

УДК 551.4

С. М. АЛЕКСАНДРОВ

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОРФОСТРУКТУР ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНО- ОКЕАНИЧЕСКОЙ ШОВНЫХ (ПЕРЕХОДНЫХ) ЗОН

С применением космических снимков анализируются морфоструктуры внутриконтинентальной шовной зоны, совпадающей с областями альпийской складчатости восточной части Средиземноморского пояса и эпиплатформенного орогенеза. Рассматриваются сходство и различия морфоструктуры этих областей и континентально-океанической переходной зоны, совпадающей с областью кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса. Анализируются некоторые геоморфологические аспекты концепции тектоники литосферных плит применительно к обеим зонам.

Проблема геоморфологического строения молодых подвижных поясов (шовных или переходных зон), разделяющих относительно стабильные области, сформулирована в работах О. К. Леонтьева (1968), И. П. Герасимова, А. В. Живаго, С. С. Коржуева (1974). Существо проблемы — в определении направленности и типа развития этих регионов в мезозое и кайнозое.

В статье рассматриваются морфоструктуры глобального ранга (геотектуры): внутриконтинентальная шовная зона, совпадающая с восточной частью альпийского Средиземноморского пояса, и континентально-океаническая шовная (переходная) зона, соответствующая северо-западной части мезо-кайнозойского Тихоокеанского пояса (рис. 1).

Сходство (изоморфизм) зон проявляется в общей контрастности и большой энергии рельефа; в геометрическом подобии их плановых очертаний относительно прилегающих стабильных плит; в наличии наклонных сейсмофокальных плоскостей Заварицкого-Беньофа; в резкой дифференциации мощности и структуры земной коры; в наличии домезозойских офиолитовых поясов; в мезо-кайнозойском возрасте складчатости и магматизма; в наличии крупных глубинных продольных и поперечных разломов; в особой новейшей тектонической активности и высокой сейсмичности, хотя количество очагов в периокеанической зоне на порядок больше.

Различия (полиморфизм) зон — в антагонизме рельефа (экстремальном положении на гипсографической кривой Земли); в различиях по латерали (ширина периокеанической зоны преимущественно растяжения 1000 км, ширина внутриконтинентальной зоны преимущественного сжатия 100 км); в противопоставлении мозаичной субокеанической коры (10—40 км) более монолитной континентальной коре (30—70 км); в известной асинхронности складчатости и интрузивного магматизма; в широком развитии поверхностей выравнивания и эпиплатформенных дислокаций во внутриконтинентальной зоне при их фрагментарности в континентально-океанической зоне; в характере и объеме новейшего вулканизма (практически отсутствует во внутриконтинентальной зоне).

Понятие «переходная зона между Азиатским континентом и Тихим океаном» обосновано геологически и геофизически (Строение..., 1976).

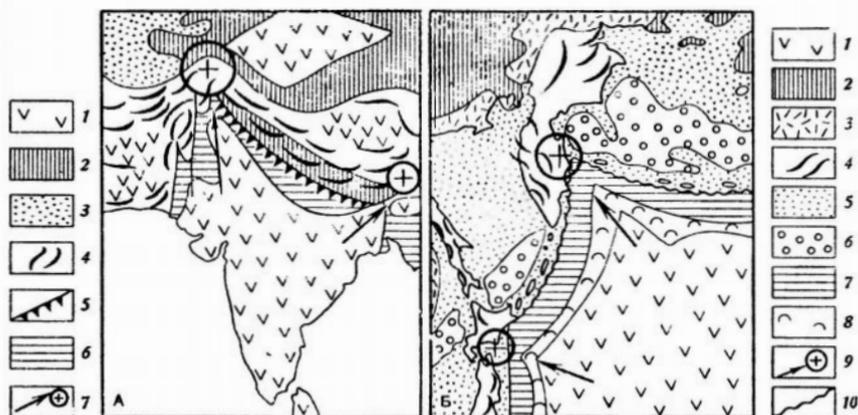


Рис. 1. Основные морфоструктуры внутриконтинентальной (А) и континентально-океанической (Б) шовных зон

А: 1 — равнины древних платформ и срединных массивов; 2 — горные сооружения активизированной эпиконтинентальной платформы; 3 — равнины молодых платформ; 4 — мезо-кайнозойские эпигеосинклинальные складчатые горные сооружения; 5 — краевые надвиги Гималаев; 6 — кайнозойские краевые прогибы (предгорья и аллювиальные равнины Инда, Ганга, Брахмапутры); 7 — морфоструктурные аномалии (Памирская и Восточно-Гималайская, по Александрову, Мелекесцеву, 1977). Б: 1 — абиссальные равнины океанической плиты; 2 — мезозойские складчато-глыбовые горные сооружения; 3 — окраинное поднятие мезо-кайнозойского вулканогенного пояса; 4 — кайнозойские эпигеосинклинальные складчатые горные сооружения; 5 — шельф; 6 — кайнозойские и современные геосинклинальные глубоководные впадины; 7 — кайнозойские и современные прогибы (склоны и днища глубоководных желобов); 8 — кайнозойское поднятие краевого вала; 9 — морфоструктурные аномалии (Восточно-Камчатская, Южно-Хоккайдская); 10 — внешний край желоба

Геоморфологически переходную зону описал О. К. Леонтьев (1968). При анализе геоморфологических аспектов тектоники плит (Герасимов и др., 1974) для переходных зон, совпадающих с альпийскими эпигеосинклинальными и эпиплатформенными орогенами, предложено понятие «шовная зона», которое применимо и для внутриматериковых областей. Выделяются несколько типов шовных зон, среди которых нас интересуют два: континентально-океанический (Западно-Тихоокеанская, или Восточно-Азиатская зона) и внутриконтинентальный (Центрально-Азиатская зона). Материалы, обобщенные в статье, получены автором по территории Сахалина, Курильских островов, Камчатки и прилегающим акваториям в 1957—1970 гг.; по территории Памира и Тянь-Шаня — в 1971—1977 гг. Наряду с собственными наблюдениями автора большое значение имели анализ новейшей литературы и дешифрирование аэро- и космических теле- и фотоизображений как по советской, так и по зарубежной (Афганистан, Пакистан) территории.

Наиболее полные и новые данные о тектонике, глубинном строении и эндогенной динамике развития периокеанической шовной зоны суммированы в коллективной монографии «Строение земной коры...», 1976. Один из важнейших выводов работы — признание активных взаимодействий материковой и океанической плит по фокальному слою Заварицкого-Беньофа (надвиг континента на океаническую плиту или поддвиг последней).

