, чтобы компенсировать ее наращивание в океанах.

² Не исключено, однако, что отдельные тяжелые блоки, состоящие из остаточных продуктов переработки океанической литосферы, погружаются на значительные глубины мантии. Они могут создавать неоднородности физических свойств и служить источником части землетрясений. Анализ аномалий распространения сейсмических волн от глубокофокусных землетрясений под Охотским и Японским морями допускает там существование таких неоднородностей до глубин 900—1000 км [35].

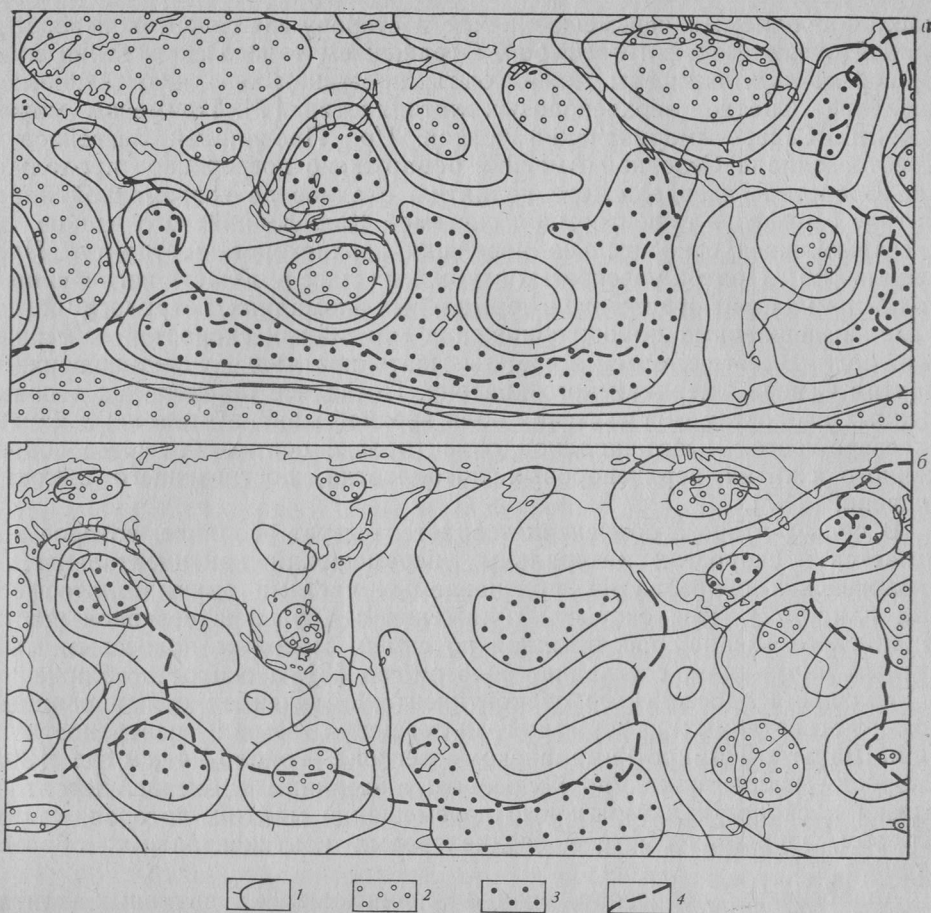


Рис. 6. Распределение (в условных изолиниях) разноскоростных объемов мантии на глубинах 150 (а) и 350 км (б) [1]
 1 — изолинии скоростей продольных сейсмических волн, бергштрихи направлены в сторону меньших скоростей; 2—3 — области наибольших (2) и наименьших (3) скоростей сейсмических волн; 4 — главные элементы океанической рифтовой системы

Вместе с тем под континентами, и в том числе под их древними ядрами; большей частью Северной Евразии, юго-западной половины Африки, северной частью Индостанского субконтинента, Австралией, Канадским и Бразильским щитами (рис. 6), высокоскоростные, относительно холодные объемы мантийного вещества прослеживаются до глубин более 150 км [1]. Таким образом, мантийное вещество литосферного типа распространяется до значительных глубин не только под активными окраинами и зонами коллизии, но и под другими частями континентов. Последнее обстоятельство можно истолковать двояко.

Согласно первому объяснению, повышенная скорость сейсмических волн в верхней мантии, сочетающаяся с пониженной тектонической активностью кратонов и других частей континентов вне подвижных поясов, отражает охлаждение верхней мантии до значительных глубин, редуцирование или отсутствие астеносферы и благодаря этому связь земной коры и верхов мантии с более глубокими ее горизонтами в прочные и однородные по деформационным свойствам линзы. Против такого объяснения свидетельствуют отмеченные выше признаки тектонического расслоения земной коры континентов вне подвижных поясов, а также быстрая изостатическая компенсация латеральными перемещениями мантийных масс таяния ледников последнего оледенения на Балтийском и Канадском щитах [3].