Для внутриконтинентальной шовной зоны (Тянь-Шань, Памиро-Алай, Гиндукуш и прилегающие впадины) подобная сводка по территории СССР отсутствует, поэтому мы рассмотрим относительно большое количество новейших публикаций с целью корреляции геоморфологических, геологических и геофизических представлений. В 1977 г. в переводе на русский язык вышла уникальная сводка по строению зарубежных складчатых поясов (Мезозойско-кайнозойские орогенические пояса, 1977), используемая ниже.

При сравнении столь удаленных друг от друга и столь различных морфоструктурных образований следует иметь в виду известные объек-

Абс. высоты основных морфоструктур шовных зон, м

Тип зоны	Морфоструктуры			
	океаническая или материковая плиты	глубоководный желоб или предгорный прогиб	островная дуга или складчатое поднятие	глубоководная котловина или межгорная впадина
Континентально-океанический	—3000÷—4000	—7000÷—11000	1000—3000	—3000÷—4000
Внутриконтинентальный	1000	До 1000	5000—8000	1000—3000

Таблица 2

Мощность земной коры и абс. высоты в пределах основных морфоструктур (в скобках источник данных по различным регионам)

Признаки	Регион							
	Гималаи	Гиндукуш	Памир	Алайский и Заалайский хребты	Афгано-Таджикская депрессия	Сахалин	Глубоководные котловины	Ложе океана
	(Витте, Фотиади, 1976)		(Земная кора . . . Средней Азии, 1977)			(Строение земной коры . . . , 1976)		
Мощность коры (км)	65—75	60	55—65	50	30—35	30—35	12—15	10—12
Абс. высота (км)	8,5	8,0	6—7	5—6	1—2	1—2	—3	—4,5

тивные трудности использования в пределах акваторий геологических методов. Поэтому для понимания их морфоструктуры решающее значение имеют геофизические и геоморфологические исследования. Глубоководное бурение (к 1978 г. в огромном регионе Курило-Камчатской зоны пробурено несколько скважин), разреженное драгирование в основном на материковом и островных склонах и эхолотный промер не сопоставимы с теми детальными сведениями, которые мы можем получить при наземном картировании внутриконтинентальных зон. Труднодоступные области высокогорья могут быть изучены с привлечением космических изображений, хотя нивально-гляциальный покров также делает часть территории недоступной для непосредственного изучения.

С другой стороны, изучению тихоокеанских переходных зон способствуют, например, наличие магматических ксенолитов, дающих информацию о глубинных горизонтах коры и мантии, технические удобства ряда геофизических методов, осуществляемых с водной поверхности (ГСЗ, МОВ, магнитная, гравитационная съемка, измерения теплового потока). Несмотря на это, на современных тектонических картах акваторий еще недавно выделялись преимущественно геоморфологические категории: различные генерации и формы рельефа шельфа, материкового склона, переходной зоны, ложа океана, отражающие прежде всего новейшую тектоническую структуру. В настоящее время детальная геологическая и геоморфологическая информация о переходных зонах континентально-океанического типа получается лишь при изучении островных дуг и в меньшей мере прилегающего к ним шельфа. По существу наши представления о строении и развитии огромных поднятий основываются на изучении их узких осевых частей.

Коренным образом отличается информация о поднятиях внутриконтинентальной зоны. Они изучены в геологическом и геоморфологическом отношении достаточно детально и продолжают изучаться комплексом современных методов. Поэтому предпринятое нами сопоставление носит

поисковый характер, особенно в аспекте геологического сходства зон. Несомненно вместе с тем определенная общность механизма их развития.

Очевидное геоморфологическое различие двух типов зон заключается в их разном гипсометрическом положении (табл. 1). Резко различается также мощность земной коры (табл. 2). Обе зоны имеют некоторое геометрическое подобие, отличаясь гипсометрически в среднем на 4—5 км. Различия отмечаются для глубоководных желобов, не компенсированных осадками. Налицо также известная корреляция между абс. высотами и мощностью коры, причем геофизические исследования (Витте, Фотиади, 1976) допускают вероятность увеличения мощности земной коры Памира и Гималаев за счет сдвигания ее горизонтов при горизонтальных перемещениях. Различия глубинной структуры, отраженные в современном рельефе, определяли характер магматизма и геологическое развитие обеих зон на мезо-кайнозойском этапе: преобладание основного вулканизма и многочисленные морские трансгрессии в периокеанической зоне, связанные с разрастанием глубоководных впадин, преимущественно кислый магматизм, интенсивные поднятия и направленное сокращение океанических и морских бассейнов во внутриконтинентальной зоне.

При сопоставлении подобных морфоструктур глобального ранга (геоструктур, по И. П. Герасимову) неизбежно рассмотрение геоморфологических аспектов тектоники литосферных плит (ТП), которые уже стали предметом дискуссии (Герасимов, 1976; Николаев, 1977; Щукин, 1976). Известны геофизические, геологические (Белюсов, 1975; Шейнманн, 1976), неотектонические (Николаев, 1977) и геоморфологические (Леонтьев, 1976) данные как глобального, так и регионального масштаба, противоречащие ряду ее положений.

Один из авторов этой гипотезы Ле Пишон подчеркивает: «В отличие от конструктивных границ плит столкновение двух материковых плит (деструктивные границы) приводит к деформации в обширной области. В этом случае кинематический механизм тектоники плит неполностью применим для объяснения деформаций... Проблема взаимодействия плит, несущих материки, во многом остается еще не изученной, и потребуются значительные усилия для того, чтобы увязать данные неотектонических наблюдений на поверхности с данными геофизических наблюдений и исследований микро- и макросейсмичности...» (Ле Пишон и др., 1977, стр. 255).

Ряд фактов по территории Средней Азии приводит, например, О. К. Чедия (1972), подчеркивающий вслед за Б. А. Петрушевским (1961) пространственную унаследованность поперечных поднятий Индо-Памирской области. Тектонический анализ строения и истории развития относительно правильно построенных складчатых дуг Памира (Винниченко, 1973; Похвиснева, 1976) приводит к отрицанию значительных горизонтальных тектонических перемещений на Памире. По территории зоны перехода от Евразии к Тихому океану также получены комплексные данные, затрудняющие безоговорочное признание ТП (Строение земной коры и верхней мантии..., 1976).

Эти примеры можно умножить. Следует, однако, согласиться с мнением ряда исследователей (Зоненшайн, 1971; Хаин, 1972; Герасимов и др., 1974; Флоренсов, 1976), что состояние современной теории развития крупных тектонических структур и форм рельефа требует осмысления огромного количества новых материалов. Нельзя не признать существования группы данных, свидетельствующих об интенсивных латеральных геодинамических взаимодействиях именно в переходных, или шовных, зонах сочленения разномасштабных литосферных плит. Новейшие исследования (Пейве и др., 1976) развивают идеи о разноэтажности скольжения и надвигов, а также сочетании горизонтальных и вертикальных разломов («взрезов», по В. В. Белоусову, 1976). Убежденный

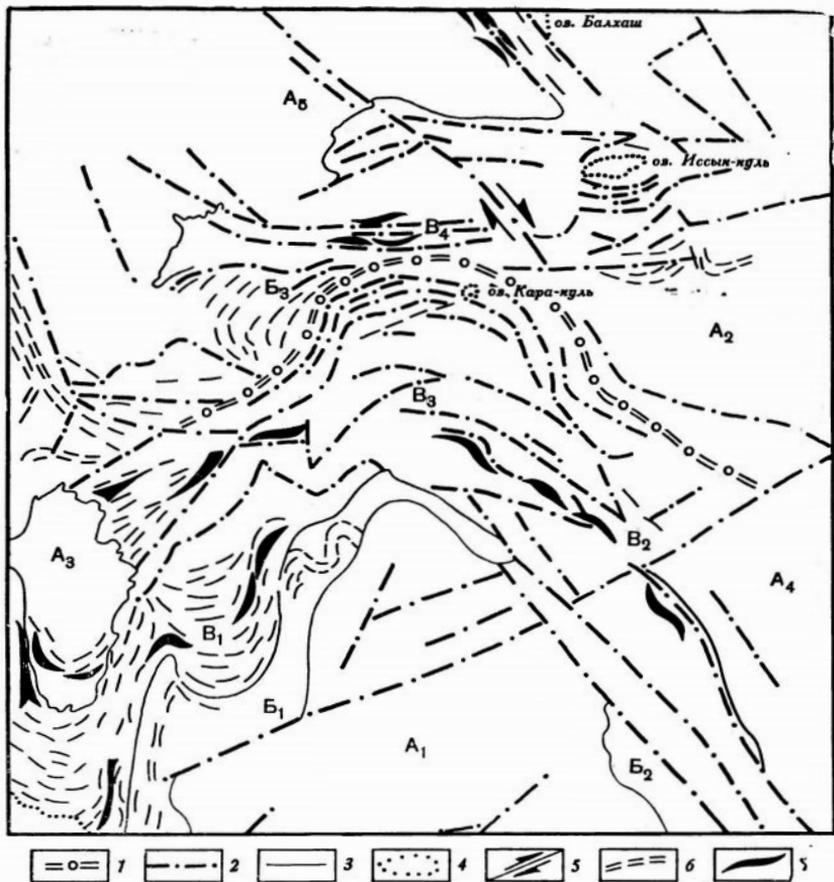


Рис. 2. Основные морфоструктурные элементы внутриконтинентальной шовной зоны

**Стабильные области:** А<sub>1</sub> — Индийская докембрийская платформа — возвышенные равнины; А<sub>2</sub> — Таримская докембрийская плита — межгорная впадина; А<sub>3</sub> — Центрально-Афганский срединный массив альпийской складчатости — межгорная впадина; А<sub>4</sub> — Тибетский срединный массив мезокайнозойской складчатости — высокогорное плато; А<sub>5</sub> — Туранская эпигерцинская плита — низменные равнины. **Мобильные области (краевые прогибы):** В<sub>1</sub> — прогиб Инда; В<sub>2</sub> — прогиб Ганга; В<sub>3</sub> — Таджикская депрессия (все области — аккумулятивные и денудационные равнины с локальными поднятиями различной зрелости). **Мобильные области (эпигеосинклинали и эпиплатформенные горы):** В<sub>1</sub> — эпигеосинклинальное складчатое поднятие Мерхед-Сулеймановых гор; В<sub>2</sub> — эпиплатформенное глыбовое поднятие Гималаев; В<sub>3</sub> — гетерогенное складчато-глыбовое поднятие Гиндукуша, Каракорума, Памира; В<sub>4</sub> — эпиплатформенное глыбовое поднятие Тянь-Шаня. **Дополнительные обозначения:** 1 — система пограничных глубинных разломов (проекция фокальной зоны?); 2 — другие крупнейшие глубинные разломы; 3 — границы морфоструктур; 4 — береговая линия озер и морей; 5 — сдвиги по разломам; 6 — простираение морфоструктур; 7 — офiolитовые пояса

сторонник вертикальных мегаунаций Ван Беммелен (Сила тяжести и тектоника, 1976) допускает сочетание вертикальных поднятий и субгоризонтальных соскальзываний мега- и мезоблоков.

Не рассматривая специально большое количество тектонических работ по этой проблеме, остановимся на группе геоморфологических и геофизических данных о новейших и современных процессах на стыке плит. Основные элементы морфоструктуры внутриконтинентальной шовной зоны интерпретированы автором на мелкомасштабном (~1:10 млн.) космическом телевизионном изображении системы «Метеор-18». Для детализации геоморфологического строения собственно района взаимодействия плит использован среднемасштабный (1:500 000) космический фотоснимок с корабля «Союз-22», захватывающий Южную Фергану, Алайский хребет (герциниды), Алай-Сурхобскую депрессию и Заалайский хребет (альпиды). На рис. 2 видны дугообразные изгибы морфоструктур на острие Джелламского клина Индийской платформы.

В континентально-океанической зоне к Кроноцкому п-ову Восточной Камчатки, расположенному на продолжении возвышенности Шатского — клина Западно-Тихоокеанской плиты (рис. 1), также приурочены некоторые морфоструктурные аномалии. Геодинамическая активность этих регионов проявляется, например, в интенсивных новейших движениях и высокой сейсмичности (Александров, Мелекесцев, 1977).