Поэтому более вероятным представляется второе объяснение, согласно которому под континентами происходит скупивание литосферных

масс, пополняемых перемещающейся в сторону континентов переработанной океанической литосферой. Отражением такого сгущивания мантийной части литосферы может быть превышающее литостатическое давление сжатие верхнекоровых литопластин [7]. Примером может служить Северо-Американский кратон. Под Провинцией Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки обнаружено погребенное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия, сходное по современной кинематике с рифтово-трансформной системой Калифорнийского залива, но дисгармоничное относительно новейших верхнекоровых структур Провинции [30]. Приток разогретых глубинных масс в область погребенного поднятия находит отражение в термальных аномалиях, петрологии и геохимии изверженных пород, понижении мантийных скоростей сейсмических волн. Вместе с тем он может вызывать сжатие и сгущивание верхней мантии Северо-Американского кратона. Последнее проявляется в повышенных скоростях сейсмических волн верхней мантии кратона, а также в северо-восток — юго-западной ориентировке оси наибольшего современного сжатия верхнекоровых литопластин, достигающего высоких значений [37].

В пользу второго объяснения свидетельствует различие, которое намечается в скоростях латеральных перемещений континентальных и океанических образований, признаваемых частями единых литосферных плит [22]. Так, скорость сближения с Евразией северной части Индийского океана, рассчитанная по самым молодым полосовым магнитным аномалиям, составляет 5—6 см/год [8], а скорость сближения с Евразией Индостанского субконтинента, полученная суммированием позднечетвертичных деформаций и смещений земной поверхности в Тянь-Шаньско-Памиро-Гималайском регионе, — около 4 см/год [30]. Скорость, рассчитанная по полосовым аномалиям в океане, вероятно, близка к скорости латерального перемещения мантии, которая, таким образом, движется быстрее верхнекоровых континентальных образований.

Аналогичным процессом, если он происходит на активных континентальных окраинах, объясняется развитие краевых морей. Они могут быть результатом утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континенты мантийными образованиями. Фрагменты гранитно-метаморфического слоя прежнего края континента, отторженные от движущихся литосферных масс в результате термомеханического разупрочнения коры процессами островодужного вулканизма, нередко сохраняются в разрезах островных дуг, например на Камчатке или в Японии. С движениями горных масс под континенты и вызванным ими дифференцированным сгущиванием континентальной литосферы можно связать и процессы новейшего «внутриплитного» горообразования, охватившего огромные пространства на востоке Азии и в западной части Северной и Южной Америки.

Вместе с тем только особенностями кинематики тектонических движений невозможно объяснить такие черты новейшего этапа, наиболее полно проявившиеся с позднего миоцена, как широкое развитие гор в областях древней складчатости, общая контрастность вертикальных движений и высокое стояние материков, выражающееся в господстве регрессивных условий осадконакопления. Кинематические условия, подобные современным, существовали и в более ранние эпохи мезозоя и кайнозоя, но черты, свойственные новейшему этапу, в такой мере не проявлялись. Традиционная тектоника плит предлагает в качестве причины подобных различий изменения скоростей и направления относительного движения плит. Локально эта причина могла приводить к горообразованию как в новейшее время, так и ранее. Что же касается Земли в целом, то, если судить по данным интерпретации полосовых магнитных аномалий океана и изучения следов «горячих точек», новейший этап не отличается повышенной интенсивностью горизонтальных движений, возросла только их вертикальная составляющая. Возможно, это связано с увеличением суммарной эффективной вязкости,

обусловленным повышенными теплопотерями [9]. Усиление вулканической активности на континентах и океанах в позднем кайнозое свидетельствует в пользу такого предположения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неотектонические исследования вносят важные дополнения в предложенную А. В. Пейве и разрабатываемую Ю. М. Пушаровским и рядом других советских геологов мобилистическую концепцию тектогенеза, которая может быть названа тектоникой расслоенной вязкой литосферы. Согласно этой концепции, исходной причиной тектогенеза представляются конвективные движения в верхней мантии. Тектонически расслоенная литосфера и особенно ее коровая часть отражают эти движения опосредованно и не полностью. Признаки тектонического расслоения есть в океанической, но более убедительны в континентальной литосфере. Последняя расслоена по меньшей мере на верхнекоровую и верхнемантийную относительно прочные пластины и нижнекоровый (включая внутрикоровый волновод) слой пониженной к латеральным перемещениям прочности. В новейших областях скупивания литосферных масс степень тектонического расслоения возрастает.

Восходящий мантийный поток сконцентрирован в отдельных струях, в общем тяготеющих к срединно-океанической рифтовой системе. От нее увлекаемые горизонтальным мантийным потоком литосферные массы движутся к континентам дифференцированно на разных уровнях. При этом на активных окраинах, часто обособленных от остальных частей континентов в виде островных дуг, океаническая литосфера претерпевает тектоно-магматическую переработку, в значительной мере преобразуясь в литосферу континентального типа.