Наиболее полные данные о современных горизонтальных движениях получены в Средней Азии. Ю. Д. Буланже (1976), подводя итоги многолетних геодезических работ на Гармском полигоне (Конопальцев, 1971; Финько, Энман, 1971), констатирует латеральное перемещение хребта Петра I, причем полный вектор движений ( $24 \text{ мм/год}$ ) имеет северное направление. Происходит как бы надвигание под углом  $\sim 40^\circ$  передовых хребтов альпийского Памира на южный фас герцинского Алая. При интерпретации геодезических данных необходимо учитывать эффект гравитационных процессов оползания (Благоволин, Пшенин, Финько, 1977), но тектонический генезис сближения хребтов подчеркивается и сейсмологическими данными.

Анализ связи сейсмотектонических параметров с новейшей структурой (Гангнус, Кучай, 1976) показывает преобладание горизонтального сжатия в этом районе. Данные И. Л. Нерсесова и др. (1976) по результатам измерений напряженного состояния горных пород свидетельствуют о субгоризонтальных тектонических деформациях земной коры. Из сводки по современным движениям Средней Азии (Бондарев, 1975) следует, что именно к Памиру приурочена и резко повышенная скорость поднятий. Неотектонические исследования на Памире (Т. П. Белоусов, 1976) подтверждают данные геодезических измерений о перекосе Памирской глыбы: ее северная часть поднималась в плейстоцене интенсивнее юго-восточной. Сейсмотектонические работы (Никонов, 1975а) показывают миграцию сильных землетрясений вдоль Талассо-Ферганского разлома с юга на север: Хотан — 1882 г., Яркенд — 1889 г., Кашгар — 1902 г., Чаткал — 1956 г. Возможно, это объясняется направлением вектора перемещения плит. Наиболее контрастные движения приурочены к зоне Гиндукуш-Дарваз-Каракульского разлома (Никонов, 1975б).

Результаты нашего дешифрирования космических изображений, так же как и опубликованные данные (Трифонов, 1976; Шульц, мл., 1976), показывают, что на флангах взаимодействующих плит наблюдаются линейные системы сдвигов (разломы типа трансформных), на фронтальных частях — сучивание и надвиги. Направление сдвигов (на левых флангах — левые сдвиги, на правых — правые) подчеркивает клинообразное перемещение Памирской глыбы к северу. Главные разломы, ограничивающие Памирскую глыбу или ее фрагменты с севера, имеют дугообразные очертания. Наиболее крупные сдвиги прослеживаются вдоль Талассо-Ферганского разлома.

Количественные оценки поля тектонических напряжений и сейсмичности (Кучай, 1975) свидетельствуют о том, что в субмеридиональных отрезках дугообразных разломов и по Талассо-Ферганскому сдвигу тектонические напряжения — фоновые. Наиболее сильные землетрясения с энергией  $10^{13}$ — $10^{19}$  Дж охватывают широтные участки разломов, параллельные зоне стыка Памира и Тянь-Шаня. При этом подавляющее большинство землетрясений приурочено к Западному Памиру, где происходит современная складчатость. Эпицентры землетрясений хорошо коррелируются с системой Гиссаро-Кокшаальского и Гиндукуш-Дарваз-Каракульского глубинных разломов. Последний протяженностью  $\sim 2800 \text{ км}$ , шириной 3—12 км (Архипов, Никонов, 1974) прослеживается на космическом изображении (рис. 2) в виде дугообразной линии, отделяющей Гиндукуш и Памир от Тянь-Шаня, отличающиеся по макрорисунок гидросети.

Дугообразность системы нарушений обусловлена новейшими деформациями (Архипов, 1973), что подчеркивается изгибами морфоструктур Таджикской депрессии и западной части Таримской впадины. Изгибы морфоструктур прослежены нами на космических снимках вблизи Таласо-Ферганского сдвига. Наземные наблюдения показывают приуроченность к подобным изгибам протяженных плоскостей скольжения, милонитов, брекчированных зон (отроги хр. Джаманты вблизи оз. Чатыркель). В Афгано-Таджикской депрессии (Архипов и др., 1971) торцово сочленяются позднеальпийские антиклинали северо-восточного и северо-западного простирания. Дугообразные очертания имеют также водораздел Инда и Ганга, а также Памирский «синтаксис», лежащие на продольной оси Джелламского клина.

Геофизические исследования (Винник, Лукк, 1974; Лукк, Винник, 1975) доказали приуроченность этой дугообразной системы разломов к области глубокофокусных землетрясений с высокоскоростным блоком мантии, близким по своим параметрам зоне Восточной Камчатки (Кузин, 1973). Возможно, с ее проекцией на земную поверхность связаны дугообразный глубинный разлом Центрального Памира (Дюфур, 1972) и крутопадающий Гунто-Аличурский разлом (Кухтиков, Винниченко, 1975; Кухтиков, 1976).

Исследования геодинамической модели переходных зон от континентов к океанам (Сорохтин, Лобковский, 1976) доказывают, что плиты можно рассматривать как жесткие тела, испытывающие пластические деформации по краям в узких зонах сжатия или поддвига. Геофизическое понятие о жестких плитах согласуется с геотектонической концепцией о существовании нескольких массивов кристаллических пород Индо-Памирской области: Бадахшанско-Ваханского (ограниченного Гунто-Аличурским и Южно-Памирским разломами), Ванч-Язгулемского, Восточно-Афганского (Нуристанского), Южно-Афганского (Гильмендского), Хазарского, Музкольского (Перфильев, Моралев, 1971; Карапетов, Левен, 1973; Чернер, Буданов, 1974; Пашков, 1975).

Как следует из гипотезы ТП, на стыке континентальной и океанической плит предполагается поглощение (субдукция) края океанической плиты, морфологическим выражением чего является система островная дуга — глубоководный желоб (западно-тихоокеанский тип), или система горное сооружение — желоб (восточно-тихоокеанский тип). Использование физических моделей и расчетов по уравнению Навье-Стокса для несжимаемой вязкой жидкости в зазоре между двумя жесткими пластинами показало (Сорохтин, Лобковский, 1976), что в желобе допустимо полное поглощение осадков. Соскребание и смятие осадков происходит в случае, когда их мощность существенно превышает амплитуды рельефа, чего не наблюдается в Курило-Камчатском желобе.

Естественно предположить, что осадки желобов, в которые, по современным данным, за счет суспензионных потоков поступают значительные объемы рыхлого материала, затягиваются в зону поддвига, иначе желоба были бы заполнены в сравнительно короткий промежуток времени.

Для выяснения морфоструктурных последствий процесса взаимодействия плит сравним контактовые морфоструктуры периокеанической зоны (глубоководные желоба) с контактовой морфоструктурой плит континентальной зоны — Алай-Сурхобской депрессией, отождествляемой с областью «столкновения» плит. Сопоставление плотностных инверсий на Дальнем Востоке (Косыгин и др., 1977) не противоречит поддвигу более тяжелой океанической плиты под материковую, что, возможно, отражает строение слоя Заварицкого-Беньофа.

Иная картина в области стыка материковых плит, где погружению препятствует «плавучесть» легкой материковой коры (McKenzie, 1969). Сопоставление плотностей пород Средней Азии не позволяет предположить погружение края альпийской складчатой области (средняя плот-

ность 2,4) в области контакта с областью герцинской складчатости (плотность 2,8). Более вероятен процесс «столкновения», чем погружения активной плиты. Возникает вопрос о балансе рыхлого материала, который при скорости движения плиты 24 мм/год (Буланже, 1976) должен был бы перекрыть южный фас Тянь-Шаня при средней ширине депрессии 20 км примерно за 1 млн. лет. Однако этого не наблюдается. Алай-Сурхобская депрессия резко асимметрична: ее южный борт сложен красноцветами мезо-кайнозойского возраста и интенсивно расчленен; северный, сложенный почти исключительно палеозойскими породами, слабо эродирован, на нем сохранились поверхности выравнивания и весьма редки аллохтонные чешуи, перенесенные с юга. Интересно, что исследования Курильского и Марианского желобов (Скорнякова, Липкина, 1976) показали исключительную крутизну их океанического склона (до 40°), причем ультраосновные породы океанической коры встречаются и на островодужном склоне желоба.

По-видимому, продукты размыва пород мезо-кайнозоя, поступая в долины рек Кызылсу и Сурхоба, в подавляющем большинстве выносятся в Таджикскую депрессию, в пользу чего свидетельствует огромный твердый сток рек (Щеглова, 1975) и повышенная мощность глинистых осадков Таджикской депрессии. Возникает своеобразный осадочный конвейер. В значительной степени продукты размыва пород мезо-кайнозоя под влиянием изостатической нагрузки «тонут» в депрессии, о чем свидетельствуют некоторые расчеты по Алайской долине (Асеев и др., 1974). Исследования аккумулятивных равнин Е. Н. Бадюковой и С. А. Лукьяновой (1976) показывают также значительную роль в опусканиях эффекта уплотнения глинистых осадочных пород. Возможно, что эти процессы сосуществуют.

На стыке океанической и континентальной плит, как известно, наблюдается квазиупругий изгиб литосферы, морфологически выраженный как краевой океанический вал (вал Зенкевича к востоку от Курило-Камчатского желоба). Если желоб геодинамически трактуется как морфоструктура сбрососдвигового характера, то окраинный вал интерпретируется как морфоструктура, связанная с переходом от горизонтального движения к наклонному и с растрескиванием литосферы. С упругими взаимодействиями плит связано в геофизической модели ТП (Сорохтин, Лобковский, 1976) образование ячеек вторичной конвекции — изометричных наложенных впадин, достигающих в поперечнике сотен км. Геоморфологическим выражением этих процессов в периокеанической зоне являются глубоководные котловины окраинных морей, которые рассматриваются ныне большинством исследователей как новообразования, связанные с тектонической деструкцией.

Аналогов краевых валов в континентальной зоне не наблюдается, а с глубоководными котловинами в морфоструктурном аспекте можно сравнить междуговые понижения, хотя и значительно меньшие по размерам (Таджикская, Ферганская впадины), которые, так же как и окраинные моря, характеризуются утонением земной коры и повышенным значением теплового потока. Характерно, что ограничения и глубоководных котловин и межгорных впадин, совпадающие с глубинными разломами, трассируются гравитационными и магнитными ступенями. Зона Южно-Ферганского глубинного разлома, например, отчетливо дешифрируется на космическом снимке по прямолинейным очертаниям вулканогенно-гипербазитового пояса Сартала-Охна, описанного А. В. Алексеенко и Д. П. Резвым (1973). Анализ изостазии Средней Азии (Артемьев, Досымов, 1974) обнаруживает картину, сходную с Тихоокеанской зоной. Области крупнейших отрицательных изостатических аномалий (Фергана, Таджикская депрессия) коррелируются с глубоководными впадинами, эпигерцинская платформа имеет, как и Охотоморская плита, поле, близкое к нулю.

Аналогами складчатых морфоструктур островных дуг в межконтинентальной зоне можно считать позднеальпийские складчатые области: Кундузско-Кулябскую в Афгано-Таджикской депрессии, Мерхед-Сулейманову на юге Афганистана и Пакистана, описанные В. И. Славиным (1968). Они расположены на западной периферии Джелламского клина в области флишевых геосинклинальных бассейнов и хорошо интерпретируются на мелкомасштабных космических снимках благодаря полосчатому дугообразному рисунку. К востоку от Джелламского клина (Тянь-Шань, Кунь-Лунь, Гималаи) в областях эпиплатформенных орогенов линейная и дугообразная полосчатость на космических снимках не прослеживается. Области новейших поднятий Памира и Тянь-Шаня, как и островные дуги, характеризуются интенсивными положительными аномалиями. В континентальной зоне они обусловлены поднятиями земной коры огромного размаха, вдоль Курило-Камчатской дуги — внедрениями подкорового мантийного вещества (Павлов и др., 1976). Для впадин внутри складчатых и эпиплатформенных областей, например, Ферганской и Иссык-Кульской, характерна известная асимметрия, свидетельствующая о латеральных давлениях с юга на северо-восток. Так, если в северных и восточных предгорьях Ферганы отмечается относительно небольшое число локальных поднятий, то на юге впадин они представляют характерный элемент морфоструктуры (Яковец, 1976). Сходно построена Иссык-Кульская впадина, в которой локальные поднятия приурочены к ее южному борту и восточному замыканию.