Латеральное перемещение литосферы приводит к тому, что на окраинах и внутри континентов развиваются широкие подвижные пояса сложного строения, где литосфера, и в том числе континентальная кора, существенно деформируется, подвергаясь неравномерному скупиванию и утолщению. Обратный процесс утонения литосферы отмечается лишь в некоторых рифтогенных структурах, впадинах типа Паннонской, и краевых морях. В областях максимального внутриконтинентального скупивания развиваются верхнекоровые покровно-складчатые структуры, происходит их гранитизация и метаморфизм, тогда как низы коры могут приближаться по физическим свойствам к породам верхней мантии и далее участвовать в их деформациях и перемещениях. В других, более обширных частях подвижных поясов происходит торшение коры, при котором скупивание является лишь подчиненной компонентой перемещений, имеющих преимущественно сдвиговый характер. Со сдвигами связаны отдельные зоны растяжения континентальной коры, под которыми мантийное вещество разуплотняется. Есть основания полагать, что сжатие и утолщение континентальной литосферы, по крайней мере на ее мантийном уровне, происходит и вне подвижных поясов, в частности под кратонами. Низы утолщенной литосферы, ее отторженные и погруженные фрагменты вовлекаются в движения мантийных масс, компенсирующие наращивание литосферы в областях восходящего мантийного потока.

Горообразование — результат скупивания и связанных с ним физических и химических преобразований литосферы. Тот факт, что в ходе мезозойско-кайнозойского тектонического развития только новейший этап ознаменовался массовым горообразованием и повышенной контрастностью вертикальных движений, заставляет связывать это с общим изменением физического состояния литосферы, возможно, циклическим и тождественным изменениям в конце герцинской и каледонской тектонических эпох. Это не позволяет переносить в полной мере закономерности современного и новейшего тектогенеза на более ранние периоды мезозоя и кайнозоя. Но его важнейшие черты, прежде всего тектоническая расслоенность, деформируемость литопластин и их следствия, до новейшего этапа могли проявляться еще интенсивнее.

Литература

1. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография.— В мире науки, 1984, № 12, с. 16—25.
2. Артемьев М. Е. Изостатическая компенсация орогенных областей.— В кн.: 27-й МГК. Тезисы, М.: Наука, 1984, т. 4, с. 20—21.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984.
5. Кожурич А. И., Трифонов В. Г. Молодые сдвиги периферии Тихого океана.— Геотектоника, 1982, № 2, с. 3—18.
6. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 492 с.
7. Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 20—29.
8. Ле Пишон К., Франшио Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
9. Лукина Н. В., Макаров В. И., Трифонов В. Г., Волчкова Г. И. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 176 с.
10. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 114.
11. Макаров В. И., Шукин Ю. К. Оценка активности скрытых разломов.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 96—109.
12. Методы прогноза землетрясений. М.: Недра, 1984. 312 с.
13. Николаев А. В., Санина И. А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 69—72.
14. Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. Послесловие к кн. Дж. Райса «Механика очага землетрясения». М.: Мир, 1982, с. 133—215.
15. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 1, с. 16—28.
16. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 472 с.
17. Новый каталог сильных землетрясений территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
18. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
19. Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6, с. 3—7.
20. Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С. и др. Формирование земной коры континентов.— Геотектоника, 1985, № 3, с. 75—76.
21. Пейве А. В., Рузженцев С. В., Трифонов В. Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 3—13.
22. Пейве А. В., Трифонов В. Г. Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы.— Природа, 1981, № 8, с. 2—9.
23. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 224 с.
24. Пуцаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.— Геотектоника, 1985, № 5.
25. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
26. Тектоническая карта Северной Евразии/Ред. Пейве А. В., Яншин А. Л. М.: Мин-гео СССР, 1980.
27. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
28. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
29. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 54—64.
30. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
31. Трифонов В. Г. Особенности развития активных разломов.— Геотектоника, 1985, № 2, с. 16—26.
32. Трифонов В. Г., Макаров В. И., Востриков Г. А. Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов.— В кн.: 27-й МГК. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984, с. 105—117.
33. Шаров В. И., Гречишников Г. А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ).— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 412—416.
34. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов. Новосибирск: Наука, 1977. 107 с.
35. Creager K. C., Jordan T. H. Slab penetration into the Lower Mantle.— J. Geophys. Res., 1984, v. 89, № B5, p. 3031—3049.
36. Ding Guoyi. Active faults of China.— In: Prediction of earthquakes and continental seismicity. Beijing: State Seismol. Bureau Publ., 1983, p. 225—242.
37. Gough D. I. Mantle upflow under North America and plate dynamics.— Nature, 1984, v. 311, № 5985, p. 428—433.
38. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision.— Science, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—420.
39. The instruction for Seismotectonic Map of Asia and Europe. Beijing: Inst. of Geology, State Seismol. Bureau, 1981. 90 p.
40. Zohar J., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead-Sea rift.— Isr. J. Earth. Sci., 1965, v. 15, p. 33—37.