Рассмотрим данные о возрасте заложения и темпах развития морфоструктур межплитных зон. Большинство исследователей предполагает позднемезозойско-кайнозойский возраст глубоководных желобов как отрицательных форм рельефа (Беляев, 1972; Пушаровский, Адамович, 1974, и др.). По данным В. К. Ротмана (1976), возраст Курило-Камчатского желоба не более 84 млн. лет, Ю. А. Павлова и К. Ф. Сергеева (Строение..., 1976) — 70 млн. лет. Результаты палеонтологического анализа керна глубоководного бурения на возвышенности Шатского (Супруненко, 1976а) свидетельствуют о еще большей молодости северной части желоба — 38 млн. лет. Оценка времени формирования межплитных депрессий в континентальной зоне может быть сделана на основе данных о величине смещения по Дарвазскому разлому (Захаров, 1969), превышающей 140 км. Сейчас наиболее широко известны данные об относительных горизонтальных перемещениях плит со скоростью 2—5 мм/год (скорости порядка 5 см/год экстремальны и характеризуют отдельные, обычно кратковременные отрезки). Таким образом, время активного развития Сурхобской депрессии может быть оценено в 28—70 млн. лет.

По расчетам Ле Пишона (Новая глобальная тектоника, 1974), скорость относительных перемещений по Чаманскому разлому в Афганистане достигала 8 мм/год, что при суммарной величине левостороннего сдвига в 300 км определяет возраст смещений в 35—40 млн. лет. Анализ геофизических параметров (Ризниченко, Джигладзе, 1976) показывает, что локальные скорости в зоне Заварицкого-Беньофа больше, чем средние в плитах.

Об интенсивных взаимодействиях плит в межплитных шовных зонах свидетельствуют некоторые данные палеотектонического и палеогеоморфологического анализа. О. И. Супруненко (1976б), анализируя связь между интенсивностью современного вулканизма и горизонтальными движениями земной коры, констатирует сжатие на склоне глубоководного желоба и растяжение в Ключевской группе вулканов. С. Ф. Скобелев (1977), связывая развитие тектонических складок на хр. Петра I с горизонтальным сжатием, подтверждает представления о тектоническом сокращении востока Таджикской депрессии, которое происходит в результате движения Памиро-Индостанской глыбы к северу. Выделяя две

«жесткие» толщи: меловые известняки и неогеновые конгломераты и пластичную толщу — мергели и глины верхнего мела — палеогена, указанный автор выявляет амплитуду перемещений в несколько км.

Детальные исследования структур западной части области сближения Памира и Тянь-Шаня (Шугин, 1976) показывают, что мезо-кайнозойские отложения формировались в условиях сжатия, о чем свидетельствует обилие надвигов и чешуй. О сжатии южных частей межгорных впадин свидетельствует асимметричная система прибортовых поднятий Таджикской депрессии (Скобелев, 1977) и Южной Ферганы (Вишневский, Савочкина, 1976). Подобные же морфоструктуры наблюдались нами на юге Иссык-Кульской впадины. Геоморфологическим выражением сжатия является образование фронтальных частей новейших надвигов горного обрамления Ферганы (Пшенин, 1973).

Интереснейшие данные приводит А. Дезио по труднодоступной территории Каракорума к югу от Памира (Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, 1977). Структурная зона Нангапарбат-Харамош, трассируемая цепью высочайших поднятий (выше 7000 м), сложенная архейскими метаморфизованными породами, представляет собой жесткий клин, выдвинутый в ареал распространения меловых пород складчатой Каракорумской зоны Тетиса. На острие клина отмечены сильная деформированность меловых пород (кайнозойские дислокации), скопление разрывов, наконец, мел-эоценовые офиолиты, означающие наличие глубинного структурного шва в земной коре с остатками пород океанического дна. Многочисленные надвиги закартированы на Восточной Камчатке (Тихонов, 1968; Леглер, Флоренский, 1976), на Восточном Сахалине (Рождественский, 1976), в пределах подводной возвышенности Обручева (Супруненко, 1975).

Определенное сходство характерно для палеозойской и мезо-кайнозойской истории зон, что запечатлено в разрезе коррелятных формаций. Ретроспективное сходство понимается здесь не в смысле полной синхронности событий, а в определенной закономерной последовательности основных тектонических циклов. К обеим зонам приурочены домезозойские офиолитовые пояса, представляющие собой ассоциацию глубоководных кремнистых осадков, подводных спилитовых лав, интрузий гипербазитов, находящихся в состоянии метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фации. В Центрально-Азиатской зоне это офиолиты Южного Тянь-Шаня (Кан, Охна и др.), шва Инда, Гималаев, в Тихоокеанской — Японии, восточных частей Сахалина, Камчатки, Корякии. Офиолитовые ассоциации по составу и строению в общем аналогичны древней (домезозойской) океанической коре зон Заварицкого-Беньофа (Пейве, 1969).

Приуроченность к офиолитовым поясам зон меланжа однозначно свидетельствует о горизонтальных движениях. По данным С. В. Руженцева (1976), нередко наблюдается залегание офиолитов на континентальных толщах, что позволяет говорить о механизме клиновидного сопряжения плит (обдукции). Анализируя тектоническую эволюцию северо-востока Азии в мезозое и кайнозое, Л. М. Парфенов и Б. А. Натальин (1977) показывают последовательную миграцию палеозон Заварицкого-Беньофа от материка к океану. Этим объясняются трансформные разломы в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Современные напряжения в земной коре соответствуют палеотектоническим моделям. Роль трансформных разломов в морфоструктуре периокеанической и континентальной шовных зон весьма велика. Ряд исследователей отмечает взаимно пересекающиеся системы структурных и геоморфологических элементов, но это тема самостоятельной работы.

Разрез мезо-кайнозойских отложений области сближения Памира и Тянь-Шаня имеет в общем регрессивный характер (Шугин, 1976): нижняя юра — эффузивно-осадочные морские отложения (мощность до

1000 м); верхняя юра — лагунные (200 м); нижний мел — красноцветы (1200 м); верхний мел — средний палеоген — глины, пески (200 м); верхний палеоген — антропоген — валунно-галечная моласса с олисто-стромами (2750 м). Разрез свидетельствует о замыкании геосинклинали, хотя имеются и черты регенерации геосинклинальных условий (поздний мел).

Регрессивный разрез характерен и для периокеанической зоны, например, Сахалина (Александров, 1973). Отличиями его являются вулканизм и широкое развитие морских осадков (неоднократная регенерация геосинклиналей), что объясняется близостью Тихоокеанской впадины. Интересно, что в Афганистане новейший вулканизм приурочен к впадине Дешт-и-Навар (Демин и др., 1972), располагающейся в области «субокеанической» коры. Характерна меньшая мощность моласс, что связано с общей погруженностью островных дуг и менее обширной площадью денудированной суши. Отсутствие красноцветов объясняется климатическими различиями.

## ВЫВОДЫ

1. Изучение морфоструктуры, мезо-кайнозойской истории развития и динамики переходных (шовных) зон между литосферными плитами представляет важный геоморфологический аспект концепции (гипотезы?) тектоники плит. Материковые и океанические платформы (кратоны) традиционно рассматриваются как относительно стабильные геотектуры. Срединноокеанические и внутриконтинентальные рифты по новейшим исследованиям (Пейве, 1975; Трифионов, 1976) понимаются как области сложного разноэтажного раздвига. Основная дискуссия происходит вокруг генезиса переходных (шовных) зон, как в их современном геоморфологическом облике, так и в палеогеографических аспектах. Изучение космических снимков, позволяющее одновременно охватить огромные площади внутриконтинентальной зоны и системы островных дуг, дает возможность по-новому осмыслить важные черты формирования рельефа в шовных зонах.

2. Вопрос о направленности развития шовных зон остается дискуссионным, но отмечается определенная тенденция превращения океанических (морских) геосинклинальных прогибов в островные (субконтинентальные) орогенные поднятия. Развитие рельефа происходило на фоне увеличения мощности «гранитного» слоя земной коры путем ее прогибания и неоднократной складчатости, метаморфизма и магматизма. Наряду с этим на новейшем этапе проявляется деструктивная тенденция разрушения складчатых структур в результате развития молодых прогибов и поднятий (Пейве и др., 1976). На периферии Тихого океана эта тенденция связана преимущественно с процессами растяжения (образование глубоководных впадин), во внутриконтинентальной зоне с процессами сжатия (образование эпиплатформенных поднятий).

3. Вопрос о примате вертикальных или горизонтальных движений также дискуссионен, хотя ряд бесспорных геодезических и геоморфологических данных, геотектонических реконструкций, расчетов геофизических моделей свидетельствует в пользу интенсивных латеральных взаимодействий именно в шовных зонах. Общий высокий фон тектонической активности экстремален на клиновидных (дугообразных) выступах плит.

## ЛИТЕРАТУРА

- Александров С. М. Остров Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1973.
- Александров С. М., Мелекесцев И. В. О морфоструктурных аномалиях континентально-океанических и межконтинентальных шовных зон. «Докл. АН СССР», т. 232, № 4, 1977.
- Алексеев А. В., Резвой Д. П. Зона Южноферганского глубинного разлома. В сб. «Пробл. тектоники и магматизма глубинных разломов». Львов, 1973.
- Артемьев М. Е., Досымов А. Г. Изостазия Средней Азии. «Физика Земли», № 11, 1974.

- Архипов И. В., Леонов Н. Н., Леонов Ю. Г. Пересечение систем структурных элементов восточной части Афгано-Таджикской ветви. «Изв. вузов. Геол. и разв.», № 2, 1971.
- Архипов И. В. Внешние структурные продолжения тектонических дуг. «Изв. вузов, Геол. и разв.», № 1, 1973.
- Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов. «Бюл. МОИП Отд. геол.», № 5, 1974.
- Асеев А. А., Бронгулеев В. В., Муратов В. М., Пшенин Г. Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры. «Геоморфология», № 1, 1974.
- Бадюкова Е. Н., Лукьянова С. А. Влияние уплотнения осадочных толщ на вертикальную подвижность прибрежных территорий. «Вестн. МГУ. География», № 5, 1976.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Белоусов В. В. Развитие литосферы и разломы. «Вестн. МГУ. Геология», № 4, 1976.
- Белоусов Т. П. К истории развития вертикальных тектонических движений Памира в плейстоцене и голоцене. «Геотектоника», № 1, 1976.
- Беляев Г. М. Донная фауна глубоководных желобов Мирового океана. Автореферат докт. дис., М., 1972.
- Благоволин Н. С., Пшенин Г. И., Финько Е. А. Об учете гравитационного фактора при геолого-геоморфологической интерпретации геодезических данных. VII Всесоюзное совещание по изучению современных движений. Львов, 1977.
- Бондарев Л. Г. Ледники и тектоника, Л., «Наука», 1975.
- Буланже Ю. Д. Современные движения земной коры. «Земля и Вселенная», № 2, 1976.
- Винниченко Г. П. К проблеме горизонтальных движений в районе Центрального Памира. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», № 4, 1973.
- Винник Л. М., Лукк А. А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. «Физика Земли», № 1, 1974.
- Витте Л. В., Фотиади Э. Э. Опыт генетической классификации земной коры континентов. «Геология и геофизика», № 9, 1976.
- Вишневский Л. Е., Савочкина Е. И. Внутреннее строение и этапы формирования офиолитовой ассоциации Южной Ферганы. «Вестн. МГУ. Геология», № 5, 1976.
- Гангнус А. А., Кучай В. К. О связи сейсмодинамических параметров с элементами четвертичной структуры (на примере Гармского хребта). «Геотектоника», № 3, 1976.
- Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржуев С. С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой концепции тектоники плит. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 3, 1974.
- Герасимов И. П. Архитектура Земли (геотектура) в свете теории глобальной тектоники плит. «Геоморфология», № 3, 1976.
- Демин А. Н. и др. Новейший вулканизм Центрального Афганистана. «Изв. вузов. Геол. и разв.», № 2, 1972.
- Дюфур М. С. Основные черты тектоники Центрального Памира. «Геотектоника», № 3, 1972.
- Захаров С. А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. В кн. «Неотектоника Таджикистана». Душанбе, 1969.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. «Наука», 1977.
- Зонненшайн Л. П. Геосинклиальный процесс и новая глобальная тектоника. «Геотектоника», № 6, 1971.
- Карапетов С. С., Левен Э. Я. Верхнепалеозойские отложения Центрального Афганистана (бассейн р. Гильменд). «Бюл. МОИП. Отд. геол.», № 1, 1973.
- Конопальцев И. П. Движения земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948—1970 гг. «Геотектоника», № 5, 1971.
- Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М., Романовский Н. П. Плотностные инверсии в земной коре Дальнего Востока. «Докл. АН СССР», т. 232, № 2, 1977.
- Кузин И. П. Скорости продольных и поперечных волн в верхней мантии Восточной Камчатки. «Физика Земли», № 2, 1973.
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Гунт-Аличурский разлом (Южный Памир). «Сов. геол.», № 8, 1975.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и проблема Среднего массива юго-западного Памира. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 4, 1976.
- Кучай В. К. Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез (на примере Средней Азии). Геофизические поля и сейсмичность. М., «Наука», 1975.
- Леглер В. А., Флоренский И. В. Структурное положение надвигов Валагинского хребта Камчатки. «Докл. АН СССР», т. 226, № 1, 1976.
- Леонтьев О. К. Геоморфологические типы переходных зон. «Вестн. МГУ. География», № 2, 1968.
- Леонтьев О. К. О предполагаемых масштабах вертикальных движений дна океана. В сб. «Пробл. палеогеографии», М., «Наука», 1976.
- Ле Пшон К., Франшито К., Бонин Ж. Тектоника плит. «Мир», 1977 (London — N. Y., 1973).
- Лукк А. А., Винник П. П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. «Геотектоника», № 5, 1975.
- Мезозойско-кайнозойские орогенные пояса, ч. I, II. М., «Мир», 1977.

- Нерсесов И. Л., Латыгина Л. А., Гусева Т. В., Жариков И. А., Хоботько А. А.* О деформации земной коры в зоне Сурхобского разлома. «Физика Земли», № 12, 1976.
- Николаев Н. И.* Палеогеографические и неотектонические аспекты тектоники плит. «Изв. вузов. Геол. и разв.», № 4, 1977.
- Никонов А. А.* Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов Средней Азии. «Докл. АН СССР», т. 225, № 2, 1975а.
- Никонов А. А.* Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и плейстоцене. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», № 2, 1976б.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Сб. статей. М., «Мир», 1974.
- Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Семакин В. П.* Соотношение изостазии с новейшими движениями земной коры восточной окраины Азиатского континента. «Изв. вузов. Геол. и геофиз.», № 9, 1976.
- Парфенов Л. М., Натальин Б. А.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое. «Докл. АН СССР», т. 235, № 5, 1977.
- Папков Б. Р.* Основные особенности строения древних массивов Афгано-Памирской области. «Геотектоника», № 5, 1975.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», № 4, 1969.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта. «Геотектоника», № 2, 1975.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н.* Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов. «Сов. геол.», № 5, 1976.
- Перфильев Ю. С., Моралев В. М.* Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. «Геотектоника», № 4, 1971.
- Петрушевский Б. А.* Некоторые особенности тектоники Памира. «Бюл. МОИП, Отд. геол.», № 4, 1961.
- Похвиснева Е. А.* Геология Памира в свете новых данных. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», № 4, 1976.
- Пуцаровский Ю. М., Адамович А. Ф.* Латиноамериканский геологический конгресс. «Вестн. АН СССР», № 5, 1974.
- Пишнин Г. Н.* Развитие рельефа фронтальных частей новейших поддвигов горного обрамления Ферганы. «Геоморфология», № 2, 1973.
- Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э. А.* Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс. «Физика Земли», № 1, 1976.
- Рождественский В. С.* О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин. «Докл. АН СССР», т. 230, № 3, 1976.
- Ротман В. К.* Петрохимические данные о структурных связях ложа Тихого океана и перикокеанического геосинклинального пояса в южной части Курильской дуги. «Докл. АН СССР», т. 228, № 2, 1976.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М., «Наука», 1976.
- Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Скобелев С. Ф.* Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра I. «Геотектоника», № 2, 1977.
- Скорнякова Н. С., Липкина М. И.* Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба. «Океанология», № 6, 1976.
- Славин В. И.* Геологическое строение Афганистана. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», № 4, 1968.
- Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И.* Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит. «Физика Земли», № 5, 1976.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Супруненко О. И.* К истории геологического развития подводной возвышенности Обручева и сопредельных районов. «Тр. ВНИГРИ», вып. 367, 1975.
- Супруненко О. И.* О времени заложения и оформления Курило-Камчатского глубоководного желоба. «Докл. АН СССР», т. 227, № 5, 1976а.
- Супруненко О. И.* Возможная связь между интенсивностью современного вулканизма и горизонтальными движениями земной коры. «Сов. геол.», № 10, 1976б.
- Тихонов В. И.* Надвиги Восточной Камчатки. «Геотектоника», № 3, 1968.
- Трифонов В. Г.* Позднечетвертичные разрывные нарушения и их распознавание на космических снимках. «Изв. вузов. Геол. и разв.», № 11, 1976.
- Трифонов В. Г.* Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения). «Геотектоника», № 2, 1976.
- Финько Е. А., Энман В. Б.* Современные движения земной поверхности в зоне Сурхобского разлома. «Геотектоника», № 5, 1971.
- Флоренсов Н. А.* Крупный вклад в общую и региональную геоморфологию. «Изв. вузов. Геол. и геофиз.», № 3, 1976.
- Хаин В. Е.* О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. «Геотектоника», № 4, 1972.
- Чедия О. К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, «Илим», 1972.

- Чернер Э. С., Буданов В. И. Новые представления о тектонике Памира. «Докл. АН СССР», т. 214, № 5, 1974.
- Щеглова О. П. Изменение стока взвешенных наносов по долине р. Вахш. Вопросы географии Средней Азии. Ташкент, «ФАН», 1975.
- Шейнманн Ю. М. Тектоника и магматизм. Избранные труды. М., «Наука», 1976.
- Шугин В. А. Тектонические структуры западной части области сближения Памира и Тянь-Шаня. «Геотектоника», № 1, 1976.
- Шульц С. С., мл. Системы левых и правых сдвигов Евразии на космических снимках. «Исследования природной среды космическими средствами», т. 5. М., 1976.
- Щукин И. С. Неотектоника или изостазия? «Вестн. МГУ. География», № 5, 1976.
- Яковец Ю. А. О месте и времени образования нефти и газа в орогенной области юго-востока Средней Азии. «Сов. геол.», № 3, 1976.
- McKenzie D. P. Speculations of the consequences and causes of plate motions. «Geophys. J.», v. 18, 1969.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию  
12.XII.1975

---

## COMPARATIVE ANALYSIS OF MORPHOSTRUCTURES OF INTRA-CONTINENTAL AND CONTINENTAL-OCEANIC SUTURAL (TRANSITIONAL) ZONES

S. M. ALEKSANDROV

### Summary

The paper discusses intra-continental and continental-oceanic mobile zones which in addition to certain geomorphic, geological and geophysical difference have essential similar features resulted from their position between lithospheric plates pushed together. Morphostructures evolution within an intra-continental zone proceeds under conditions of predominant compression (plates' collision). Morphostructures of a continental-oceanic zone develop under conditions of predominant tension (within deep-sea basins), compression being confined to insular arcs regions (plates' subduction).

---